

ГЕОЛОГО-ГЕНЕТИЧНІ ТИПИ, МІНЕРАЛОГО-ГЕОХІМІЧНІ ОСОБЛИВОСТІ ТА ФІЗИКО-ХІМІЧНІ УМОВИ УТВОРЕННЯ ГІДРОТЕРМАЛЬНИХ І РОЗСИПНИХ РОДОВИЩ ЗОЛОТА

Микола Павлунь, доктор геол. наук, професор,
професор кафедри геології корисних копалин і геофізики
mykola.pavlun@lnu.edu.ua
<https://orcid.org/0000-0002-8634-65762>

Олег Гайовський, канд. геол. наук, доцент,
завідувач кафедри геології корисних копалин і геофізики
oleh.hayovskyu@lnu.edu.ua
<https://orcid.org/0009-0000-5178-4173>

Лариса Сливко, завідувачка Музею рудних формацій
larysa.slyvko@lnu.edu.ua
Львівський національний університет імені Івана Франка,
вул. М. Грушевського, 4, Львів, Україна, 79005

Проаналізовано найважливіші питання з геології, мінералогії та геохімії золота, з якими зазвичай стикаються фахівці під час розшуків, розвідки й підрахунку запасів на різноманітних корінних і розсіпних родовищах. Наведено загальні відомості з хімії золота, новітні дані з його геохімії та форми перенесення за гідротермальних умов. Схарактеризовано специфіку головних геохімічних асоціацій золота і його мінеральні парагенезиси в рудах. Описано мінералогію золота (інтерметалеві сполуки, телуриди й селеніди золота тощо) і геолого-геохімічні типи власне золотого й золотоносного зруденіння. Виконано порівняння геолого-структурних і термобарогеохімічних умов локалізації золоторудних родовищ різноглибинних зон.

До метаморфогенно-гідротермального класу родовищ золота належать родовища великих глибин, які були сформовані в найбільш високобарних ($> 300\text{--}200$ МПа) та найбільш термостатованих фізико-хімічних умовах ($\Delta T/100$ м – від $5\text{--}6$ до 10 °C), часовий градієнт $\Delta T/\Delta P$ становить $2,5\text{--}1,0$ °C на 1 МПа.

Магматогенно-гідротермальні родовища утворилися на середніх глибинах у переважно середньобаричних умовах ($\Delta T/100$ м – від $200\text{--}100$ до $40\text{--}30$ МПа наприкінці формування) та помірно-термостатованому режимі ($\Delta T = 15\text{--}20$ °C) з градієнтом $\Delta T/\Delta P = 2,0\text{--}8,8$ °C на 1 МПа.

Фізико-хімічна система утворення вулканогенно-гідротермальних малоглибинних родовищ була низькоглибинною ($4,1\text{--}20,0$ МПа) нетермостатованою ($\Delta T/100$ м – від $25\text{--}30$ до 50 °C) із часовим градієнтом $\Delta T/\Delta P$ $8\text{--}12$ °C на 1 МПа, через що вертикальний розмах золото-срібного зруденіння є найменшим.

Важливими для розгляду є екзогенні типи золотого зруденіння, які охоплюють тріаду чинників їхнього формування – первинні джерела, кліматичні й геоморфологічні умови. На особливу увагу заслуговують метаморфізовані розсіпища, серед яких виділяється «геологічний монстр» –

Вітватерсранд. Описано геологічну будову, речовинний склад конгломератів із золотом та уранієм і наведено дискусійні погляди на генезис родовища.

Ключові слова: золото, родовище, генезис, геолого-генетичний тип зруденіння, мінералогія, геохімія, термобарогеохімія, гідротермальні процеси, розсипище.

DOI <https://doi.org/10.30970/min.75.01>

Золото – найпрекрасніший з металів.
За допомогою золота можна робити що завгодно
не тільки в цьому світі... Можна викликати душі
з чистилища і заселяти ними рай...
*З листа Христофора Колумба
королю Іспанії Фердинанду*

Постановка проблеми. Головні риси мінералогії і геохімії золота, особливості внутрішньої будови атома як хімічного елемента і структури золота як мінералу, головні фізико-хімічні параметри, що визначають його поведінку в ендо- і екзогенних процесах, – на цьому ґрунтується наукове розуміння причин і механізмів концентрації або розсіювання металу; без цього неможливо ні розробити надійну ієрархію розшуково-оцінних критеріїв, ні спрогнозувати зруденіння.

Аналіз досліджень. Різні аспекти проблеми розкривалися з різною детальністю, натомість її загальний і детальний огляд поданий для підготовки фахівців спеціалізації «Геологія золота», оскільки Україна починає робити зусилля з формування власної мінерально-сировинної бази золота.

Мета – навести комплексні дані з хімії і геохімії золота, його мінералогії та особливостей геотектонічної позиції, магматизму й морфоструктури різноглибинних родовищ золота, відомості про форми гідротермального перенесення золота, стадійність і термобарогеохімічний режим процесів рудоутворення, екзогенні концентрації золота.

Виклад основного матеріалу. На світовому ринку золота, яке є грошовим еквівалентом будь-якого товару і має високу індустріальну технологічність, золото має необмежений попит, тому «жовтий» самородний метал залишається найголовнішим товаром [3].

Саме із цього погляду, а також з огляду на те, що Україна вже має щонайменше 11 родовищ золота й розпочинає робити перші кроки щодо створення елементів гірничо-геологічної і технологічної інфраструктури його видобутку на власній мінерально-сировинній базі [1; 2; 16 та ін.], проблема формування й функціонування такої бази та підготовки фахівців із геології, металогенії, розвідки родовищ золота дуже актуальна. Концепція підготовки українських фахівців передбачає знати про золото майже все – від етимології походження назви (з праслов'янської *zolto* (жовтий), у староукраїнській мові – *злато*; французькою *soleil* – сонце, старослов'янською *сол* – яскраве каміння), специфіки будови атома і структури мінералу до розуміння того, де, чому і як утворюються його родовища, де і як їх розшукувати, як розвідувати, підраховувати його запаси й виконувати їхню геолого-економічну оцінку. Дійсно, саме особливостями внутрішньої будови атома чи хімічного елемента і структури золота як мінералу зумовлені галузі його використання і властивості, які ми так цінуємо: антикорозійність, блиск, колір, декоративність, висока електропровідність, ковкість, тягучість, пластичність за високої температури плавлення тощо. У геолого-структурному сенсі саме структурними особливостями золота визначені головні фізико-хімічні параметри, які зумовлюють його поведінку в ендо- і екзогенних процесах та на яких ґрунтується наукове розуміння обставин і механізмів концентрації або розсіювання металу [3].

Фізико-хімічні властивості золота важливі й для результативного промислового збагачення руд різного мінерального складу й текстурно-структурного типу, під час якого обов'язково беруть до уваги поведінку його вільних або хімічно зв'язаних форм у збагачувальних схемах відповідного технологічного характеру, оскільки недостатньо повна інформація про морфометрію самородного золота призводить до суттєвих втрат металу. Отже, справжній фахівець повинен ліпше за інших розумітися на питаннях не тільки хімії, геохімії, поведінки золота в природних і техногенних фізико-хімічних системах, а й мінералогії руд різних формацій, на технологіях збагачення золота й особливо на принципах геолого-генетичної типізації, прогнозування та розшуків його природних концентрацій. Такий перелік завдань є наріжним відображенням структури і змісту пропонованої статті.

Загальні відомості з хімії золота стисло наведені в періодичній таблиці хімічних елементів. Золото Au (разом з Cu і Ag) належить до першої групи типових лужних елементів (Li, Na, K, Rb, Cs, Fr) у вигляді специфічної підгрупи B: її представники мають суттєво підвищену густину, твердість і хімічну інертність. У природі ці метали частіше від інших трапляються у вільному, так званому самородному стані. Важливо, що переважна здатність до реакцій відновлення притаманна (хоча й різною мірою) майже всім найближчим у періодичній таблиці сусідам золота: у шостому періоді – Os, Ir, Pt, Hg, Tl, Bi, а в п'ятому – Ru, Rh, Pd, Ag. Привертає також увагу і деяка природна спільність багатьох цих елементів у вигляді так званих геохімічних асоціацій – Au–Ag, Au–Cu, Au–Hg, Au–Bi, Au–Pt, а також з Os, Ir, Pd, Rh тощо.

Золото має 79-й порядковий номер комірки (протон) з атомною масою 196,97. Особливість електронної конфігурації атома золота полягає в його шести енергетичних рівнях із чотирма підрівнями (*s, p, d, f*), що мають 14 орбіталей. Принцип В. Паулі стосовно «спіну» електронів підрівня *s* та електронної природи можливої зміни валентності золота (від 0 до 3⁺) пояснюється наявністю умов окиснювально-відновлювального середовища та похідними змінами йонного радіуса.

За Л. Полінгом, золото має ізотопи 192–206, за В. Нарсєєвим – усього 30 ізоотопів, а згідно з новітніми даними відомо 37 ізоотопів золота з масовим числом від 169 до 206. Єдиним стабільним ізотопом є ¹⁹⁷Au. Отже, природне золото є практично ізотопно чистим елементом.

Важливі фізичні властивості золота такі. Густина в хімічно чистому вигляді – 19,32 г/см³, у природі коливається від 15–16 до 18–19 г/см³. Візуальна інформація про об'ємні параметри вагових одиниць чистого золота, якими оперує практична геологія, така: 1 кг золота – це куля діаметром 4,6 см або куб із ребром 3,9 см; 1 тонна – куб із ребром 39 см. Температура плавлення становить 1 063 °С, кипіння – 2 966 °С. Золото має надзвичайну тепло- й електропровідність, а також найвищі порівняно з іншими металами значення пластичності й ковкості. Параметри витягання дротини – $d = 2 \cdot 10^{-6}$ мм, плівкового (сусального) золота – $14 \cdot 10^{-8}$ мм.

Сполуки золота з киснем, воднем, азотом, вуглецем наразі не відомі, натомість наявна чітка схильність Au до галоїдів (Cl⁻, Br⁻, I⁻), ціанідів (CN⁻), гідросульфідів (HS⁻). Найважливіші шість типів золоторозчинних середовищ такі: так звана царська вода (лат. *aqua regia*, суміш концентрованих кислот – один об'єм HNO₃ і три об'єми HCl), кислоти – селенова H₂SeO₄, ціанова (особливо у вигляді KAu(CN)₂) і гідросульфідна (у вигляді NaAu(HS)₂), а також металева ртуть з утворенням амальгам, гумусової кислоти, частково вуглекислоти. Водночас ці сполуки золота нестійкі й досить легко руйнуються під впливом окиснювачів – деяких металів (Fe, Cu), вуглецю (C⁴⁻–C⁴⁺) у процесі трансформації від вуглеводнів до оксидів, телуридів-селенідів, а також анаеробних бактерій, що ілюструють наукові статті Р. Амосова.

