

<https://doi.org/10.15407/mineraljournal.45.04.066>
УДК 553.21/24 + 548.2

М.М. Павлунь, д-р геол. наук, проф., акад. АН Вищої школи України
Львівський національний університет імені Івана Франка
79005, м. Львів, Україна, вул. Грушевського, 4
E-mail: mykola.pavlun@lnu.edu.ua; <https://orcid.org/0000-0002-8634-6576>

ТЕРМОБАРОГЕОХІМІЧНІ ЗАСАДИ ТА ПРИКЛАДНІ МОЖЛИВОСТІ ЛОКАЛЬНОГО ПРОГНОЗУ, ПОШУКІВ І ОЦІНЮВАННЯ ПІСЛЯМАГМАТИЧНОГО ЗРУДЕНІННЯ

Розглянуто важливі питання локального прогнозування, пошуків та оцінювання післямагматичного зруденіння на термобарогеохімічній (ТБГХ) основі на різних стадіях реалізації геологорозвідувальних робіт. Показано, що теоретичним підґрунтям ТБГХ-прогнозування, пошуків та оцінювання зруденіння є стійкість режиму фізико-хімічних умов утворення продуктивних мінеральних парагенезисів. Вони формуються у доволі вузькому діапазоні зміни ТБГХ-параметрів специфічного за хімічним складом і агрегатно-густинним станом рудоутворювального середовища за певних (оптимальних) значень температури і тиску. Це проявляється у фазовому типоморфізмі відповідних родин флюїдних включень практично незалежно від геотектонічних умов і металогенічної спеціалізації рудних регіонів. Для молібден-вольфрамової формації грейзенового типу, наприклад, це лужно-галогенний (фторидно-хлоридно-калій-натрієвий) склад високої сольової концентрації (65—35 мас. % NaCl), поширення сингенетичних родин включень із мінералами-"в'язнями" і газопо-рідинних та рідинно-газових включень, які свідчать про процеси кипіння розчинів і розчинів критичної густини. Натомість для золоторудних формацій продуктивні золотоносні стадії у відповідних парагенезисах вміщують водно-вуглекислотні інклюдзи, гомогенізовані за 290—180 °C в умовах інтенсивної гетерогенізації та дегазації (CO₂) розчинів із ухилом різними відношеннями фаз (G-L_{CO₂}-L_{H₂O}; L_{CO₂}-L_{H₂O}; G-L_{CO₂}; L_{CO₂}-G; L_{CO₂}-G_{CO₂}), поширені флюїдні включення дво- і однофазового CO₂ з широкими варіаціями густини (для різноглибинних формацій — великих, середніх і малих глибин від 1,02 до 0,4—0,1 г/см³) та одночасною гомогенізацією в рідку і газову фази (кипіння). За поширенням відповідних родин сингенетичних включень ми й визначаємо поширення молібден-вольфрамового чи золотого зруденіння. Не менш важливою передумовою реалізації проблем прикладної ТБГХ є можливість діагностики та просторової екстраполяції цих параметрів (ТБГХ-зональність) із визначенням просторового положення зон, фізико-хімічно сприятливих для розвитку післямагматичного зруденіння. Як такі інструменти розглянуто величину вертикального палеотемпературного градієнта ΔT/100 м та його обернено-функціонального зв'язку з вертикальним поширенням зруденіння, відношення суми відновлених до окиснених газів тощо. Наведено конкретні приклади прогнозування, пошуків та оцінювання зруденіння з використанням генетичних особливостей родовища та комплексного застосування ТБГХ-критеріїв для просторово-часового моделювання поширення зруденіння.

Ключові слова: ТБГХ-критерії, флюїдні включення, градієнти і тренди зміни ТБГХ-показників у просторі і часі, рудна формація, термостатування, ерозійний зріз, палеотемпературний градієнт ΔT/100 м, післямагматичне зруденіння.

Цитування: Павлунь М.М. Термобарогеохімічні засади та прикладні можливості локального прогнозу, пошуків і оцінювання післямагматичного зруденіння. *Мінерал. журн.* 2023. 45, № 4. С. 66—83. <https://doi.org/10.15407/mineraljournal.45.04.066>

© Видавець ВД "Академперіодика" НАН України, 2023. Стаття опублікована на умовах відкритого доступу за ліцензією CC BY-NC-ND license (<https://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0/>)

Вступ. Для локального прогнозування, пошуків та оцінювання післямагматичного зруденіння треба брати до уваги критерії як засіб і специфічну рису (ознаку) вірогідної рудної мінералізації, який є поняттям пріоритетно-параметричним, кількісно статистично стійким, ієрархічні системи якого можна впевнено перенести (однак із відповідними застереженнями щодо необмеженої екстраполяції) на інші площі галузевого прогнозування. Для локального прогнозування, пошуків та оцінювання зруденіння дуже важливим, хоча практично в Україні майже не застосовуваним, є сучасний комплекс інструментально-об'єктивної оцінки локальних критеріїв зруденіння за багатофазовими флюїдними включеннями в мінералах (комплекс ТБГХ критеріїв). Серед них вирізняють оптимально-температурні, флуктуативно-барометричні, термоградієнтні, агрегатно-густинні, флюїдно-фазові, концентраційно-сольові, флюїдно-вуглекислотні, декрепітаційні та ін. [9, 14, 16—18]. Найважливішим є критерій термоградієнтного аналізу палеотемпературних полів із визначенням $\Delta T/100$ м: що він більший, то меншим є вертикальний розмах зруденіння і навпаки.

Мета роботи — показати, як просторово-часові фізико-хімічні закономірності зміни формування зруденіння та ТБГХ-показники цього процесу можуть бути застосовані у ході локального прогнозування, пошуках та оцінюванні післямагматичного зруденіння.

Результати досліджень і обговорення. Одне з геніальних передбачень академіка В. Вернадського стосувалось флюїдних включень у мінералах. У другому томі знаменитої "Історії мінералів земної кори" він писав: *"Включення потребують зараз найпильнішого і наполегливішого, систематичного вивчення. Це вивчення істотно змінить наше уявлення про історію природних вод у глибших ділянках земної кори. Після робіт Сорбі минуло 60 років, і з того часу потужності нашої наукової роботи більш ніж подвоїлися. Той, хто візьметься за цю роботу зараз, має перед собою сферу величезних і важливих досягнень"* [4] (перекл. авт.)

Достеменно невідомо, чи знав про ці пророчі слова М. Єрмаков, майбутній лауреат Державної премії СРСР і Премії В. Вернадсь-

кого (хіба не фатум — стати лауреатом премії імені вченого, який передбачив твоє майбутнє), однак саме він розробив теоретичне підґрунтя і переконливо довів практичне значення нового напрямку геологічної науки — термобарогеохімії [7—13]. Нині це глибоко змістовно розгалужений і структурований напрям (теоретичний, аналітичний, методичний, прикладний тощо), який із "мірою і вагою" розкриває складні генетичні питання перебігу фізико-хімічних процесів різноглибинної петрології, магматизму і рудогенезу, седиментації, діагенезу, генерації й акумуляції вуглеводнів, допомагає ефективно вирішувати прогнозно-металогенічні й пошуково-оціночні завдання на рівні металогенічних провінцій, районів, рудних полів, родовищ і рудних тіл [16—18, 23].

У цьому контексті особливо детально досліджено фізико-хімічні процеси ендеогенного рудоутворення і втілення прикладних можливостей термобарогеохімії післямагматичних родовищ на кафедрі пошуків і розвідки родовищ корисних копалин геологічного факультету Львівського національного університету імені Івана Франка під керівництвом завідувача кафедри професора Є. Лазька — ідеолога і засновника прикладної термобарогеохімії [13, 15, 16, 24].

Післямагматичне зруденіння є мінеральним продуктом складних пневматолітово-гідротермальних і власне гідротермальних процесів, з якими тісно пов'язана найбільша кількість родовищ різних видів корисних копалин (Cu-Mo, W-Mo, Sn-W, Pb-Zn, Au, Au-Ag, Sn-Ag, Co, Cd-In, Hg-Sb, Re-Ga-Ge, Th-Sc-Ag), на яких до того ж найчіткіше і найконтрастніше проявлена мінералого-геохімічна зональність. Через це вона є надважливою геолого-генетичною характеристикою родовищ цього класу, бо дає змогу глибше і повніше зрозуміти генезис і загальні закономірності просторового поширення зруденіння, вирізнити природні взаємозв'язки мінеральних парагенезисів родовищ залежно від мінливих геологічних і фізико-хімічних умов їхнього формування і залягання. Отже, це дуже сприятливі для термобарогеохімічного вивчення об'єкти, а з урахуванням закономірної зміни фізико-хімічних параметрів мінералоутворювальних розчи-

нів не тільки в часі, але й у просторі, що обумовлює прояви зональності, яку треба назвати термобарогеохімічною [15], й поготів.

На основі великого масиву фактологічних матеріалів вивчення родовищ рідкісних, кольорових і благородних металів, флюориту, п'єзооптичного кварцу різних генетичних класів і формаційних типів прецизійно встановлений і модельно реконструйований флюїдний режим гіпогенних рудоутворювальних процесів і фізико-хімічні чинники рудоконцентрації, діагностовані ТБГХ-ознаки глибинності ходу таких процесів стосовно синрудної палеоповерхні, особливо для різноглибинних золоторудних формацій, головні риси і чинники ТБГХ-зональності рудних полів, зокрема палеотемпературної, та фізико-хімічні передумови (ТБГХ-ознаки і критерії) прогнозування, пошуків і оцінювання зруденіння [23].

Розкриті принципи, логіка, методологія, технологія генетичного, просторового дослідно-методичного і спеціалізованого ТБГХ-опробування рудних тіл і різних геологічних об'єктів як первинної ланки досліджень у польових умовах [23]. Здійснено ТБГХ просторово-часове моделювання рудоутворювальних процесів як основи локального прогнозування: побудовані різноманітні комплексні фізико-хімічні моделі з вирізненням і описанням їхніх складових — схем стадійності і ТБГХ-режиму процесу формування родовищ, термометричних, барометричних, агрегатно-щільнісних (фазово-гомогенізаційних), іонометричних, гідрохімічних, газохімічних, концентраційно-сольових, декрептометричних — для різних формаційних типів родовищ і показаний зміст їх геолого-генетичної і прикладної інтерпретації та використання [16, 23]. Установлені відповідні фізико-хімічні рудоконтролювальні чинники і сформульовані головні і другорядні ТБГХ критерії та ознаки зруденіння, розкриті алгоритми їх застосування з позиції багатостадійного (логічного збільшення масштабу) розвитку геологорозвідувального процесу включно з експлуатаційними роботами, коли є потреба оцінити достовірну просторову поведінку структурно-морфологічних (концентраційних) рудних стовпів типу бананців та ін.

Теоретичним підґрунтям локального ТБГХ-прогнозування, пошуків та оцінювання зруденіння є стійкість режиму фізико-хімічних умов утворення продуктивних мінеральних парагенезисів. Вони формуються у багатоетапних родовищах переважно впродовж однієї-двох стадій мінералізації в доволі вузькому діапазоні зміни ТБГХ-параметрів специфічного за хімічним складом та агрегатно-густинним станом рудоутворювального середовища, що проявляється у фазовому типоморфізмі відповідних родин флюїдних включень практично незалежно від геотектонічних умов і металогенічної спеціалізації рудних регіонів. Ця обставина засвідчує виразну конвергентність фізико-хімічних умов і ТБГХ-показників розвитку генетично споріднених рудотворювальних процесів на родовищах післямагматичної групи [14—16, 23].

Не менш важливою передумовою реалізації проблем прикладної ТБГХ є можливість діагностики та просторової екстраполяції градієнтів і трендів цих параметрів (ТБГХ-зональність) з визначенням для різноманітних формацій просторового положення зон, фізико-хімічно сприятливих для розвитку Mo-W, Sn-W, Pb-Zn, Au, Au-Ag, Pb-Zn, Hg-Sn та іншого зруденіння, а також верхньо- і нижньорудних рівнів їхнього виклинювання із урахуванням структурно-фаціальних зон рудолокалізації [22—24, 32, 33]. Самі ж вони є відображенням геолого-геохімічних і фізико-хімічних механізмів і форм екстракції різних рудогенних компонентів із рудоспряжених магматичних (метаморфогенних) або інших джерел речовини і енергії, різної термодинамічної стійкості рудних комплексних іонних сполук елементів і їхнього руйнування і акумуляції рудної речовини за відповідних змін фізико-хімічного стану рудоутворювального середовища, зокрема і на геолого-геохімічних бар'єрах.

Практична реалізація можливостей ТБГХ у геології здійснюється на підґрунті спеціалізованих ТБГХ-досліджень перспективних площ і родовищ у процесі їхнього опитування, оцінювання і розвідки. Особливо сприятливими такі роботи є в межах родовищ і окремих рудних тіл, тобто для отримання локальної оцінки. На основі усебічного аналізу встановлених у ході таких дос-

ліджень закономірностей виявляють рудо-контролювальні чинники і ТБГХ-показники, синтезують оптимальне поєднання пошуково-оцінних критеріїв і вирішують поставлене геологічне завдання [15—18, 23, 32].

Розглянемо спочатку головні аспекти прикладних геологічних завдань, які можна вирішувати на основі результатів різноманітної ТБГХ-зйомки і детальних досліджень стосовно етапів і стадій геологорозвідувального процесу, синтезовані в таблиці. Описі проаналізуємо способи виявлення і форми зображення необхідних ТБГХ-даних, геолого-генетичну і прогнозну інтерпретацію найважливіших положень таблиці, які є пріоритетними і принциповими з точки зору застосування ТБГХ-досліджень і вкрай важливими для вирішення завдань геологорозвідувального процесу. Зауважимо, що детальність ТБГХ-досліджень повинна корелювати зі збільшенням масштабів геологорозвідувальних робіт. Невідповідність детальності досліджень флюїдних включень масштабів прогнозних, розшукових і оцінних робіт, як і їхній відрив від причиново взаємопов'язаної геолого-структурної і геолого-геохімічної інформації, може призвести до не виправданих витрат сил, засобів і часу, різкого зниження ефективності ТБГХ-досліджень, навіть дискредитації усього напрямку [16, 23, 33].