Важливими є такі експериментально доведені тези: 1) у звичайному водному середовищі (без лігандів, мінералізаторів) золото не окиснюється за участі кисню, різних кислотних або лужних компонентів, точніше, так званих аква-іонів $[\text{Au}(\text{OH})_2]^+$, що утворюються й відразу руйнуються через надзвичайно низьку стійкість; 2) досить стійкими є бінарні сполуки – своєрідні інтерметалеві взаєморозчини Au з його «благородними» сусідами в періодичній таблиці (Ag, Cu, Pt, Os, Ir та ін.). Інших простих сполук Au за гідротермальних умов немає, а за лабораторних умов порівняно стійкими є його гексахлориди (за 254 °C), монохлориди (254–282 °C) і дихлориди (> 282 °C). Це підтверджено термобаро-геохімічними дослідженнями флюїдних включень у мінералах різних природних концентрацій золота. Серед кристалічних є селеніди й телуриди золота, які відомі в природних рудах (калаверит, ауростибніт, гесит, костовіт, фішесерит та ін.).

Стосовно поширення й розподілу золота в природі (мінералого-геохімічні особливості золота) зазначимо, що, всупереч традиційним поглядам, воно належить до найпоширеніших металів. Немає жодного «уламка» гірської породи, крім органічних вапняків, позбавленого на спектроаналітичному рівні ознак наявності цього металу. Учені-геохіміки нерідко сумніваються: золото – це рідкісний елемент (адже наявний скрізь) чи розсіяний (бо добре відомі його дуже великі самородки)? У цьому й полягає його головна своєрідність: є скрізь, однак у дуже малій кількості, на кшталт «розсіяних» елементів, які ніколи не утворюють великих самородних скупчень – від 1n кг до 10n–100n кг.

Кларк золота становить $4,5 \cdot 10^{-7} \%$. Обчислено, що в 1 км³ гірських порід міститься до 14 т цього металу, а в 20-кілометровому шарі земної кори – близько 100 млрд т. Середній вміст золота в 1 т породи становить 0,005 г, або 0,0000005 %. Вміст золота в головних петрохімічних типах порід такий, г/т: осадові (пісковики, сланці) – до 0,001, метаморфічні – 0,004–0,007, магматичні: кислі – 0,002, основні – 0,002–0,020; навіть у гумусових ґрунтах вміст Au подекуди сягає 0,5 г/т.

Важливою є вибірковість поглинання й нагромадження золота деякими рослинами як основи біо- або фітохімічного методу розшуків. У середньому з однієї тонни попелу хвойних можна вилучити 4,27 мг хімічно чистого золота, осики – 2 мг, берези – 0,6 мг; охоче концентрують золото кукурудза й хвощі. Осики, що зростають на рудних відвалах або на відходах виробництва, містять до 6 г/т золота, головню в листі верхніх гілок, що потрібно брати до уваги під час фітоаналітичного картування.

Величезну кількість золота в розпорошеному вигляді переносять ріки (наприклад, Амур щородини виносить у море понад 1 кг золота, тобто 8,5 т на рік) і нагромаджують води світового океану, переважно у вигляді хлорауратів (Na_2AuCl). Середній вміст золота мінливий (0,0004–0,0030 мг/т, тобто 0,4–3,0 г/т) і в окремих морях, затоках досягає, за даними В. Соболевського, 4–10 мг/т, а в Карибському морі навіть 15–18 мг/т. За підрахунками, власне океанічні запаси золота досягають від 1 до 8 млрд т. У XX ст. було розроблено понад 40 проєктів вилучення золота з океанічних вод (Велика Британія, Японія), однак запропоновані технології поки не витримують економічної конкуренції з традиційними джерелами цього металу.

Цікава й порівняно нова проблема майбутнього видобутку золота з давніх (тріас – юра) покладів кам'яної солі (середній уміст – 0,0005 г/т) та калійних солей (0,001–0,010 г/т), однак поки до цього не дійшло.

Розподіл природних ресурсів золота між державами значно регулює характер вирішення проблем світової економіки мінеральної сировини. Наразі вигідною залишається експлуатація первинних і вторинних концентрацій самородного металу: ендегенних, переважно власне гідротермальних родовищ із середнім вмістом металу від $n \cdot 10$ г/т до 2–3, інколи 5 кг/т та екзогенних у вигляді різноманітних розсипищ вільного й досить

великоуламкового золота, що зумовлене саме його високою інертністю, високою густиною й ковкістю.

Загальну кількість золота, вилученого з надр Землі, починаючи з IV ст. до н. е., оцінюють у понад 130 тисяч тонн. З 1493 р., тобто після відкриття Христофором Колумбом Америки, видобуто понад 80 тис. т, з яких до 65 тис. т – у XX ст. (величезна інтенсифікація видобутку). Близько 25 % видобутого золота з різних причин втплено у водах Світового океану. Майже половина його світових запасів розподілена між п'ятьма державами, тис. т: ПАР (40), США (6), Австралією (4,7), Канадою (3,5), Росією (3,5), помітні запаси мають іще Індонезія (2,8), Узбекистан (2,8), Казахстан (1), Киргизстан (1), Перу (0,65). На всі інші країни, у тім числі Україну (де розвідані ресурси становлять 3 500 т, а це близько 600 т золота), припадає близько 13 тис. т.

Форми міграції золота в земній корі розкриває теорія процесів рудогенезу, у якій можна виділити три проблеми: мобілізація корисного компонента (припущення про його «джерело»), міграція (форма і шляхи транспортування) та локалізація (відкладання руд).

Щодо мобілізації, то проблему розглядають здебільшого на рівні припущень, нерідко досить фантастичних, проте безперечними є такі першоджерела речовини, як підкорові (верхня мантія) і корові, зокрема, магматичні, метаморфічні, магматично-асиміляційні та гідротермально-фільтраційні, інколи йдеться про космогенно-метеорні, імпактні, астроблемні тощо [3; 7].

Відомо, що середній вміст Au і в базальтоїдах, і в гранітоїдах становить 0,002 г/т, золото не утворює промислових концентрацій, тільки під час процесів магматичної диференціації та дистиляції воно відокремлюється в складі досить рухомих, так званих післямагматичних надкритичних парогазових систем, переважно вуглекисотно-водного складу (CO_2 , H_2O з підвищеною концентрацією N_2 , CH_4 , H_2S , галогідів металів).

Експериментально надійно доведено, що гідротермальне транспортування металів, у тім числі золота, відбувається у вигляді певних хімічно стійких комплексів, точніше, комплексних іонів. Такі йони мають певну структуру: комплексоутворювач (K^+ – завжди простий катіон металу – Au^+), ліганди (L – завжди простий аніон Cl^- , $\text{S}_2\text{O}_3^{2-}$, HS_3^- , CN^- та ін.) і аденди (Au^0 – нейтральна, частіше молекулярна складова комплексного йона – H_2O , NH_3 , CO_2 та ін.).

Характеристика з фізико-хімічних позицій складових комплексного йона та рядів найстійкіших ендегенних типів золотоносних комплексів під час міграції золота охоплює хлораурати, тіосульфати, гідросульфіді, карбонілаурати, ціанаурати. Маємо тільки не забути згадати про експериментальні можливості ролі комплексів типу арсинів, стибінів, фосфінів, а також анти-ауратів, які є стійкими за екзогенних умов. Акцентуємо увагу на результатах геохімічних і, особливо, термобарогеохімічних досліджень [5; 6 та ін.], що додатково глибоко й системно засвідчують природну реальність відповідних форм перенесення золота за гідротермальних умов.

Зазначимо, що особливо важливими у випадку найбільш високотемпературного гідротермального транспортування золотоносних сполук є галогенні (Cl) комплекси. Серед найпоширеніших і найефективніших хлорауратних комплексів дієвими є $[\text{Au}^+\text{Cl}_2]^-$, $[\text{Au}^+\text{Cl}_3]^{2-}$, $[\text{Au}^+\text{Cl}_5]^{4-}$, $[\text{Au}^{+3}\text{Cl}_4]^-$. Зокрема, для родовища Балка Широка, де простежено чіткий літологічний контроль зруденіння залізистими кварцитами, це можна задовільно проілюструвати потенціал-визначальною (для заданої гідротермальної системи) роллю магнетиту як відновника золота, що звільнялось під час руйнування хлорауратних комплексів за реакцією $(\text{Na}, \text{K})[\text{AuCl}_2] + \text{FeFe}_2\text{O}_4 \rightarrow \text{Au}\downarrow + \text{Fe}_2\text{O}_3 + (\text{Na}, \text{K})\text{Cl}$, тобто $\text{Au}^+ + \text{Fe}^{2+} \rightarrow \text{Au}^0 + \text{Fe}^{3+}$, або кристалізація золота відбувається в середньотемпературному діапазоні (280–200 °C) за реакцією $\text{Na}[\text{AuCl}_2] + \text{CH}_4 \rightarrow \text{Au}\downarrow + \text{CO}_2\uparrow + \text{NaCl}$, тобто $8\text{Au} + \text{C}^{4+} \rightarrow 8\text{Au}^0 + \text{C}^{4+}$. У менш

високотемпературних – гідросульфідні $[\text{Au}^+(\text{HS})_2]^-$ чи $[\text{Au}^{3+}(\text{HS})_4]^-$, а за приповерхневих умов – тіосульфатні типу $[\text{Au}^+(\text{S}_2\text{O}_3)]^-$ чи $[\text{Au}^+(\text{S}_2\text{O}_3)_2]^{3-}$, місцями карбоніл-ауратні $[\text{Au}^+\text{Cl}(\text{CO})_4]^-$, ціан-ауратні $[\text{Au}^+(\text{CN})_2]^-$, амін-ауратні $[\text{Au}^{3+}(\text{NH}_3)_4](\text{NO}_3)^-$, $[\text{Au}^{3+}(\text{NH}_3)_4](\text{OH})_3^-$.

Процеси рудоутворення на родовищах золота такі своєрідні, що продукти їхньої діяльності в переважній більшості є свого роду природними музеями мінералогії, які «експонують» до 150–200 мінеральних сполук у складі численних парагенезисів (на кшталт Верхньодарасунського родовища в Даурії – 165 мінералів, Кочбулак в Узбекистані – до 115 мінералів) [11]. Левова частка золота (до 80 %) міститься в них у самородному, хоча далеко не хімічно чистому вигляді, близько 20 % – у хімічних сполуках – інтерметалевих і телурид-селенідах, частково (5–10 %) – у вигляді сепаратно осадженого металу на ранніх сульфідах та іншого типу осаджувачах.

Золото – дуже важливий промисловий мінерал завдяки його складу: у ньому може міститися понад 40 хімічних елементів (завжди Cu, Pb, Fe, регіонально – Bi, Pd, Sb, Te, Os, Pt, тобто майже всі «благородні»). Тому склад природного золота визначають через поняття «пробність» (проба) – так оцінюють його якість – за вмістом хімічно чистого металу в 1000 одиницях об'єму природного матеріалу в промілі (%). Розрізняють високопробне золото, характерне для розсипищ (проба 900–990), середньопробне (900–700), притаманне плутоногенно-гідротермальним рудам великих (4–5 км) і середніх (2–4 км) глибин, і низькопробне (< 700) у вулканогенно-гідротермальних рудах порівняно малих щодо синрудної палеоповерхні глибин (1,0–1,5 км).