Під час оцінювання вертикального розмаху сприятливої для рудоконцентрації фізико-хімічної зони на основі градієнтно-трендового аналізу ТБГХ-зональності потрібно брати до уваги різний ступінь термостатності різноглибинних флюїдів і його обернено-функціональний зв'язок із величиною $\Delta T/100$ м як показник інтенсивності зміни PT -режиму: для вулканогенно-гідротермальних і плутоногенно-гідротермальних високо- і порівняно флюктуативних процесів з навхрест ізохоричним трендом розвитку палеотемпературний градієнт $\Delta T/100$ м коливається від 30—70 до понад 10—20 °C відповідно і значно більший, ніж для низькофлюктуативних метаморфогенно-гідротермальних із близькоізохоричним трендом перебігу процесів і величиною $\Delta T/100$ м 4—10 °C (рис. 1, [25]). Саме цим, вірогідно, можна пояснити стиснутий вертикально і порівняно концентрований (бонанцевий) тип розподілу

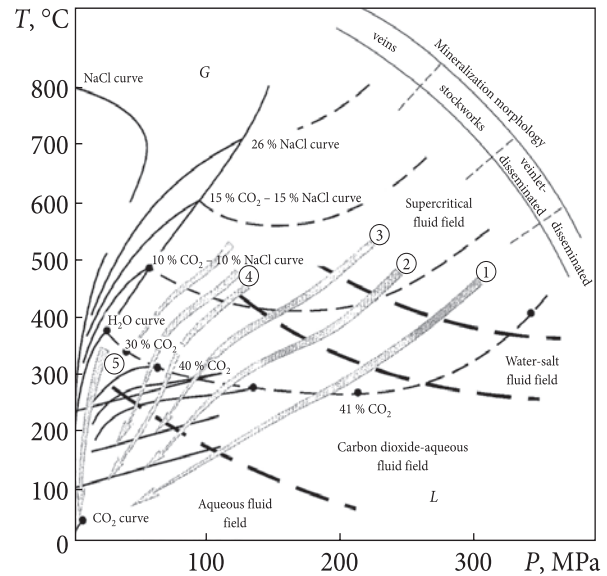


Рис. 1. ТБГХ-режим золотоконцентрувальних флюїдних систем родовищ України на PT -діаграмі [38, 39] системи H_2O-CO_2-NaCl з лініями двофазової рівноваги (тонкі суцільні лінії) і критичного стану (тонкі пунктири) за експериментальними даними К. Тетхейде і Е. Франко, С. Такеноучі і Д. Кеннеді. Показано генеральну спрямованість еволюції (стрілки з крапом) метаморфогенно-гідротермальних процесів золотоконцентрації на родовищах Українського щита (1 — Майське, 2 — Балка Широка, 3 — Балка Золота), плутоногенно-гідротермальних (заліті стрілки), характерних для більшості фанерозойських родовищ різних провінцій, включаючи Нагольний кряж (4), і вулканогенно-гідротермальних (5 — Мужієво та його низькобарні аналоги). Виділені (товстий пунктир) PT -області існування водно-сольового флюїду (допродуктивний період), вуглекисотно-водного (продуктивний на золото період) і власне водного (післяпродуктивний період)

Fig. 1. TBGC-mode of gold-concentrating fluid systems of deposits of Ukraine on the PT -diagram [38, 39] of the H_2O-CO_2-NaCl system with lines of two-phase equilibrium (thin solid lines) and critical state (thin dashed lines) according to experimental data by K. Tedheide and E.U. Francko, S. Takenouchi and G.C. Kennedy. Dotted arrows show the general direction of the evolution of metamorphic-hydrothermal processes of gold concentration in the deposits of the Ukrainian Shield (1 — Maiske, 2 — Balka Shyroka, 3 — Balka Zolota), solid arrows — plutogenic-hydrothermal processes characteristic of most Phanerozoic deposits of various provinces, for example, Naholnyi ridge (4), and volcanogenic-hydrothermal processes (5 — Muzhiivske deposit and its low-bar analogues). The thick dotted lines indicate the PT -areas of the existence of water-salt fluid (pre-productive period), carbon dioxide-water (period productive for gold) and actual water fluid (post-productive period)

Геологічні завдання, що вирішують на різних етапах геологорозвідувального процесу на основі великомасштабного ТБГХ картування та об'ємного фізико-хімічного моделювання процесів рудоутворення
Geological problems that are solved at various stages of the geological exploration process on the basis of large-scale TBGC-mapping and volumetric physicochemical modelling of ore formation processes

Завдання	Основні методи ТБГХ досліджень	Результат
<i>Геолого-знімальні і пошукові роботи</i>		
Розчленування та вікова кореляція монотонних "німих" метаморфічних, вулканогенно-осадових та осадових товщ; виявлення джерел зносу теригенного матеріалу, виділення опорних горизонтів	1, 2, 5	Виявлення характеру й інтенсивності декрепітації мінералів відповідних товщ, характеристичних особливостей термобаро(фоно)грам за простяганням опорних горизонтів (пластів)
Визначення потужності пластів і побудова рудовмісних структур та їхніх фрагментів із метою реалізації структурно-геологічного критерію рудоносності	5	Аналіз і зіставлення у просторі, наявності й характеру змін форми термобаро(фоно)грам на верхньому і нижньому контактах
Виявлення зон розсланцювання і тектонічних розломів, ідентифікація рудопідвідних та рудорозподільних структур	5, 2	Простежування зон флюїдного впливу на основі аналізу даних про загальну інтенсивність розтріскування включень (газовиділення), інтенсивності декрепітації (газовиділення) головного максимуму і різниці температур кінця й початку декрепітації, головного максимуму, виявлення зон діяльності пневматолізу і великих палеотемпературних аномалій
Визначення ознак потенційної рудоносності різновікових інтрузій, оконтурювання їхніх нееродованих флюїдогенерувальних частин, виступів покрівлі, апофіз і загальних уявлень про потенційну перспективність магматичного джерела	4, 8	За характером кількісних співвідношень розплавних і флюїдних включень в інтрателуричних вкрапленнях із дайко- і штокоподібних апофіз інтрузій, їхніх PT -параметрів і первісним (висхідним) водовмістом магматичного силікатного розплаву $C_{H_2O}^{вих} \geq 4\%$ оцінюють флюїдний тиск і можливий масштаб екстрагування флюїдом з розплаву рудогенних компонентів шляхом магматичної дистилації
Визначення характеру просторово-часового зв'язку зруденіння та інтрузивних комплексів (генетичного чи парагенетичного)	1—5, 8	За конфігурацією, ступенем напруження та векторною спрямованістю загального розташування щодо інтрузій головних ТБГХ показників обґрунтовують ступінь генетичної спорідненості
Виявлення площ і ділянок накладеної мінералізації та їхнє розбраккування	1—3, 5	Оконтурювання декрептометричних аномалій, оцінка виявлених флюїдних ореолів за переважними температурою і тиском у зонах тектонічних розломів
Виділення площ і ділянок для детальніших пошуків	Комплексний аналіз можливих ТБГХ параметрів та геолого-структурних умов	Виявлення та оконтурювання площ і ділянок, які сприятливі для рудовідкладання за сукупністю ТБГХ показників
Обґрунтування спорідненого зв'язку розсіпів та корінних джерел їхнього формування, визначення глибини еродованості первинних руд і конкретизація напряму пошуків руд у корінному заляганні	1—6, 8	Зіставлення морфогенетичних типів і PTX -параметрів включень мінералоутворювального середовища у жильних мінералах розсіпів і корінних джерел зносу, ідентифікація за головними ТБГХ показниками відповідних рівнів еродованості родовищ, на основі екстремальних значень фізико-хімічних рівнів нижньо- і верхньорудного виклинювання зруденіння даного геолого-генетичного типу

Завдання	Основні методи ТБГХ досліджень	Результат
<i>Пошуково-оцінювальні роботи</i>		
Попереднє визначення генетичного і рудноформаційного типу об'єкта досліджень	1—3	Виявлення типоморфних особливостей включень та елементів характеристичного поєднання головних фізико-хімічних показників, властивих конкретному рудноформаційному типу зруденіння
Виявлення характеру структурно-магматичних зв'язків зруденіння та його конкретних проявів	1, 2, 5	Виявлення ознак і елементів прояву фаціальної та стадійної ТБГХ зональності, визначення напрямів її головних векторів
Визначення зон і головних акцентів пневматолітово-гідротермальної активізації, розшуки "сліпих" рудних тіл; попереднє розділення структур на рудопідвідні, рудорозподільні та рудолокалізуювальні	1, 2, 5—7	Виявлення та оконтурення теплових і декрепто-аномалій зон та ділянок прояву пневматолізу, гідротерм підвищеної сольової концентрації та їхнього інтенсивного закипання з відокремленням рідинної і газоподібної CO ₂
Визначення найперспективніших ділянок та обґрунтування першочерговості їхніх пошуків та оцінювання	1—8, комплексний аналіз кількісних і якісних ТБГХ показників продуктивного зруденіння (ТБГХ діагностика продуктивних стадій) з урахуванням геохімічних і структурних чинників	Оконтурювання ТБГХ зон і ділянок, сприятливих для розвитку продуктивного зруденіння та оцінювання їхньої перспективності з фізико-хімічних позицій з урахуванням геолого-структурних умов
Попереднє оцінювання рудних тіл у межах ділянок і блоків першочергових пошуків	Те саме	Розбракуння рудних тіл за їхньою перспективністю та оцінка глибини за комплексом ТБГХ і мінералого-геохімічними даними
Визначення характеру пострудних блокових переміщень, їхні можливі амплітуди і напрями. Оцінка геолого-структурної неоднорідності рудного поля з урахуванням елементів будови ТБГХ зональності	1—4	Виявлення ознак епігенетичного перетворення фрагментів ТБГХ зональності з попередньою оцінкою глибини еродованості сполучених блоків
<i>Детальна і попередня розвідка</i>		
Вивчення фізико-хімічного режиму формування руд як єдиної генетичної основи для вирішення прогностично-оцінювальних завдань	1—8	Розробка детальної схеми стадійності і ТБГХ режиму процесу рудоутворення
Виявлення типів та форм проявів зональності зруденіння	1, 2, 4—8	Визначення просторових закономірностей мінливості фізико-хімічних параметрів рудоутворювальних розчинів для виявлення пульсаційної і фаціальної зональності в межах рудних полів, родовищ, рудних тіл. Визначення ТБГХ градієнтів фаціальної зональності. Побудова дво- і тримірних ТБГХ моделей зональності та їхній градієнтний аналіз
Обґрунтування рудноформаційної належності родовищ з оцінкою можливих масштабів і параметрів зруденіння	6—8	Висновки на основі всебічного аналізу статистично вивіреного геолого-мінералогічного і ТБГХ матеріалу про специфічні та детерміновані особливості фізико-хімічного режиму рудоутворення та динаміки його регресивних та інверсійних змін у часі і просторі

Завдання	Основні методи ТБГХ-досліджень	Результат
Оцінювання перспективності, глибини ерозійного зрізу і прогноз витриманості зруденіння на глибину і фланги рудних тіл родовищ за комплексом ТБГХ, геолого-структурних і мінералого-геохімічних даних; визначення глибини формування об'єкта; оцінка рівня ерозійного зрізу рудних тіл, блоків, ділянок родовищ; оцінка вертикального розмаху зруденіння в рудних тілах; з'ясування характеру й амплітуди пострудних блокових переміщень; визначення рівня ерозійного зрізу сполучених рудовмісних блоків	1—8	Розробка на основі аналізу просторово-часових фізико-хімічних моделей рудогенезу ТБГХ пошуково-оцінювальних критеріїв зруденіння; виявлення та оконтурювання рівнів, зон, ділянок, блоків розвитку мінералізації з чіткими ознаками циркуляції розчинів продуктивних стадій, виділення в їхніх межах найсприятливішого поєднання позитивних рудоконтролювальних, фізико-хімічних параметрів і векторів-градієнтів їхньої мінливості; визначення кількісних характеристик таких векторів для розрахунку вертикального розмаху і рівня ерозійного зрізу зруденіння, палеотемпературного вертикального градієнта, коефіцієнтів співвідношення головних катіонів-аніонів і розчинних газів флюїдів, густинних характеристик CO ₂ , змін агрегатного стану розчинів
<i>Експлуатаційна розвідка</i>		
Визначення контурів (геометризація) рудних тіл. Уточнення нижньої межі поширення руд у блоках, рудних тілах. Виділення ділянок інтенсивного зруденіння, простеження й оконтурення рудних стовпів. Визначення напрямку й амплітуди епігенетичного відносного переміщення рудних тіл і блоків. Кореляція рудних тіл і блоків, розділених післярудними переміщеннями. Побудова блок-діаграм-моделей рудних тіл, блоків, родовищ з оцінкою їхньої перспективної рудоносності, масштабів зруденіння, особливо для блокових частин об'єктів і глибоких горизонтів	1—8	Те саме, що й під час попередньої і детальної розвідки, однак із відповідними елементами конкретизації та деталізації; виявлення шляхів міграції та ширини "потоків" рудоутворювальних флюїдів продуктивних стадій; виявлення ділянок максимального прояву ознак інтенсивної гетерогенізації розчинів, їхнє збагачення CO ₂ і легкорозчинними солями галогенідів лужних металів (NaCl, KCl та ін.); виявлення місць згущення або розрідження ізольованої температури і флуктуації тиску, що вказує на більше або менше потужні та бідні або багаті рудні стовпи; розрахунок за екстремальним значенням параметрів нижньої і верхньої фізико-хімічної межі виклинювання продуктивного зруденіння та градієнтів їхньої мінливості, розмаху і глибини ерозійного зрізу ТБГХ зон, сприятливих для формування промислових руд

П р и м і т к а. Основні методи ТБГХ досліджень: 1 — статична фазометрія і типізація включень за складом, станом і часом утворення щодо мінералу-господаря; 2 — гомогенізація; 3 — барометрія; 4 — водна і газова витяжки; 5 — декрепітація; 6 — газові хроматографія і маспектрометрія; 7 — кріометрія; 8 — визначення сольової концентрації багатофазових включень. На всіх етапах реалізації геологорозвідувального процесу можна використати дані, які отримано прецизійними методами дослідження включень: раманівської і лазерної мікросондової спектроскопії, кріогенної сканувальної (електронної й рентгенівської) мікроскопії та ін.