Важливо наголосити, що цей показник досить чітко залежить від специфіки геолого-структурних і фізико-хімічних параметрів рудоутворення і тому не є стабільним, інколи досить помітно. Однак у статистично ґрунтовній оцінці він дуже інформативний, оскільки закономірно зростає з переходом від молодих до давніх родовищ, від малоглибинних (1,0–1,5 км) до глибинних (4–5 км), від малобарних процесів рудоутворення (10–20 МПа) до високобарних (250–300 МПа), від вулканогенних формацій до плутоногенних та метаморфогенних і, нарешті, від первинних (незмінених) руд до перевідкладених (розсипних). Методологічно важливо ще раз наголосити, що йдеться про статистично стійкі показники пробності золота.

Генетично інформативною є також форма виділень золота. Зокрема, зерна неправильної форми та прожилки характерні головню для руд середніх і більших глибин, а малоглибинні досить своєрідні – плівки, дртики, спіралі, сплутано-волокнисті, нитко- й дендритоподібні агрегати, губчасті скупчення тощо. Кристалічні форми (гексоктаедричний вид симетрії $3L_44L_36L_29PC$) поширені мало (октаедр, частіше в комбінації з додекаедром, інколи кубом).

За розміром розрізняють тонкодисперсні виділення золота (до 0,001 мм), дрібні (до 0,1 мм), середні (до 1 мм), великі (до 5 мм) і самородки (> 5 мм або вагою понад 10 г). Всесвітньовідомі самородки золота – «Заячі вуха» (3,344 кг), «Верблюди» (9,3 кг), «Коштовність корони Айронстоуна» (16,4 кг), «Нормандський самородок» (загальна вага 25,5 кг, вміст металу 80–90 %), «Рука віри (долі)» (загальна вага 27,66 кг, з них 25 кг – золото), «Великий трикутник», або «Світовий монстр» (загальна вага 36,21 кг, з них чистого золота 32,94 кг), «Пепіта Канаа» (52,33 кг, з рудовмісною породою 60,82 кг), «Бажаний незнайомець» (70,9 кг з кварцом), «Плита Холтермана» (82,11 кг) та ін. [29; 30].

Мінералогія золота охоплює, крім власне золота, його інтерметалеві сполуки, телуриди-селеніди, сульфідні й навіть оксиди [4; 15; 31]. Серед інтерметалевих сполук золота – анюїт AuPb_2 , ауригідрагірімїт Au_6Hg_5 , ауристїбіт AuSb_2 , безсмертновїт $(\text{Au}, \text{Ag})_4\text{Cu}(\text{Te}, \text{Pb})$, богдановїт $(\text{Au}, \text{Te}, \text{Pb})_3(\text{Cu}, \text{Fe})$, вейшанїт $(\text{Au}, \text{Ag}, \text{Hg})$, купроаурид Cu_3Au , мальдонїт Au_2Bi , монтбрейїт $(\text{Au}, \text{Ag}, \text{Sb}, \text{Bi}, \text{Pb})_{23}(\text{Te}, \text{Sb}, \text{Bi}, \text{Pb})_{38}$, тетра-аурокуприд CuAu ,

хуньчуньїт Au_2Pb та ін.; телуриди – білібінськіт $\text{PbAu}_3\text{Cu}_2\text{Te}_2$, гонієїт Au_3TlTe_2 , калаверит AuTe_2 , костовіт AuCuTe_4 , кренерит Au_3AgTe_8 , малетойваяміт $\text{Au}_3\text{Se}_4\text{Te}_6$, мутманіт AuAgTe_2 , петцит Ag_3AuTe_2 , силваніт AgAuTe_4 ; селеніди – фішесерит Ag_3AuSe_2 ; оксиди – аурантимоніт AuSbO_3 (незатверджений, можливо, суміш золота і оксидів стибію [31]); сульфіді – йонассоніт $\text{Au}(\text{Bi}, \text{Pb})_5\text{S}_4$, кридлеїт $\text{Ag}_2\text{Au}_3\text{TlSb}_{10}\text{S}_{10}$, музеуміт $[\text{Pb}_2(\text{Pb}, \text{Sb})_2\text{S}_8][(\text{Te}, \text{Au})_2]$, нагіагіт $[\text{Pb}_3(\text{Pb}, \text{Sb})_3\text{S}_6](\text{Au}, \text{Te})_3$, петровськаїт AuAgS , ютенбогардтит Ag_3AuS_2 та ін. Щодо інтерметалевих сполук зауважимо, що це не сплави, а структуровані металеві сполучення достатньо сталого складу, а стосовно телуридів-селенідів варто зазначити, що вони особливо поширені в золото-срібних рудах переважно малоглибинних родовищ вулканогенно-гідротермального класу. Вони й подібні мінеральні сполуки асоціюють зі сріблом, аргентитом, полібазитом, пруститом, піраргіритом, міаргіритом і багатьма іншими золото-сріблоносними сульфідами.

Сепаратно осаджене золото є наслідком його підвищеної схильності до інертного стану. Воно формується за певних електрохімічних реакцій на мінеральному субстраті, що містить легкоокиснювальні елементи (Fe, Cu, C, S та ін.). Це можна проілюструвати у вигляді електронних реакцій $\text{Au}^+ \rightarrow \text{Au}^0$, $\text{Fe}^{2+} \rightarrow \text{Fe}^{3+}$, $\text{C}^{4-} \rightarrow \text{C}^{4+}$, $\text{S}^{2-} \rightarrow \text{S}^{6+}$ та ін. Саме тому золото з гідротерм відокремлюється на певних енергетично активних поверхнях відповідних мінералів попередніх генерацій (пірит, піротин, арсенопірит, магнетит та ін.), головню на стінках їхніх уламків, у тріщинах, де особливо багато відкритих енергетичних вакансій, а також на вершинах і ребрах монокристалів, у вигляді окремих стяжінь. Як засвідчили дослідження Джейна і Бенкрофта, вірогідність адсорбції й відновлення Au на поверхні сульфідів – чи не головний механізм концентрування золота, особливо в разі низьких значень концентрації й температури. Спочатку Au адсорбується у вигляді хлориду чи гідроксиду. Далі сульфід-напівпровідник під час перенесення електронів діє як відновник за реакцією $8\text{AuCl}_4^- + 2\text{S}_2^{2-} + 12\text{H}_2\text{O} \rightarrow 8\text{Au}^0 + 3\text{SO}_4^{2-} + 24\text{H}^+ + 32\text{Cl}^-$, або $2\text{AuCl}_4^- + 3\text{S}^- \rightarrow 2\text{Au}^0 + 3\text{S}^0 + 8\text{Cl}^-$.

Нерідко мінерали-осаджувачі золота відіграють помітну роль у формуванні його запасів (до 10 %), що потрібно брати до уваги під час розвідки родовищ і розробки технологічних систем збагачення руд.

Вирізняють три механізми промислового нагромадження золота: 1) сумісна кристалізація з іншими мінералами «продуктивних» парагенезисів (поширення індукційних граней одночасного росту мінеральних індивідів); 2) осадження золота на мінералах більш ранніх генерацій (плівково-прожилково-вкраплені виділення); 3) некристалізаційне (так зване біогенне) осадження на слизових поверхнях клітин ціанобактерій, діатомітів, що утворюють гронові спіралеподібні колонії, поширені у відкладах перекритих розсипищ золота [20].

Розподіл золота в рудах украй нерівномірний, що залежить від збігу чи виокремлення таких чинників: характер поширення в жилах сульфідів-осаджувачів; мінливість морфометричних параметрів рудних тіл; характер літолого-структурних умов локалізації зруденіння (вузли перетину, відгалуження тріщин, зміна типу вмінних порід тощо); інтенсивність флуктуацій фізико-хімічного режиму гідротермальної системи.

Важливе значення має комплексність геохімічних бар'єрів, які нерідко супроводжуються золоторудними стовпами (бананцями) у широкому сенсі цього поняття: це може бути контакт рудовмісних гранітоїдів і габроїдів серед метаморфітів, золотоконтрольовальна роль залізистих кварцитів, магнетитоносних амфіболітів, зон графітизованих філітів або просто вуглецевмісних осадових відкладів. Усе це можна пояснити відповідними реакціями відновлення – окиснення, де відновлення золота зумовлене окисненням заліза, вуглецю й інших хімічних елементів. Зокрема, геохімічні бар'єри, спричинені наявністю

«відновника» Au, можна пояснити такими реакціями їхнього формування: $\text{Na}[\text{Au}^+\text{Cl}] + \text{Fe}^{2+}\text{Fe}^{3+}_2\text{O}_4 \rightarrow \text{Au}\downarrow + \text{Fe}^{3+}\text{O} + \text{NaCl}$, тобто $\text{Au}^+ + \text{Fe}^{2+} \rightarrow \text{Au}^0 + \text{Fe}^{3+}$ у випадку контакту граніт – габро, товщі кварцитів, амфіболітів з магнетитом (FeFe_2O_4) або реакції $\text{Na}[\text{Au}^+\text{Cl}_2] + \text{CH}_4 \rightarrow \text{Au}^0 + \text{CO}_2\uparrow + \text{NaCl}$, тобто $8\text{Au}^+ + \text{C}^{4-} \rightarrow 8\text{Au}^0\downarrow + \text{C}^{4+}$ – у випадку графітізованих товщ, вуглецевмісних порід, окиснення нафтопродуктів, озокериту, парафіну, асфальту.

Щодо промислово-кондиційних особливостей золота, то дуже узагальнено наведемо суттєві розбіжності якісно-кількісних параметрів і показників кондицій стосовно золотоносних руд різного походження.

Мінімальний промисловий вміст золота в різноманітних розсипищах становить звичайно 0,1 г/т, інколи дещо нижче, у первинних (корінних) золото-сульфідно-кварцових рудах – не менше ніж 3 г/т для шахтного способу розробки та 1–2 г/т – для кар’єрів. Вміст металу в середньому 20–30 г/т вважають високим, хоча нерідко він сягає 100 г/т, а іноді й 2–5 кг/т. За запасами розрізняють такі корінні родовища золота, т: дуже дрібні – до 10, дрібні – 10–50, середні – 50–100, великі – 100–300, унікально великі – понад 300. Розсипні родовища класифікують за запасами дещо інакше, т: дуже дрібні – до 1, дрібні – 1–25, середні – 25–50, великі – понад 50, унікально великі – понад 100.

Руду завжди збагачують. Для забезпечення 80 % вилучення запасів металу особливу увагу приділяють поширенню золотин певного класу розмірності, як-от вільне макроскопічне золото розміром понад 5 мм та велике (1–5 мм), вільне мікроскопічне золото (0,001–1,000 мм) найчастіше у зростках з кварцом, баритом, кальцитом та іншими мінералами, пов’язане субмікроскопічне золото (0,0001–0,0100 мм), тонкодисперсне розсіяне в сульфідах, магнетиті, мартиті тощо.

Історія промислового збагачення руд та їхньої подальшої переробки охоплює такі методи, як хлорування (1848), амальгамація (з 1870), ціанування (1889), флотація (1918), біогідрометалургія (1990).

Головні технологічні цикли збагачення руд з переважанням макроскопічного золота такі: 1) дроблення; 2) гравітаційне відокремлення великих золотинок на вібраційних столах; 3) амальгамація; 4) відпарювання (відгонка Hg); 5) одержання «чорного» концентрату; 6) афінаж (остаточне очищення концентрату). Переробка тонкодисперсних руд має свої особливості: 1) дроблення; 2) багаторазове тертя до порошкоподібного стану; 3) флотація порошку сульфідів у вигляді піни від пульпи; 4) ціанування «хвостів» концентрату; 5) обробка шламу сірчаною кислотою та його промивання; 6) переплавлення з домішками флюсів; 7) афінаж.

Нині використовують екологічно чисту схему, яку називають біогідрометалургійною. Вона охоплює бактеріальне окиснення золотоносних сульфідів, вилугування тонкодисперсного золота сорбційним ціануванням та обробку шламів іонно-обмінними смолами.

Перейдемо до стислого огляду *геолого-генетичних і рудноформаційних типів золоторудних родовищ*.

Розрізняють такі промислові джерела золота [7]:

– природні – рудні родовища (первинні – ендегенні, вторинні – екзогенні, розсипні) та води Світового океану (з умістом Au 0,003 г/т);

– штучні (техногенні) – відвали кар’єрів, шахт, драг (ефіль), хвостосховища золотозбагачувальних фабрик (площі геологічного дисбалансу), нагромадження вторинної сировини з різним умістом металу (промислові гуртівні, військові арсенали, радіоелектронні вироби тощо).

Нижче йдеться винятково про ендегенні й екзогенні концентрації золота, серед яких чітко вирізняються власне золоторудні родовища та родовища комплексних золотоносних

руд, з яких золото вилучають супутньо (частка його видобутку становить 8 %). Серед них виділяють такі генотипи [7]:

- сульфідні мідно-нікелеві (з Co, Pt, Au) ліквіційно-магматичні в габроноритах трапової формації – Садбері, Бушвельд, Талнах та ін.;
- хромітоносні дуніти (з Pt, Au) – пізньомагматичні в диференційованих масивах ультраосновних порід геосинкліналей – Кемпирсайське, Сарановське;
- рідкіснометалеві (U, Mo, W, Sn, Li, Be, Bi, Au) грейзенові з накладеною гідротермальною мінералізацією – Джида, Акчатау, Бом-Горхонське;
- скарноворудні (Cu, Pb, Zn, Au) контактово-метасоматичні з гідротермальною мінералізацією – Оурей, Санта-Фе;
- власне гідротермальні мідно-молібден-порфірові у вторинних кварцитах (Коунрад, Ою-Толгой, Алмалик), мідно-колчеданові у спіліт-кератофірах (Ріо-Тінто, Ергані, Гай), колчеданово-поліметалеві в осадово-вулканогенних товщах (Зирянівське), власне свинцево-цинкові (Ag, Au) у карбонатних товщах (Запокровське);
- бурозалізнякові з залишковим золотом (до 20–30 г/т) – частки окиснення сульфідних або магнетитових руд різного походження (Майкаїн).

Потенційними джерелами для майбутнього видобутку золота нині вважають такі [7]:

- відомі галогенні поклади калійних солей з умістом Au > 0,001–0,010 г/т;
 - мезо-кайнозойські конгломерати з величезними запасами «бідного» золотого зруденіння, з яким нині працюють технологи США;
 - придонні мінералізовані мули (і нагріті води) Червоного, Чорного й інших морів, для яких уже принципово розроблені технології здешевлення видобутку Au, Ag, Pb, Zn, Cu.
- Світові запаси золота, однак, представлені родовищами таких типів: гідротермальними, які є дуже різними, численними й відіграють провідну роль; розсипними, теж дуже численними, проте незрівнянно дрібнішими й уже майже відпрацьованими (до 2 % запасів); метаморфизованими, які значно менше поширені, майже екзотичні, однак унікальні за запасами (Вітватерсранд та ін.).

Гідротермальні родовища класифікаційно систематизували ще на початку ХХ ст. П. Ніглі [27], В. Ліндгрєн [24] у вигляді дещо ідеалізованої схеми глибинно-геотермального розподілу на епі-, мезо- і гіпотермальні; пізніше А. Грейтон [22], А. Баддінгтон [19], В. Шнейдерхен [28] виділили ще лепто- і ксенотермальні родовища.

Ця схема так чи інакше була підтримана більшістю геологів і взята за основу розробок низки класифікацій. На генетичному рівні така тенденція чітко простежена в наукових працях і підручниках, в яких синтезовано майже завершену й досконалу схему генетичної класифікації родовищ, у тім числі гідротермальної групи. Однак наукові дослідження не мають закінчення – у підручнику «Геологія корисних копалин. Ч. 1. Рудогенез» [8] та наших статтях [7; 12–14; 17] ми доповнили цю схему класом метаморфогенно-гідротермальних родовищ на підставі матеріалів геолого-генетичних досліджень (1995–2004) золоторудних родовищ Українського щита («Геолого-генетична типізація золоторудних родовищ України» [2]).

Нині загальна класифікаційна система гідротермальної групи родовищ така [7]: вулканогенно-гідротермальний, плутоногенно-гідротермальний, метаморфогенно-гідротермальний, амагматичний класи родовищ. У рудноформаційній системі гідротермальних родовищ Н. Петровської використано глибину формування цих родовищ від синрудної палеоповерхні: золото-кварцова формація малосульфідного (1–5 %) метаморфогенно-гідротермального зруденіння великих глибин (> 3–4 км), золото-сульфідно-кварцова формація помірно-сульфідного (10–20 %) плутоногенно-гідротермального зруденіння середніх глибин (1,5–3,0 км), золото-срібно-кварц-карбонатна (юна

золото-срібна) формація (0,1–1,5 %) вулканогенно-гідротермального зруденіння малих глибин (0,1–1,5 км).

Важливо, що в обох класифікаціях принципово новим (навіть прогресивним) є таке [7]: 1) відмова від панівної класифікаційної ролі температурного чинника, який, за порівняно новітніми даними з термобарогеохімії гідротермальних родовищ, є досить конвергентним і не тільки стосовно золота (продуктивна стадія – 300–150 °С, багаті руди формуються за 270–180 °С [6]); 2) неформалізоване поняття «глибинності» зруденіння у В. Смірнова через магматичні зв'язки, а у Н. Петровської це інтегральна характеристика, яка відображає ступінь енергетичної «відкритості – закритості» системи, що доведено нами через винятково її *PT*-режими й рівень термостатованості ($\Delta T/100$ м) [2; 6; 17]; 3) застосування поняття «сульфідності» як середньостатистичної характеристики родовищ і навіть рудноформаційного ряду загалом; акцентування, що убого-, мало- і помірно-сульфідні руди важливо чітко протиставляти суттєво сульфідним (40–50 %), які не бувають золоторудними, а тільки колчеданово-золотоносними; 4) для кожної золоторудної формації вперше виділено [9; 10] певні геохімічні (усього 12) та відповідні мінералогічні типи руд, що важливо для вирішення не тільки генетичних, а й прогнозно-розшукових питань.

У чому ж полягають геолого-генетичні особливості різноманітних гідротермальних родовищ золота? Наведемо лаконічну порівняльну характеристику на підставі даних термобарогеохімічних досліджень флюїдних включень у мінералах [7–10; 12].

Родовища метаморфогенно-гідротермального класу є найбільш високобарними, часто гіпербарними – до 250–300 (350) МПа. Специфічна риса рудогенерувальної системи – провідна роль надкритичних, винятково гомогенно-рідинних фаз не просто водно-сольових, а суттєво вуглекислотно-водних і водно-вуглекислотних розчинів, насичених газами (CH_4 , H_2 , N_2) і легкорозчинними солями галоїдно-гідрокарбонатного складу (нерідко сольова концентрація сягає 50–70 мас. % NaCl). Це пов'язано з процесами «всолювання» – з вилуговуванням і нагромадженням деяких компонентів бічних порід, а також продуктів поступового розкладання певних металоносних сполук. Локальна інтенсифікація таких процесів, особливо в разі перепадів тиску, стимулює досить повільну дегазацію гідротерм з появою рідкої, а потім газоподібної фази, передусім CO_2 . Процес розвивається протягом трьох-чотирьох стадій і, подібно до інших гідротермальних утворень, у широкому температурному діапазоні (500–50 °С), однак, на відміну від середньо- і малоглибинних типів, за умов порівняно спокійного міжстадійного режиму з тепловими імпульсами не вище 5–20 °С (рис. 1).

Просторові варіації температурних показників досить стабілізовані – загалом це найбільш термостатований і найбільш закритий тип рудогенерувальних систем з параметрами вертикального температурного градієнта ($\Delta T/100$ м) не більше ніж 10–12 °С і не менше ніж 4–6 °С/100 м, часовий градієнт $\Delta T/\Delta P = 2,5\text{--}1,0$ на 1 МПа. Процеси рудоутворення розвиваються в субізохоричному режимі, що зумовлює суттєву поширеність з глибиною і масштабність розвитку їхнього зруденіння (сягає глибини 2–3 км). Утім, порівняно з плутоногенно-гідротермальним і, особливо, вулканогенно-гідротермальним ($\Delta T/100$ м становить відповідно 15–30 і 25–30 до 90 °С), це значно менш концентрований тип зруденіння порівняно бідних, головню прожилково-вкраплених і метасоматично заміщених руд, що формують мінералізовані зони й інколи поодинокі жильні тіла, однак мають великі або дуже великі запаси самородного золота [9; 10; 17].

Родовища поширені в областях винятково прадавньої складчастості, де тяжіють до двох геотектонічних структур: граніт (грануліт)-зеленокам'яних областей архейських щитів (частіше до їхніх ядерних частин – кратонів) та до протерозойських зон складчастості облямування архейських ядер.