N o t e. The main methods of TBGC-studies: 1 — static phaseometry and typification of inclusions according to composition, state and time of formation in relation to the host mineral; 2 — homogenization; 3 — barometry; 4 — water and gas extracts 5 — decrepitation; 6 — gas chromatography and mass spectrometry; 7 — cryometry; 8 — determination of the salt concentration of multiphase inclusions. It is possible to use data obtained by precise methods of studying inclusions, such as Raman and laser microprobe spectroscopy, cryogenic scanning (electron and X-ray) microscopy, etc. at all stages of the geological exploration process.

зруденіння в першому і другому випадках і розтягнутий вертикально за порівняно низьких значень вмісту металу, але з дуже великими запасами — у третьому [22—25, 33].

Особливе значення для прогнозного оцінювання зруденіння має закономірне зростання його вертикального розмаху від перших сотень до кількох тисяч метрів із пере-

ходом від слабо до термостатованих систем рудоконцентрування: уже на ранніх етапах ТБГХ-досліджень за конкретними параметричними показниками впевнено можна дешифрувати і відтак завчасно передбачити вірогідний вертикальний розмах зруденіння. Це ж саме можна здійснити за кількісними співвідношеннями комплексів окиснених і відновлених газів, головних катіонів і аніонів, густини флюїдів, особливо CO_2 , $\Delta T/\Delta P$ тощо [16, 23, 32, 33].

Предметну кількісну оцінку еродованої і збереженої частин зруденіння отримуємо за формульними розрахунками (рис. 2). Вони ґрунтуються на обернено-функціональному зв'язку величин палеотермоградієнтів для відповідних формаційних типів рудних родовищ і вертикального поширення зруденіння у відповідних структурно-фаціальних умовах. Як добре видно з рис. 2, за допомогою простих формул і нескладних графічних побудов оперативно можна обчислити такі параметри зруденіння відповідного рудно-формаційного типу: вертикальний розмах і глибину поширення фізико-хімічних зон, сприятливих для розвитку продуктивної мінералізації ($P_{\text{зар}}$), її вірогідно найбільш концентрованої (багатої) частини ($P_{\text{к}}$), порівняну глибину і коефіцієнти (величину в метрах) ерозійного зрізу ($K_{\text{е}}$) сполучених чи поодиноких рудовмісних блоків, а також напрям і амплітуду епігенетичних (пострудних) блокових переміщень, перспективи і розмах зон їхнього продуктивного ($P_{\text{с}}$) і багатого ($P_{\text{с}}$) зруденіння нижче рівня сучасної поверхні. Це дуже важливо у ході експлуатаційних робіт і здійснення розвідки родовища: тут об'єктивно вирішується питання геолого-економічного оцінювання зруденіння. Якщо кути падіння рудоносних зон чи рудних тіл $\alpha < 80^\circ$, то частини праворуч наведених формул треба помножити на $\sin \alpha$ (рис. 2).

Для отримання якісної оцінки, наприклад, Мо-В зруденіння грейзенової групи найперспективнішими будуть ділянки родовищ, де ми будемо здійснювати описане вище кількісне оцінювання зруденіння, поширені флюїдні інклюзиви високотемпературних щільних розчинів (435—300 °С) фторидно-хлоридно-калій-натрієвого складу і високої

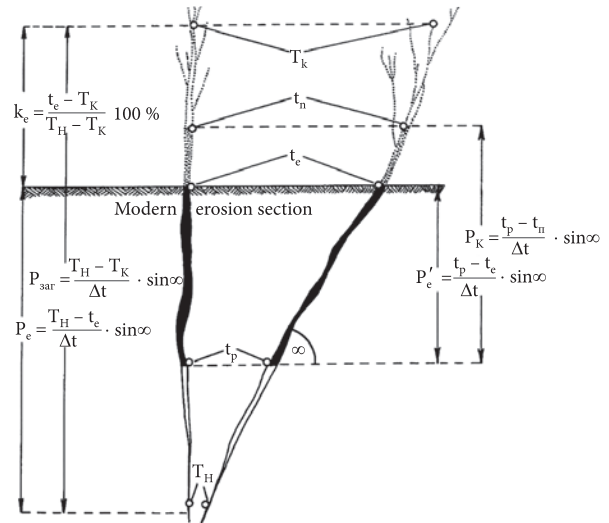


Рис. 2. Принципова схема термобарогеохімічної оцінки розміру вертикального розмаху (у метрах) продуктивного зруденіння $P_{\text{зар}}$ та його найбільше концентрованої частини $P_{\text{к}}$; T_H , T_K — температурні характеристики початку і кінця розвитку продуктивної стадії зруденіння; t — вертикальний градієнт температури (°C/100 м), за флюїдними включеннями у мінералах тієї самої стадії; t_p , t_n , t_c — температура гомогенізації включень у мінералах ранніх, пізніх металоносних парагенезисів і розвинутих на рівні сучасного ерозійного зрізу; $K_{\text{е}}$ — коефіцієнт ерозії рудної зони з кутом падіння; $P_{\text{с}}$ і $P'_{\text{с}}$ — розмах зон продуктивного і багатого зруденіння нижче від ерозійного зрізу

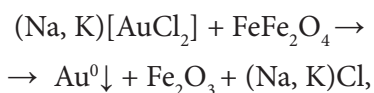
Fig. 2. Schematic diagram of thermobarogeochemical assessment of the size of the vertical extent of productive mineralization $P_{\text{зар}}$ (meters) and its most concentrated part $P_{\text{к}}$; T_H , T_K — temperature characteristics of the beginning and end of the development of the mineralization productive stage; t — vertical temperature gradient (°C per 100 m) for fluid inclusions in minerals of the same stage; t_p , t_n , t_c — temperature of homogenization of inclusions in minerals of early and late metal-bearing parageneses and developed at the level of the modern erosion section, respectively; $K_{\text{е}}$ — the coefficient of erosion of the ore zone with the angle of incidence; $P_{\text{с}}$, $P'_{\text{с}}$ — the extent of zones of productive and rich mineralization below the erosion section

сольової концентрації з мінералами-«в'язаннями» (65—30 мас. % NaCl), наявні суттєві флуктуації тиску (160—50 МПа) і діагностуються рідинно-газові і газово-рідинні вакуолі, що мають порівняно великі розміри, вкрай нерівномірний розподіл і різко гетерогенний стан [29]. Натомість для золоторудних формацій типові флюїдні включення діоксиду вуглецю (CO_2), законсервовані за 290—180 °С в умовах інтенсивної гетерогені-

зації (кипіння) розчинів із різними співвідношеннями фаз ($G-L_{CO_2}-L_{H_2O}$; $L_{CO_2}-G-L_{H_2O}$; $L_{CO_2}-L_{H_2O}$; $G-L_{CO_2}$; $L_{CO_2}-G$; $L_{CO_2}-G_{CO_2}$), поширені включення одно- і двофазового CO_2 з широкими варіаціями густини (для різноглибинних формацій великих, середніх і малих глибин від 1—0,2 до 0,4—0,1 г/см³) та одночасною гомогенізацією у рідку і газову фази (кипіння, гетерогенізація) [34, 39].

Мінливість поведінки рудних тіл (зон) із глибиною та оцінювання вертикального розмаху зруденіння можна проілюструвати на прикладі золоторудного родовища Балки Широкої, в розвідувальному профілі "О" в інтервалі глибини близько 500 м, де палеотемпературний вертикальний градієнт становить 10 °C/100 м.

Фізико-хімічні особливості генезису родовища Балка Широка — основа розроблення і застосування ТБГХ критеріїв золотого зруденіння та оцінювання масштабів його поширення з глибиною. Власне золотопродуктивний полісульфідний комплекс на родовищі формувався у високо-середньотемпературному інтервалі (від 380—250 до 210—200 °C) за участю різногустинних вуглекислотно-водних розчинів із чіткими ознаками інтенсивної гетерогенізації і дегазації CO_2 . Саме такий режим тривалої нерівноважності гідротермальної системи з видаленням із неї вуглекислотних компонентів (а вуглець, як і Fe^{2+} магнетиту, є додатковим потенціал-регулювальним чинником) — це найважливіша передумова різкої зміни кисло-лужних і окиснювально-відновлювальних умов, що призводить до руйнування золотоносних комплексів і кристалізації самородного золота. Зокрема, чіткий літологічний контроль зруденіння залізистими кварцитами зумовлений потенціал-визначальною для гідротермальної системи роллю магнетиту як відновника золота, що звільняється у разі руйнування за перепадів тиску хлорауратних чи інших комплексів за реакцією:



тобто $Au^{1+} + Fe^{2+} \rightarrow Au^0 \downarrow + Fe^{3+}$.

Сприятливими ТБГХ критеріями щодо діагностики місця поширення продуктивного

золотого зруденіння на родовищі можна вважати такі:

1) розвиток у складі рудних тіл мінеральних парагенезисів, у яких поширені первинно-вторинні, а в допродуктивному кварці І — вторинні вуглекислотно-водні включення з різним співвідношенням фаз;

2) високо-середньотемпературний інтервал (380—200 °C) повної гомогенізації зазначених вище дво- і трифазових включень, найоптимальніший інтервал гомогенізації — 290—210 °C;

3) поширення в мінералах інклюзивів дво- та однофазового CO_2 з широкими варіаціями густини капсульованого CO_2 від 0,65 до 0,87 г/см³, які зазнають гомогенізації в рідку фазу;

4) методично достовірні дані про різкі зниження тиску (>70—80 МПа) і зменшення густини капсульованого діоксиду вуглецю (принаймні на 0,1 г/см³);

5) широкий температурний інтервал (100 °C) формування продуктивних асоціацій у конкретному перерізі рудних зон;

6) дані термоградієнтного аналізу, які засвідчують порівняно якомога менше зниження палеотемпературного градієнта (11—12 °C/100 м), що дає змогу передбачити значне поширення зруденіння нижче від рівня ерозійного зрізу;

7) декрептометричні дані про суттєве зростання рівня газонасиченості мінеральних проб руди чи білярудних метасоматитів (падіння вакууму);

8) хроматографічні дані про різке підвищення частки CO_2 в газовій суміші капсульованих інклюзивів.

Проте найважливішим аспектом прикладної реалізації ТБГХ критеріїв стосовно Балки Широкої є аналіз імовірностей поширення золотоносних рудних зон і рудних тіл із глибиною. Отже, прогнозуємо не так поведінку зруденіння з глибиною, як просторові межі (глибину) фізико-хімічних чинників рудо-концентрації для формування зруденіння.

Під час вирішення цього завдання стосовно родовища Балки Широкої ми спирались переважно на достатньо стійку величину вертикального палеоградієнта температури $\Delta T/100$ м в профілі "О", де в інтервалі глибин 500 м розкритої рудоносної зони він стано-

вив 10 °C/100 м. Базисними були максимальні, статистично надійні, температурні характеристики рудних зон поблизу сучасного ерозійного зрізу (t_e), виокремлені для золото-сульфідної мінералізації (t_e^{Au}) і ранньої магнетитовмісної (t_e^{Fe}).

Експериментальні дослідження й розрахунки дали У. Файфу, Ф. Тернеру і Дж. Ферхугену підстави зробити висновки про початок суттєвої дисоціації (з утворенням активних S^{2-} — $[S_2^{2-}]$) тільки за значень температури 400—390 °C [40]. Отже, саме ця температурна межа є максимальною для початку формування головних продуктивних полісульфідних парагенезисів на глибоких горизонтах родовища. У такому разі вертикальний розмах розвитку продуктивної золотої мінералізації, починаючи від сучасної ерозійної поверхні, у першому наближенні може бути такий:

$$P_e = (T_n - t_e^{Au}) / \Delta T / 100 \text{ м} = \\ = (390 - 320 \text{ °C}) / 10 \text{ °C} = 700 \text{ м},$$

(вірогідно, максимум 800 м, за $T_n = 400 \text{ °C}$).

Отже, продуктивне зруденіння в профілі "О" може бути на 200—300 м глибини від вибоїв наявних свердловин, які відповідають розкритій глибині рудної зони в 500 м. Окрім того, деякі відхилення від обчисленої нижньої фізико-хімічної межі поширення продуктивного зруденіння можуть бути більші у зв'язку з тенденцією до зменшення з глибиною значень ΔT з 10 до 8 °C на 100 м.

Якщо ж оцінювати зруденіння загалом, включно з допродуктивною мінералізацією з магнетитом, то зіставленням руди Балки Широкої з близько аналогічними золото-магнетитовими рудами Карійського родовища (Забайкалля) свідчить, що за нижчий межовий температурний показник розвитку зруденіння варто прийняти 490—470 °C [20, 21]. За такого підходу загальний вертикальний розмах зруденіння різного ступеня золотоносності становитиме:

$$P_e = (T_n - t_e^{Fe}) / \Delta T = \\ = (470 - 370 \text{ °C}) / 10 \text{ °C} = 1000 \text{ м}$$

(вірогідно, 1200 м, якщо прийняти за межу 490 °C). Тобто зруденіння потрібно очікувати ще як мінімум на 500 м нижче від його розкритої частини.

Зазначимо, що виконані обчислення добре узгоджуються з оцінкою загальної генетичної позиції родовища у зеленокам'яних структурах верхнього архею, яким властивий вертикальний розмах зруденіння в 1 км і більше за порівняно невисокого вмісту самородного золота. А виявлені тренди до скорочення палеотеплового градієнту дають підстави трактувати отримані оцінки як мінімальні. Водночас не треба забувати, що йдеться про поширення фізико-хімічних умов можливого зруденіння тільки в межах одного профілю — профілю "О", до того ж без урахування особливостей зміни літолого-фаціальних і структурних умов рудолокалізації на глибоких рівнях вірогідного зруденіння, які поки що нам не відомі.