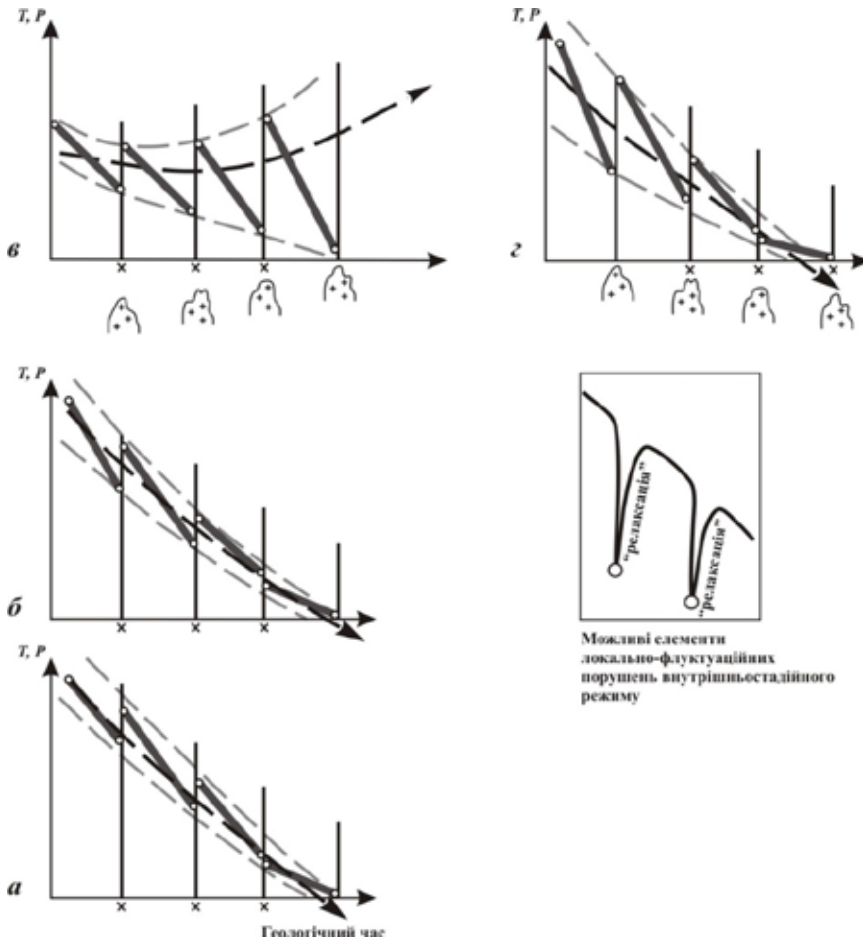


Рис. 1. Особливості термобаричного режиму гідротермальних процесів рудоутворення [7]: глибокого (а), помірно-глибокого (б) та малоглибокого на початку (в) і наприкінці (г) вулканогенно-магматичної діяльності

Рудовмісними є метабазити по туфологовому матеріалу основного складу (метадіабази, дуніт-перидотити), що перетворені в серпентин-тальк-хлоритові кристалічні сланці й місцями прорвані продуктами гранітизації (ультраметаморфізм) у вигляді складних тіл граніт-порфірів (Канадський щит) або кварцових порфірів, альбітофірів (Сурська зеленокам'яна структура (ЗКС) на Українському щиті (УЩ)). У периферійних зонах облямування ядер домінують гнейси, різноманітні амфіболіт-гранат-біотитові кристалічні сланці, філітоподібні графітізовані сланці.

Зв'язки зруденіння з умовно магматичними утвореннями переважно структурно-енергетичні (з палінгенно-анатектичними гранітоїдами). Хоча подекуди можливі й парагенетичні зв'язки з кислими дериватами у складі плутоновулканічних комплексів. Типовим є метаріодацит-плагіогранітний комплекс Сурської ЗКС, де простежується навіть зональний розподіл рідкіснометалево-золотого зруденіння (родовище Сергіївське). Нерідко провідну рудолокалізуювальну роль відіграють деякі стратиформні поклади магнітоактивних

порід типу залізистих кварцитів, магнетитоносних амфіболітів або кристалічні сланці, збагачені вуглецем, особливо інтенсивно графітізовані [8].

Мінералого-геохімічні типи золотого зруденіння – золото-пірит-піротиновий, золото-пірит-арсенопіритовий, іноді льолінгітовий, середній уміст золота – від 4–6 до 10–12 г/т.

Генотипними родовищами є Колар (Індія), Порк'юпайн (Канада), Калгурлі, Голден Майл (Австралія), Ашанті (Гана), Джуно (США), Морро-Велью (Бразилія), Балка Золота, Сергіївське (Сурська ЗКС), Балка Широка (Чортомлицька ЗКС), Майське (чарнокіт-гранулітовий структурно-формаційний комплекс у Дністерсько-Бузькому мегаблоці УЩ), Сурозьке (Призовський мегаблок УЩ).

Фізико-хімічна система рудоутворення для плутоногенно-гідротермальних родовищ середніх глибин – типово пневматолітово-гідротермальна: вуглекисотно-водна з концентрацією 9–11 % NaCl, на ранніх стадіях 45–60 %, здебільшого середньобарна, на початку 200–100 МПа, до 40–30 МПа, температурний діапазон – від 450–400 до 50 °C (міжстадійні інверсії 70–100 °C) (див. рисунок), продуктивний інтервал – 280–200 °C, режим загалом помірно термостатований ($\Delta T/100 \text{ м} = 15\text{--}30 \text{ }^{\circ}\text{C}$), часовий градієнт $\Delta T/\Delta P = 2,0\text{--}8,0$ на 1 МПа. Роль пневматолізу важлива на початку першої і другої допродуктивних стадій, у продуктивну поширені тільки процеси гетерогенізації (кипіння й дегазації), що сприяє утворенню золоторудних стовпів [9; 10].

Родовища поширені в евгеосинкліналях і в зонах тектоно-магматичної активізації платформ разом з областями консолидованої складчастості. Характерні генетичні зв'язки з гранітоїдними батолітами й парагенетичні з малими інтрузіями гіпабісальних зон. Дуже широкий діапазон рудовмісних товщ, включно із субформацією «скарнів» (винятково карбонатних) і «вуглець-теригенних» (у міогеосинкліналях) з накладеною гідротермальною золоторудною мінералізацією. Форми рудних тіл – жили виповнення, інколи заміщення, навколорудні метасоматити (серицитизація, березитизація, лиственітизація, калішпатизація, хлоритизація).

Мінералого-геохімічні типи зруденіння численні: золото-піритовий (піротиновий), золото-магнетитовий, золото-пірит-арсенопіритовий, золото-бісмутиновий, золото-галеніт-сфалеритовий, золото-халькопірит-піритовий, сфалеритовий з бляклими рудами. Формуються вони протягом трьох-шести стадій; зональність руд фаціальна, стадійна, комбінована. Середній вміст золота – від 15–20 до 30 г/т, пересічні руди містять 10n г/т, багаті – 100n г/т, масштабність вертикального розмаху зруденіння – від 0,7–0,8 до 1,5 км, що зумовлено проміжними значеннями термобароградієнтних параметрів. Генотипними родовищами є Бестюбе, Джеламбет (Північний Казахстан), Мурунтау (Західний Узбекистан), Бендіго (Австралія), Грасс-Веллі (США), Східно-Юрїївське, Бобріківське (Україна).

Вулканогенно-гідротермальні родовища малих глибин представлені різномасштабними убогосульфідними (0,5–1,5 %) утвореннями золото-срібло-кварц-карбонатної формації (юна золото-срібна) із численними субформаціями типу адуляр-серицитової, вуглекисотно-сульфідної та ін.

Фізико-хімічна система рудоутворення винятково низькобарна (41–20 МПа), докритична, власне гідротермальна (порівняно дегазована, слабо вуглекислотна з концентрацією солей 1–9 мас. % NaCl), однак дуже характерна наявність паро-газової фази, що зумовлено процесами ретроградного кипіння, тому система не є мінералоутворювальною. Температурний діапазон загалом коливається від 360–350 до 50 °C з міжстадійними інверсіями 100–150 °C (з інверсійно-регресивним та інверсійно-прогресивним типами режиму) (рис. 1). Процеси мінералоутворення багатостадійні (п'ять-шість стадій), продуктивні золото-срібні парагенезиси формуються в інтервалі 260–180 °C, тепловий режим таких систем нетермостатований, з варіаціями вертикального градієнта ΔT від 25–30 до

50 °C/100 м, а у приповерхневих зонах досягає 80–90 °C (за Мігазавою), часовий градієнт $\Delta T/\Delta P$ – 8–12 °C/1 МПа (у середньому близько 10). Саме тому вертикальний розмах золото-срібного зруденіння конкретних родовищ є найменшим (300–400 м), однак найбільш концентрованим (від 100 г/т до 1 кг Au на 1 т).

Геотектонічні умови поширення – рухомі зони вулканогенних поясів (крайові, острівні дуги, міжматерикові), зони тектоно-магматичної активізації платформ і консолідованих складчастих областей. Широкий діапазон рудовмісних товщ – від туфів, ігнімбритів, лав переважно андезит-дацит-ріолітового складу до вулканогенних, часто озерних фацій туфопісковиків, конгломератів грабеніподібних западин. Структурно-магматичний контроль зруденіння дуже чіткий: кільцеві тектоно-вулканічні структури провального типу (кальдера Кріпл-Крік), депресійно-вулканічні структури клиноподібних грабен-синкліналей (балеїський тип). Морфоструктурні типи зруденіння – штокверковий, жильно-штокверковий, метасоматично вкrapлений, навоколорудні зміни у вигляді гідрослюдизації, каолінізації, аргілізації, алунітизації, баритизації, адуляризації, окварцювання тощо.

Мінералого-геохімічні типи золото-срібного зруденіння особливо різноманітні: золото-аргентитовий, золото-полібазитовий, золото-піраргіритовий (з галенітом, сфалеритом), золото-арсенопірит-сульфоантимонітовий (з переважанням бляклих руд, срібла), золото-селенідний (з ауристибнітом), золото-телуридний (з переважанням калавериту, сільваніту, петциту, геситу). Досить умовно розрізняють золото-срібний тип руд (Au:Ag = від 1:1 до 1:150) та срібло-золотий (Au:Ag = 1,0–1,2). Що стосується убогої сульфідності руд, то їхні текстурно-структурні особливості надзвичайно специфічні й мають важливе діагностичне значення: по-перше, чітко переважають досить рівномірні дрібно- й середньозернисті структури (тичкуваті, гребінчасті, друзові агрегати дуже рідкісні), по-друге, – особливо поширені масивні дрібнозернисто-кварцові (халцедоноподібні) текстури: грубосмугасті, коломорфноподібні, каркасно-коробчасті, пластинчасті, що є кварцовими псевдоморфозами по пластинчастих кристалах кальциту й бариту.

Генотипні родовища західної та східної сторін вулканогенних поясів тихоокеансько-го узбережжя: Голдфілд, Карлін, Кріпл-Крік, Телурид-Сільвертон (США), Ельорі, Пачука (Мексика), Каномай (Японія), Зодське (Вірменія), Мужієвське (Україна), Бая-Маре, Нагіар (Румунія). Відомі й інші родовища, запаси яких скромніші, а риси, описані вище, менш яскраві.

І, нарешті, про золотоносні розсипища. Їхня систематика ґрунтується на уявленнях щодо механізму перенесення й нагромадження самородного золота за умов певних кліматичних зон і геоморфології сучасної й палеоповерхні планети. Промислове значення, хоч далеко й не однакове, мають такі типи розсипищ [7].

Елювіальні, частково делювіально-колювіальні розсипища утворилися головню за умов вологого жаркого клімату в процесі латеритного звітрювання вивержених порід, кристалічних сланців та інших утворень з розсіяною, часто досить бідною золото-кварцовою мінералізацією. Суть процесів полягає у гравітаційному нагромадженні вивільненого золота вздовж тріщин у породах зони окиснення або в пухкій масі продуктів їхнього цілковитого руйнування, здебільшого в найнижчій частині кори звітрювання на рівні ґрунтових вод. Самостійного промислового значення подібні утворення не мають, проте супутньо їх обов'язково експлуатують, зокрема, на відомому родовищі Калгурлі (Західна Австралія) на 25-метровій глибині кори звітрювання концентрація золота сягає 30 г/т.

Алювіальні розсипища в промисловому сенсі є найважливішими, можуть формуватися в помірно-континентальних умовах бореального клімату внаслідок фізичного й хімічного руйнування корінних родовищ золота і зон бідної мінералізації або перемивання давніх розсипищ. Під час прогнозно-розшукових робіт важливо брати до уваги можливість таких

типів зв'язків із першоджерелами металу: 1) насамперед – просторовий («головка» розсипища завжди вказує в бік джерела); 2) самородково-морфометричний (велике золото поблизу джерела, дрібне – у шлейфах на відстані 10л км); 3) мінералого-геохімічний – за даними важкої фракції шліхів; 4) термобарогеохімічний – за флюїдними включеннями в прозорих мінералах легкої фракції шліхів. З огляду на вертикальну мінералого-геохімічну й термобарогеохімічну зональність корінного золоторудного родовища, за спільним знаходженням у цих мінералах вуглекисло-водних і водно-сольових багатозафазових включень, а тим більше тільки водно-сольових інклюзивів прогнозують великий ерозійний зріз родовищ, натомість у разі поширення в мінералах легкої фракції шліху винятково водних двофазових включень – малий. З наближенням до корінного джерела кількість декрептометричних «вибухів» включень на ту саму наважку легкої фракції шліху неодмінно зростатиме; 5) кількісний, беручи до уваги, що він далеко не завжди має позитивне значення.

Багаті розсипища найчастіше є результатом руйнування не великих родовищ, а полів, зон поширення «бідної», навіть не промислової прожилково-вкрапленої мінералізації. До прикладу, у басейні р. Юкон (Західна Канада) немає великих родовищ, а в притоках дрібніших річок Клондайк, Ельдорадо з кожних 150–200 м добували по 150 кг золота. Подібна ситуація з найбільшим у світі розсипищем Серра-Пелада, яке міститься серед піщовиково-гравійних нагромаджень р. Мадейра (Бразилія).

Доцільно привернути увагу до специфічної будови розсипищ у вертикальному розрізі. Virізнюють «грунти» (родючий шар), «торфи» (дрібнозернисті піщовиково-глинисті відклади), власне золотоносний «пласт» (або «піски») і «плотик» (корінні породи, на яких залягає розсипище). Зазначимо, що плотик нерідко може бути неправдивим, тобто псевдоплотиком, а це можна визначити додатковим заглибленням шурфів.

Прикладне й генетичне значення має аналіз нерівномірного розподілу золота у вертикальному розрізі розсипищ (приплотикові, висячі його концентрації) і по латералі – чітко струминні типи (стрічковий, багатострічковий, шлейфовий, шнурковий).

Морфологічно алювіальні розсипища зазвичай складно розгалужені, однак завжди лінійно спрямовані, що властиве всім трьом підкласам: руслово-долинному (р. Колима), терасово-увальному (колишні долини р. Лена) і дельтовому (узбережжя Аляски, Північно-Східної Бразилії та ін.).

Літоральні розсипища (прибережно-морські й океанічні) досить поширені, однак промислово освоєні порівняно слабо, загалом їх можна трактувати як об'єкти майбутньої експлуатації. Відомо тільки одне родовище Ном (Аляска, США), з якого видобуто понад 100 т золота. Утворилося воно в процесі багаторазового перемивання серії дельтових розсипищ унаслідок поступового, однак спрямованого падіння прибережного рівня океанічних вод. Завдяки цьому сформувалися 12 субпаралельних зон розсипищ «пляжного» типу; найвища з них розташована на 25 м вище за рівень моря на відстані близько 7 м від морського берега. Рудоносна зона витягнута вздовж узбережжя на 25 км, а впоперек – до 10 км. Довжина окремих золотоносних покладів становить 1–2 км, ширина – 100–180 м, потужність – 1,2–1,5 м за середнього вмісту золота від 0,1 до 1,0 г/м³.

Важливою ресурсною особливістю прибережно-морських розсипищ є їхня здатність відновлюватися внаслідок привнесення морем нових порцій продуктивного матеріалу на заміну видобутому під час розробки, а також руйнації чи розубожування. Розробка прибережно-морських розсипищ, на відміну від континентальних, не спричиняє вилучення з землекористування продуктивних угідь (родючих ґрунтів).

Метаморфізовані розсипища представлені тільки однією формацією – давніх золотоносних конгломератів (з ураном), яка відома головню на докембрійських щитах. До них належать найбільші у світі родовища золоторудного басейну Вітватерсранд (ІАР), рудних

поясів Жакобіна (Бразилія), Тарква (Гана), рудних зон Блайнд-Рівер (Канада) завдовжки 125 км і завширшки 15–20 км.

Найдосконаліше вивченим представником цього типу є метаморфізовані конгломерати Вітватерсранду в провінції Трансвааль на півдні Африки [18; 21; 23 та ін.]. Їхню золотоносність виявили 1884 р., до наших днів видобуто понад 45 тис. т золота, супутньо – 1 500 т срібла, 1 500 т платиноїдів, понад 100 тис. т уранових руд (U_3O_8).

Геотектонічна позиція визначена розташуванням на межі граніт-зеленосланцевих структур архейського ядра (з поширенням порівняно бідної золото-кварцової мінералізації) та нижньопротерозойських товщ річково-дельтових відкладів (головних концентраторів розсипного золота), які перетворені в конгломерати, пісковики й перекриті порфірами (туфолави, PR_1) і палеозойсько-кайнозойськими відкладами. Структурно територія поширення золотоносних площ (350 км на південний схід та 200 км на південний захід) тяжіє до порівняно похилого ($\sim 20^\circ$) крила синкліналі, яке розбите мережею скидів з амплітудою 1–200 м. Загальна потужність цих товщ становить 14 км. Рудними тілами є пачки золотоносних конгломератів (так звані рифи) з прошарками кварцитів, а їхні збагачені частини називають банкетами. Найпродуктивнішим є верхній відділ вітватерсрандського комплексу конгломерато-кварцитів, що містить понад 16 рифів потужністю від 30 до 400 м. Потужність банкетів значно менша (від 1 см до 3 м), однак вони простягаються до 70 км за латераллю і понад 8 км за падінням. Шахтами зруденіння розкрито на 4 300 м, свердловинами – на 4 600 м.

Мінералого-геохімічні особливості руд визначені мономіктовим характером золотоносності конгломератів, у яких галька на 80 % представлена добре обкатаним жильним кварцом (3–6 см), часто навіть із прошарком самородного золота. Цемент – темний, зеленосланцевої фації метаморфізму, містить дрібнозернистий кварц, хлорит, біотит, серицит, епідот, карбонати. Сульфідні (5–10 %) представлені типовими середньотемпературними (270–200 °C) мінералами, серед яких пірит, піротин, халькопірит, галеніт, сфалерит, марказит, арсенопірит, тенантит, арсеніди нікелю й кобальту. Уламкова фракція цементу аналогічна за складом до важкої фракції будь-яких розсипищ – хромшпінеліди, циркон, рутил, монацит, ксенотим, апатит, турмалін, діамант.

Усе це важливо у зв'язку з наявністю (навіть після 130 років експлуатації) двох основних поглядів на природу зруденіння, стосовно якої досі тривають дискусії.

О. Щеглов уважав, що поєднання золотого зруденіння з конгломератами є випадковим явищем, якому не слід надавати універсального значення, а «псевдогальки» піриту і кварцу не утворюються алювіальним шляхом, а мають різний генезис. Цю думку підтримують Р. Бродська і Н. Шумська, які доводять гідротермальний генезис гальки конгломератів. За твердженням С. Долгушина, золоторудні родовища Вітватерсранду мають інтрузивно-ліквацийне походження, а конгломерати є залишками магматичних глобулярних текстур розшарованих інтрузій. Натомість є також думка щодо полігенної, вулканогенно-гідротермальної природи золотого зруденіння з незначною (0,1 %) участю розсипного утворення, тотально переважають (60–70 %) колчеданового й післяседиментаційного гідротермального (30 %) генезису.

Однак гіпотезу про первинно-осадову природу конгломератів і золотого зруденіння поділяє більшість дослідників. За поглядами С. Андробуса [18], осади Вітватерсранду з їхніми металоносними рифами утворилися внаслідок акумуляції за умов закритого інтракратонного басейну, де в гирловій частині великої ріки розвивався флювіальний конус винесення. Максимум золотої мінералізації приурочений до середньої частини конуса, а уранової – до його підшови. Опісля досліджень В. Мінтера [25; 26], Х. Фріммеля [21], які довели наявність обкатаних зерен золота і його вторинне перевідкладання на

незначні відстані, можна вважати доведеною первинно-осадову природу золотої мінералізації, а перевідкладене золото, за В. Мінтером та ін. [25; 26], становить тільки 25 % від загальних запасів.

Отже, є два альтернативні погляди на природу зруденіння. Одні вчені вважають, що золото й ураніт мають винятково гідротермальне походження, про що свідчить поширення сульфідних мінеральних асоціацій разом зі сполуками U^{4+} , які не можуть бути стійкими за гіпергенних умов рудоутворення. Прихильники альтернативної думки стверджують, що більшою мірою може йтися тільки про протерозойські дельтові золотоносні розсипища, які були метаморфізовані за *PT*-умов зеленосланцевої фації. Аргументація така: 1) віялоподібна структура золотоносного басейну загалом; 2) літологія типово алювіально-дельтових відкладів з кварцовими конгломератами, що чітко корелюється з кварцовими жилами архейського віку; 3) лінійно-струменевий розподіл золота, яке контролюване винятково великогальковими відмінами конгломератів; 4) чітка приплотикова концентрація золота в банкеті та його кореляція із зазначеними вище мінералами важкої фракції – хромшпінелідами, рутилом, цирконом, монацитом та ін.; 5) натомість золото не корелює із сульфідами, які, найвірогідніше, справді є гідротермально накладеними, хоча, на думку С. Шера, стійкість сульфідів (S^{2-}) і ураніту (U^{4+}) зумовлена надзвичайно слабким окиснювальним середовищем ранньопротерозойської атмосфери, у якій усе ще переважали не кисневі, а вуглеводневі сполуки.