Щоб завершити стислий розгляд якісних і кількісних оцінок молібден-вольфрамового і золотого зруденіння, треба ще проаналізувати склад флюїдних включень продуктивних стадій цих родовищ. Екстраполяція стану складних $NaCl-H_2O-CO_2$ систем на природні процеси [38, 39] засвідчує, що ранні післямагматичні $CO_2-H_2O-NaCl$ дистилати перебувають у гомогенному стані нетривалий час, розкладаючись шляхом гетерогенізації на фази CO_2-H_2O і $H_2O-NaCl$. Перша, менш густинна, щільна і більш рухома та стійка у порівняно низькотемпературній області, просторово і, частково, в часі випереджає другу, просувається далеко догори від флюїдногенерувального джерела і формує золоте зруденіння верхньої зони рудно-магматичної колонії. Друга, густинніша і менше здатна до міграції фаза $H_2O-NaCl$, стійка за високих значень температури і тиску, виявляє свою рудотвірну роль на глибині. У цьому, зокрема, відображається тісний геолого-геохімічний зв'язок молібден-вольфрамового і золотого зруденіння, адже практично на усіх золоторудних родовищах середньо- і великоглибинних формацій розвинуте сформоване із $H_2O-NaCl$ флюїдів високої сольової концентрації раннє високотемпературне рідкіснометалеве зруденіння, яке займає центральну, найеродованішу зону відцентрової мінералого-геохімічної зональності (Сергіївське родовище, Україна). Звідси припустимим є твердження, що золоторудні прояви, сформовані з флюїду складу H_2O-

CO_2 , з глибиною можуть бути змінені рідкіснometалевим зруденінням, зобов'язаним походженням діяльності розчинів H_2O — NaCl .

У цьому контексті очевидно, що рівні розвитку складних флюїдних включень NaCl — CO_2 — H_2O відповідатимуть кореневим частинам рудномагматичних систем. А оскільки підмічена еволюція флюїдів і спряжені процеси рудовідкладення відбуваються, здебільшого, в зонах рівнонапружених порід [2], розташованих на певній глибині від синрудної палеоповерхні (залежно від рудноформаційного типу родовищ), лише пострудні епігенетичні тектонічні рухи і денудаційні процеси руйнують її цілісність і надають їй клавішно-блокової будови. Звідси тісне генетичне і просторове сусідство рідкіснometалевого зруденіння в локальному (Сергіївське родовище) і регіональному (золото-молібденовий пояс Східного Забайкалля) вимірі — генетично споріднені рудні формації, за Р. Константиновим [12].

Однак така еволюція складних NaCl — CO_2 — H_2O флюїдних включень цим не обмежується. Важливим її наслідком є визначення глибини ерозійного зрізу корінного джерела за ТБГХ параметрами мінералів розсипища. Її вирішують, виходячи з екстремальних значень фізико-хімічних рівнів і ТБГХ показників нижнього і верхнього рівнів виклинювання зруденіння. Якщо еродованість родовища золота середніх глибин (а саме такі родовища є джерелом формування розсипищ) сягає значних масштабів, то у розсипищі, яке його супроводжує, треба очікувати, що в самородному золоті і жильних мінералах (кварці) будуть поширені переважно включення пневматолітових розчинів. У складі їхньої газової фази буде домінувати CH_4 , а серед катіонів-аніонів Na^+ , вміст якого в 5—7 разів вище K^+ , Cl^- , масовий вміст розчинених солей може сягати 50—60 % умовного NaCl , визначаючи широкий розвиток у мінералах газово-рідинних багатофазових включень із NaCl , KCl та інших солей, складних вуглекислотно-водно-сольових інклюзивів. У такому випадку не можна сподіватись на знаходження малоеродованого корінного родовища золота. Натомість, якщо в мінералах золотоносного розсипища трапляються включення газово-рідинні і га-

зоподібного низькогустинного CO_2 , порівняно високий вміст у газовій фазі включень розчинного повітряного N_2 , встановлені середньо-низькотемпературні умови їхнього залягання, співвідношення Na^+/K^+ у межах 1,5—3,0, а тиск флюїдів 50—35 МПа, можна впевнено говорити про незначний зріз корінного родовища золота і вірогідний великий вертикальний розмах його зруденіння.

У тих випадках, коли пошукові роботи відбуваються в полях розвитку різночасових інтрузивних комплексів, дуже важливо визначити потенційну рудоносність конкретної інтрузії і характер її зв'язку зі зруденінням. Таке завдання можна успішно вирішити ТБГХ методами на вольфрам-молібденове [35, 36] і генетично споріднене золоте зруденіння [26].

Як правило, рудогенерувальні інтрузивні комплекси розміщуються значно нижче рівня розвитку зруденіння. Його досягають тільки дайко- і штокоподібні апофізи прихованої інтрузії, інтродуючи ранні інтрузивні фази або інтрузиви давнішого за віком комплексу. У такій ситуації за розплавними і супутніми флюїдними включеннями в порфірових вкрапленнях мінералів апофіз можна визначити PT -параметри, висхідний водовміст і фазовий склад рудно-магматичної системи.

ТБГХ-аналіз рудоносних і безрудних гранітних інтрузій показав, що перші систематично відрізняються від других інтенсивним флюїдовідділенням і непорівняно вищим водовмістом ($C_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{вих}} \geq 4$ % проти 2—3 %). Це проявляється через різний хід екстрагування металів у процесі магматичної дистиляції і специфічні механізми відокремлення і міграції металоносних флюїдів у боки і вгору від рудно-магматичного джерела. За високого водовмісту внутрішній тиск у системі настільки великий, що розгерметизації магматичної камери і відокремлення металоносних флюїдів не уникнути [35]. У другому випадку, тобто за низького водовмісту, тиск не досягає меж стійкості вмісних порід, тому флюїд разом із екстрагованими з силікатного розплаву металами розсіюється в міжзерновому просторі інтрузивів, що кристалізуються. Через це пошукове завдання зводиться до виявлення ознак рудоносності інтрузій ($C_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{вих}} \geq 4$ %) і співіснування в ранньомagma-

тичних мінералах розплавних і супутніх флюїдних включень та оконтурювання площ і ділянок їх прояву. Ці дані, з урахуванням втрат під час утворення розсіяної мінералізації, дають змогу обґрунтувати вірогідні масштаби магматичної дистиляції, відносну ступінь екстрагування флюїдом металів і прогнозувати перспективні ділянки досліджуваної території.

На завершення розглянемо важливе питання стосовно можливості ранньої діагностики рудноформаційного типу золотого зруденіння родовищ і площ, які підлягають детальному опитуванню і оцінюванню.