Отже, Вітватерсранд («геологічний монстр») є унікально цікавим і загадковим явищем природи, до того ж з унікально великими запасами руд не тільки золота (близько 60 % світового ресурсу, за С. Шером), а й інших металів. Середній вміст золота становить 10 г/т (від 8 до 20 г/т), пробність його надзвичайно висока (900–935), однак клас виділень дрібніший (0,001–0,100 мм). Срібла в рудах у 20 разів менше, ніж золота. Воно міститься у вигляді інтерметалевих сполук – пруститі, частково самородне; серед платиноїдів переважають осмій (40 %) та іридій (35 %), містяться разом з Re, Pt, Po у кількості від 3 до 30 мг/т; уран – у вигляді ураніту, бранериту, тухоліту або ураноториту, середній вміст U_3O_8 сягає 0,03 %. Навіть після понад 130-річної експлуатації запаси золотих руд перевищують 40 тис. т, уранових руд – близько 450 тис. т. Через те вкрай актуальним для геологів є знаходження хоча би ще одного родовища золота типу Вітватерсранду, до того ж відомий час його формування – ранній протерозой.

Висновки. У праці розглянуто фізико-хімічні властивості золота, закономірності його розподілу в природі та форми міграції металу в земній корі. Описано мінералого-геохімічні та промислово-кондиційні особливості золота. Наведено генетичні особливості гідротермальної групи золоторудних родовищ на підставі термобарогеохімічних даних і градієнтний аналіз палеотеплового режиму процесу рудоутворення різних класів родовищ як основи прогнозової оцінки масштабності золотого зруденіння різноглибинних формацій. Вирізнено мінералого-геохімічні типи відповідних класів родовищ. Схарактеризовано погляди на систематику уявлень про механізми перенесення й нагромадження золота в розсипищах за умов певних кліматичних зон і геоморфології сучасної й палеоповерхні планети, у тім числі найбільших у світі метаморфізованих розсипищ докембрію з аналізом двох головних поглядів щодо природи зруденіння.

СПИСОК ВИКОРИСТАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ

1. Бобров О. Б. Корисні копалини України. Ч. 1. Золоторудні родовища Українського щита. Львів : ВЦ ЛДУ, 1997. 58 с.
2. Бобров О. Б., Гурський Д. С., Сіворонов А. О. та ін. Геолого-генетична типізація золоторудних родовищ України. Київ : УкрДГРІ, 2004. 368 с.

3. Золото в надрах України. *Вісник Львівського університету Серія геологічна*. 1992. Вип. 11. 160 с.
4. Кульчицька Г., Черниш Д., Сетая Л. Українська номенклатура мінералів. Київ : ВД «Академперіодика», 2022. 547 с. <https://doi.org/10.15407/akademperiodyka.463.547>.
5. Ляхов Ю., Павлунь М. Термобарогеохімічне обґрунтування рудно-формаційної належності ендегенних золоторудних родовищ України: теоретичні та методологічні аспекти. *Мінералогічний збірник*. 2002. № 52. Вип. 1. С. 68–73.
6. Ляхов Ю., Павлунь М., Ціхонь С. Термостатованість палеогідросистем як основа генетичної типізації золоторудних родовищ України (за даними дослідження флюїдних включень). *Мінералогічний збірник*. 2000. № 50. Вип. 2. С. 38–43.
7. Ляхов Ю. В., Павлунь М. М., Шваєвський О. В. Методичні рекомендації до вивчення курсу «Геолого-генетичні типи золоторудних полів». Львів : Видав. центр ЛНУ імені Івана Франка, 2011. 37 с.
8. Ляхов Ю. В., Павлунь М. М., Ціхонь С. І. Геологія корисних копалин. Ч. 1. Рудогенез. Львів : ЛНУ імені Івана Франка, 2012. 285 с.
9. Ляхов Ю. В., Павлунь М. М., Пахнючий Ю. В., Луньов Г. О. Критерії прогновної оцінки золотоносних територій (теоретичні та методологічні засади). Ч. 1. *Вісник Львівського університету. Серія геологічна*. 2003. Вип. 17. С. 33–42.
10. Ляхов Ю. В., Павлунь М. М., Пахнючий Ю. В., Луньов Г. О. Критерії прогновної оцінки золотоносних територій (теоретичні та методологічні засади). Ч. 2. *Вісник Львівського університету. Серія геологічна*. 2004. Вип. 18. С. 3–16.
11. Павлунь М. Термобарогеохімічні аспекти геолого-генетичної і рудно-формаційної типізації золотого зруденіння Бельтау-Курамінського вулканоплутонічного поясу у Східному Узбекистані. *Мінералогічний збірник*. 2002. № 52. Вип. 2. С. 78–86.
12. Павлунь М. Генетичні особливості золоторудних родовищ. *Мінералогія України: сучасний стан і перспективи : матеріали XXII наук. читань імені акад. Євгена Лазаренка*. Львів : Видавничий центр ЛНУ імені Івана Франка, 2022. С. 63–77.
13. Павлунь М. Про необхідність доповнення схеми генетичної класифікації родовищ корисних копалин класом метаморфогенно-гідротермальних родовищ гідротермальної групи. *Вісник Львівського університету. Серія геологічна*. 2023. Вип. 37. С. 3–11. <https://doi.org/10.30970/vgl.37.01>.
14. Павлунь М. Метаморфогенно-гідротермальне зруденіння Українського щита: геолого-структурне положення, фізико-хімічні умови формування і термобарогеохімічна зональність. *Зб. статей за матеріалами XXXV наук. сесії НТШ. Комісія фізики Землі. Геологічна комісія*. Львів, 2024. С. 73–78.
15. Павлунь М., Гайовський О., Сливко Л., Петрівський П. Фізико-хімічні й мінералого-геохімічні особливості та промислові кондиції золота. *Стан, проблеми і перспективи розвитку мінералогічної науки та освіти в Україні : матеріали XXIII наук. читань імені акад. Євгена Лазаренка*. Львів : ЛНУ імені Івана Франка, 2024. С. 126–129. URL: <https://geology.lnu.edu.ua/wp-content/uploads/2024/09/Materialy-CHytan.pdf>.
16. Павлунь М. М. Геолого-економічні аспекти формування та функціонування мінерально-сировинної бази золота. *Зб. наук. праць УкрДГРІ*. Київ, 2001. С. 60–65.
17. Павлунь М. М. Про метаморфогенно-гідротермальну природу родовищ золоторудних формацій Українського щита. *Мінералогічний журнал*. 2015. Т. 37. № 3. С. 98–111. URL: <http://jnas.nbuv.gov.ua/article/UJRN-0000536069>.
18. Antrobus E.S.A. Application of sedimentology to the Witwatersrand Sequence. *The Mineral Resources of the Republic of South Africa*. 1976. Vol. 7. P. 69–73.
19. Buddington A. F. High-temperature mineral associations at shallow to moderate depth. *Econ. Geol.* 1935. Vol. 30. P. 205–222.

20. Desmarais M., Pirade F., Jingsi Z., Rene E.R. Biohydrometallurgical processes for the recovery of precious and base metals from waste electrical and electronic equipment: Current trends and perspectives. *Bioresource Technology Reports*. 2020. Vol. 11 (2–3). Article 100526. <https://doi.org/10.1016/j.biteb.2020.100526>.
21. Frimmel H.E., Le Roex A.P., Knight J., Minter W.E.L. A case study of the postdepositional alteration of the Witwatersrand Basal Reef Gold Placer. *Econ. Geol.* 1993. Vol. 88. No 2. P. 249–265. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.88.2.249>.
22. Graton L.C. The depth zones of ore deposition. *Econ. Geol.* 1933. Vol. 28. P. 513–555.
23. Hiemstra S.A. Mineralogy of the Reefs. *The Mineral Resources of the Republic of South Africa*. 1976. Vol. 7. P. 65–69.
24. Lindgren W. Mineral Deposits (4th ed.). New York–London : McGraw-Hill Book Company, 1933. 930 p.
25. Minter W.E.L. Irrefutable detrital origin of Witwatersrand gold and evidence of eolian signatures. *Econ. Geol.* 1999. Vol. 94. No 5. P. 665–670. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.94.5.665>.
26. Minter W.E.L., Goedhart M., Knight J., Frimmel H.E. Morphology of Witwatersrand gold grains from the Basal Reef: Evidence for their detrital origin. *Econ. Geol.* 1993. Vol. 88. P. 237–248. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.88.2.237>.
27. Niggli P. Ore Deposits of Magmatic Origin. London : Thomas Murby and Co., 1929. 93 p.
28. Schneiderhöhn H. Lehrbuch der Erzlagerstättenkunde. Jena : Verlag Von Gustav Fischer, 1941. 858 S.
29. Не в грошах щастя: історії про найбільші у світі золоті самородки. *Укр. журнал «Фокус»*. URL: <https://focus.ua/uk/technologies/549179-ne-v-groshah-shchastya-istoriji-pro-naybilshi-u-sviti-zoloti-samorodki>.
30. 5 найбільших золотих самородків у світі (які все ще існують) – великі золоті самородки. *Ваш інформаційний портал Largest HQ*. URL: <https://largesthq.com/najbilshi-zoloti-samorodki>.
31. Auroantimonate: Mineral information, data and localities. *Mineralogical online database Mindat.org*. URL: <https://www.mindat.org/min-6810.html>.

REFERENCES

1. Bobrov, O.B. (1997). *Korysni kopalyny Ukrainy. Ch. 1. Zolotorudni rodovyshcha Ukrain-skoho shchyta* [Minerals of Ukraine. Part 1. Gold ore deposits of the Ukrainian Shield]. Lviv: Publishing Centre of Ivan Franko State University of Lviv.
2. Bobrov, O.B., Hurskyi, D.S., & Sivoronov A.O., et al. (2004). *Heoloho-henetychna typizatsiia zolotorudnykh rodovyshch Ukrainy* [Geological and genetic typing of gold ore deposits of Ukraine]. Kyiv: UkrSGRI.
3. Zoloto v nadrakh Ukrainy (1992). [Gold in the bowels of Ukraine]. *Visnyk of the Lviv University. Series Geology*. Is. 11.
4. Kulchytska, H., Chernysh, D., & Sietiaia, L. (2022). *Ukrainska nomenklatura mineraliv* [Ukrainian nomenclature of minerals]. Kyiv: PH “Akademperiodyka”. <https://doi.org/10.15407/akademperiodyka.463.547>.
5. Lyakhov, Yu., & Pavlun, M. (2002). Termobarogeokhimichne obgruntuvannya rudno-formatsiinoi nalezhnosti endohennykh zolotorudnykh rodovyshch Ukrainy: teoretychni ta metodolohichni aspekty [Thermobarogeochemical grounds of the Ukraine gold-bearing endogenous deposits ore-formational belonging: theoretical and methodological aspects]. *Mineralogical Collection*, 52 (1), 68–73.
6. Lyakhov, Yu., Pavloun', M., & Tsikhon', S. (2000). Termostatovanist paleohidrosystem yak osnova henetychnoi typizatsii zolotorudnykh rodovyshch Ukrainy (za danymy doslidzhennia

- fluidnykh vkllychen [Thermostatic control of paleohydrosystems as the basis for genetic typization of the Ukrainian gold deposits (according to fluid inclusions investigations)]. *Mineralogical Collection*, 50 (2), 38–43.
7. Liakhov, Yu.V., Pavlun, M.M., & Shvaievskiy, O.V. (2011). Metodychni rekomendatsii do vyvchennia kursu “Heoloho-henetychni typy zolotorudnykh poliv” [Methodological recommendations for studying the course “Geological and genetic types of gold ore fields”]. Lviv: Publishing Centre of Ivan Franko National University of Lviv.
 8. Liakhov, Yu.V., Pavlun, M.M., & Tsikhon, S.I. (2012). *Heolohiia korysnykh kopalyn. Ch. 1. Rudohenez [Geology of minerals. Part 1. Genesis of ores]*. Lviv: Ivan Franko National University of Lviv.
 9. Liakhov, Y.V., Pavlun, M.M., Pakhniushchyi, Y.O., & Lunov, G.O. Kryterii prohnznoi otsinky zolotonosnykh terytorii (teoretychni ta metodolohichni zasady). Ch. 1 [Criteria of the gold-bearing territories forecast valuation (theoretical and methodological principles). Part 1]. *Visnyk of the Lviv University. Ser. Geol.*, 17, 33–42.
 10. Liakhov, Y.V., Pavlun, M.M., Pakhniushchyi, Y.O., & Lunov, G.O. (2004). Kryterii prohnznoi otsinky zolotonosnykh terytorii (teoretychni ta metodolohichni zasady). Ch. 2 [Criteria of the gold-bearing territories forecast valuation (theoretical and methodological principles). Part 2]. *Visnyk of the Lviv University. Ser. Geol.*, 18, 3–16.
 11. Pavlun, M. (2002). Termobaroeokhimichni aspekty heoloho-henetychnoi i rudno-format-siinoi typizatsii zolotoho zrudennia Beltau-Kuraminskoho vulkanoplutonichnoho poiasu u Skhidnomu Uzbekystani [Thermobarogeochemical aspects of the geology-genetic and ore-formational typization of the Beltau-Kuraminskyi volcanic-plutonic belt gold mineralization in the Eastern Uzbekistan]. *Mineralogical Collection*, 52 (2), 78–86.
 12. Pavlun, M. (2022). Henetychni osoblyvosti zolotorudnykh rodovyshch [Genetic features of gold deposits]. In *Mineralogy of Ukraine: current state and prospect: Materials of the Academician Yevhen Lazarenko 12th Scientific Readings*. Lviv: Publishing Centre of the Ivan Franko National University of Lviv (pp. 63–77).
 13. Pavlun, M. (2023). Pro neobkhidnist dopovnennia skhemy henetychnoi klasyfikatsii rodovyshch korysnykh kopalyn klasom metamorfohenno-hidrotermalnykh rodovyshch hidrotermalnoi hrupy [On the necessity of supplementing the scheme of genetic classification of mineral deposits with the class of metamorphogenic-hydrothermal deposits of the hydrothermal group]. *Visnyk of the Lviv University. Ser. Geol.*, 37, 3–11. <https://doi.org/10.30970/vgl.37.01>.
 14. Pavlun, M. (2024). Metamorfohenno-hidrotermalne zrudennia Ukrainskoho shchyta: heoloho-strukturne polozhennia, fizyko-khimichni umovy formuvannia i termobaroeokhimichna zonalnist [Metamorphogenic-hydrothermal mineralization of the Ukrainian Shield: geological and structural setting, physicochemical conditions of formation and thermobarogeochemical zoning]. In *Collection of articles based on the materials of the XXXV scientific session of the Shevchenko Scientific Society. Commission on Earth Physics. Geological Commission*. Lviv (pp. 73–78).
 15. Pavlun, M., Haiovskyi, O., Slyvko, L., & Petrivskiy, P. (2024). Fizyko-khimichni i mineraloho-heokhimichni osoblyvosti ta promyslovi kondytsii zolota [Physicochemical and mineralogical-geochemical features and industrial conditions of gold]. In *Status, problems and prospects for the development of mineralogical science and education in Ukraine: materials of the Academician Yevhen Lazarenko 13th Scientific Readings*. Lviv: Ivan Franko National University of Lviv (pp. 126–129). Retrieved from: <https://geology.lnu.edu.ua/wp-content/uploads/2024/09/Materialy-CHytan.pdf>.
 16. Pavlun, M.M. (2001). Heoloho-ekonomichni aspekty formuvannia ta funktsionuvannia mineralno-syrovynnoi bazy zolota [Geological and economic aspects of the formation and functioning of the gold mineral resource base]. In *Collection of scientific works of the Ukrainian State Geological Exploration Institute*. Kyiv (pp. 60–65).

17. Pavlun, M.M. (2015). Pro metamorfohenno-hidrotermalnu pryrodu rodovyshech zolotorudnykh formatsii Ukrainskoho shchyta [About the metamorphic-hydrothermal nature of gold ore deposit formations of the Ukrainian Shield]. *Mineralogical Journal*, 37 (3), 98–111. Retrieved from: <http://jnas.nbu.gov.ua/article/UJRN-0000536069>.
18. Antrobus, E.S.A. (1976). Application of sedimentology to the Witwatersrand Sequence. *The Mineral Resources of the Republic of South Africa*, 7, 69–73.
19. Buddington, A.F. (1935). High-temperature mineral associations at shallow to moderate depth. *Econ. Geol.*, 30, 205–222.
20. Desmarais, M., Pirade, F., Jingsi, Z., & Rene, E.R. (2020). Biohydrometallurgical processes for the recovery of precious and base metals from waste electrical and electronic equipment: Current trends and perspectives. *Bioresource Technology Reports*, 11 (2–3), 100526. <https://doi.org/10.1016/j.biteb.2020.100526>.
21. Frimmel, H.E., Le Roex, A.P., Knight, J., & Minter, W.E.L. (1993). A case study of the post-depositional alteration of the Witwatersrand Basal Reef Gold Placer. *Econ. Geol.*, 88 (2), 249–265. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.88.2.249>.
22. Graton, L.C. (1933). The depth zones of ore deposition. *Econ. Geol.*, 28, 513–555.
23. Hiemstra, S.A. (1976). Mineralogy of the Reefs. *The Mineral Resources of the Republic of South Africa*, 7, 65–69.
24. Lindgren, W. (1933). *Mineral deposits* (4th ed.). New York–London: McGraw-Hill Book Company.
25. Minter, W.E.L. (1999). Irrefutable detrital origin of Witwatersrand gold and evidence of eolian signatures. *Econ. Geol.*, 94 (5), 665–670. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.94.5.665>.
26. Minter, W.E.L., Goedhart, M., Knight, J., & Frimmel, H.E. (1993). Morphology of Witwatersrand gold grains from the Basal Reef: Evidence for their detrital origin. *Econ. Geol.*, 88, 237–248. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.88.2.237>.
27. Niggli, P. (1929). *Ore deposits of magmatic origin*. London: Thomas Murby and Co.
28. Schneiderhöhn, H. (1941). *Lehrbuch der Erzlagertstättenkunde [Textbook of mineralogy]*. Jena: Verlag Von Gustav Fischer.
29. Ne v hroshakh shchastia: istorii pro naibilshi u sviti zoloti samorodky. *Ukrainskyi zhurnal "Fokus"* [Happiness is not in money: stories about the world's largest gold nuggets. *Ukrainian magazine "Focus"*]. Retrieved from: <https://focus.ua/uk/technologies/549179-ne-v-groshah-shchastya-istoriji-pro-naybilshi-u-sviti-zoloti-samorodki>.
30. 5 naibilshykh zolotykh samorodkiv u sviti (yaki vse shche isnuut) – velyki zoloti samorodky. *Vash informatsiyni portal Largest HQ* [The 5 largest gold nuggets in the world (that still exist) – large gold nuggets. *Your information portal Largest HQ*]. Retrieved from: <https://largesthq.com/najbilshi-zoloti-samorodki>.
31. Auroantimonate: Mineral information, data and localities. *Mineralogical online database Mindat.org*. Retrieved from: <https://www.mindat.org/min-6810.html>.

Стаття: надійшла до редакції 11.03.2025

Прийнята до друку 04.06.2025

GEOLOGICAL-GENETIC TYPES, MINERAL-GEOCHEMICAL FEATURES AND PHYSICAL-CHEMICAL CONDITIONS OF FORMATION OF HYDROTHERMAL AND PLACER GOLD DEPOSITS

Mykola Pavlun, Oleh Haiovskyi, Larysa Slyvko

oleh.haiovskyi@lnu.edu.ua

Ivan Franko National University of Lviv

4, Hrushevskoho St., Lviv, Ukraine, 79005

The most important issues in the geology, mineralogy, and geochemistry of gold that specialists typically encounter during prospecting, exploration, and reserve estimation in various native and placer deposits are analyzed. General information on the chemistry of gold, the latest data on its geochemistry and forms of transport under hydrothermal conditions are presented. The specifics of the main geochemical associations of gold and its mineral paragenesis in ores are characterized. The mineralogy of gold (intermetallic compounds, tellurides and selenides of gold, etc.) and the geological and geochemical types of gold and gold-bearing mineralization are described. The geological, structural and thermobarogeochemical conditions of the different depth zones gold deposits localization are compared.

The metamorphogenic-hydrothermal class of gold deposits includes deposits of great depths that were formed in the highest pressure ($> 300\text{--}200$ MPa) and most thermostated physicochemical conditions ($\Delta T/100$ m – from $5\text{--}6$ to 10 °C), the time gradient $\Delta T/\Delta P$ is $2.5\text{--}1.0$ °C per 1 MPa.

Magmatogenic-hydrothermal deposits were formed at medium depths in predominantly medium-baric conditions ($\Delta T/100$ m – from $200\text{--}100$ to $40\text{--}30$ MPa at the end of formation) and a moderately thermostated regime ($\Delta T = 15\text{--}20$ °C) with a gradient $\Delta T/\Delta P = 2.0\text{--}8.8$ °C per 1 MPa.

The physicochemical system of formation of volcanogenic-hydrothermal shallow deposits was low-depth ($4.1\text{--}20.0$ MPa) non-thermostated ($\Delta T/100$ m – from $25\text{--}30$ to 50 °C) with a time gradient $\Delta T/\Delta P$ of $8\text{--}12$ °C per 1 MPa, due to which the vertical range of gold-silver mineralization is the smallest.

Exogenous types of gold mineralization are also important, first of all, the factors of their formation – primary sources, climatic and geomorphological conditions. Metamorphosed alluvial deposits deserve special attention, among which the «geological monster» – Witwatersrand stands out. The geological structure, material composition of conglomerates with gold and uraninite are described, and debatable views on the genesis of the deposit are given.

Key words: gold, deposit, genesis, geological-genetic type of mineralization, mineralogy, geochemistry, thermobarogeochemistry, hydrothermal processes, placer deposit.