У генетико-формаційних класифікаціях родовищ золота Бельтау-Курамінського вулканоплутонічного поясу Східного Узбекистану (Кочбулак, Кизил-Ама, перспективні площі Сегенек, Гульдурама) цим цікавим об'єктам відведено місце серед гідротермальних близькоповерхневих утворень вулканогенної групи [41]. Такі уявлення про рудноформаційну належність золоторудних родовищ зараз загальноприйняті і слугують основою ортодоксальних прогнозно-металогенічних побудов. Однак на підставі ТБГХ досліджень вдалось по-новому підійти до вирішення питання про рудноформаційну належність родовищ і рудопроявів золота і поставити під сумнів їхню малоглибинну природу [32, 41]. За низкою термобарогеохімічних і мінералого-фізичних (термоелектрорушійна сила) показників (високо-середньотемпературний інтервал рудоутворення продуктивних стадій 350—200 °C і тиск в системі рудоутворення 58—40 МПа; помітне переважання Na^+/K^+ (2—5 разів); високий об'ємний вміст у газовій компоненті розчинів включень CH_4 — до 45 і CO_2 — до 97 %; наявність за кімнатної температури у флюїдних включеннях рідкої фази CO_2 ; висока пробність самородного золота ранніх генерацій; винятково електронна провідність галенітів; порівняно малий розмір палеотемпературних градієнтів у жильних тілах, що відображають умови відносно термостатованих напівзакритих гідротермальних систем — 15—20 °C на 100 м — цей тип золоторудного зруденіння суттєво відрізняється від типового малоглибинного [41] і віднесений нами до перехідної фації глибин, набли-

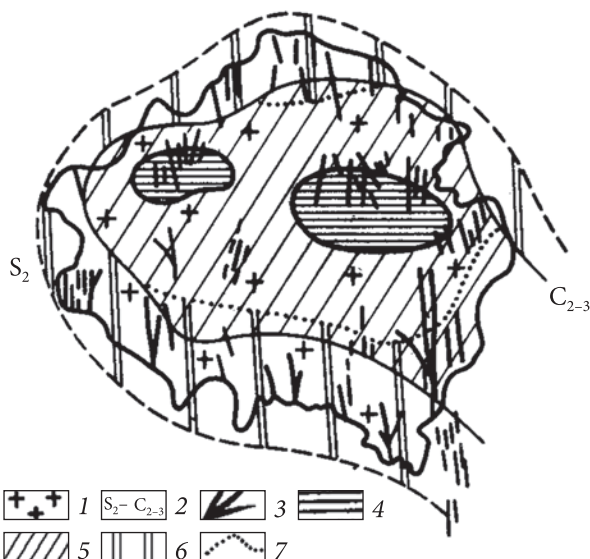


Рис. 3. Схема термобарогеохімічної зональності родовища Акчатау: 1 — граніти; 2 — породи вмісної рами; 3 — рудні тіла; 4—6 — площі розвитку продуктивних парагенезисів та їхня ТБГХ характеристика

тика $\left(\frac{T, ^\circ\text{C}}{P, \text{МПа}} C \text{ моль} \cdot \% \text{NaCl} + \text{KCl} \right): \text{Mol} - \text{Qz} \times \left(\frac{440-320}{120-100} 41-27 \right), R \left(\frac{480-300}{160-70} 65-30 \right), W + \text{Bi} - \text{Qz} \left(\frac{415-260}{75-50} 48-28 \right)$ in accordance; 7 — межа телескопування парагенезисів R-стадії

Fig. 3. Scheme of thermobarogeochemical of the Akchatau deposit: 1 — granites; 2 — host rocks; 3 — ore bodies; 4—6 — areas of development of productive parageneses and their TBGC characteristics:

$\left(\frac{T, ^\circ\text{C}}{P, \text{MPa}} C \text{ mol} \cdot \% \text{NaCl} + \text{KCl} \right): \text{Mol} - \text{Qz} \times \left(\frac{440-320}{120-100} 41-27 \right), R \left(\frac{480-300}{160-70} 65-30 \right), W + \text{Bi} - \text{Qz} \left(\frac{415-260}{75-50} 48-28 \right)$ in accordance; 7 — the limit of telescoping of R-stage paragenesis

жаючись до рудноформаційного типу мінералізації середніх глибин. Це має геологічне підґрунтя: рівень ерозійного зрізу рудовмісних вулканітів складає не менше 1500—2500 м, залежно від купольного чи депресійного характеру рудоспряжених морфоструктур [1], що вказувало б на 100 % ерозійний зріз родовищ у випадку їхнього близькоповерхневого утворення, тоді як у сучасному ерозійному зрізі родовища мають великий вертикальний розмах зруденіння, а золотосність дренуючих рік нульова.

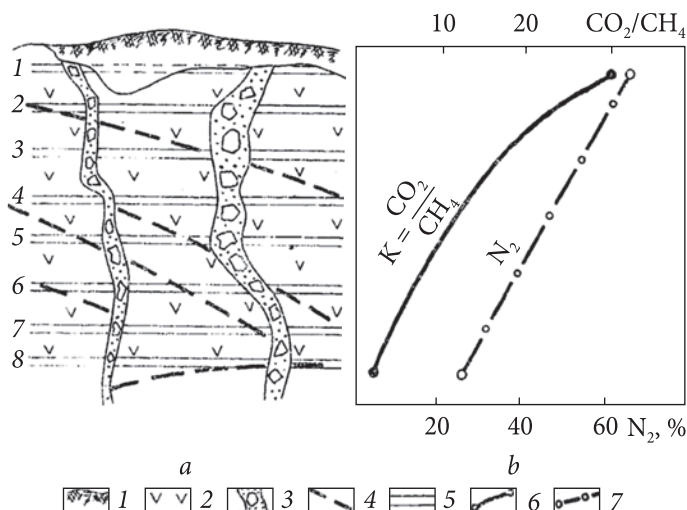


Рис. 4. Модель розподілу летких компонентів у вертикальному розрізі трубоподібних золотоносних тіл (а): 1 — пухкі відклади, 2 — андезито-дацити, 3 — трубоподібні рудноексплозивні золотоносні тіла, 4 — прожилково-вкраплені метасоматичні зони міжформаційних зривів, 5 — гірничі виробки; зміна з глибиною (б): 6 — співвідношення CO_2/CH_4 ; 7 — вміст N_2

Fig. 4. Model of the distribution of volatile components in a vertical section of pipe-like gold-bearing bodies (a): 1 — loose deposits, 2 — andesite-dacites, 3 — pipe-shaped ore-explosive gold-bearing bodies, 4 — streaky-impregnated metasomatic zones of inter-formation faults, 5 — mining holes; change with depth (b): 6 — the CO_2/CH_4 -ratio; 7 — the N_2 content

Дуже важливою для попередньої і детальної розвідки родовища є розробка схем стадійності і ТБГХ режиму процесу рудоутворення, зокрема, на молібден-вольфрамовому родовищі Акчатау та виявлення типів і форм прояву ТБГХ зональності [28, 29]. Родовище було сформоване у чотири стадії — дорудну молібденіт-кварцову, продуктивну комплексну рідкіснометалевою (R), та післярудні галеніт-сфалерит-кварцову, кальцит-флюорит-кварцову. Агрегатний стан флюїдів на родовищі змінювався неодноразово, проте воно загалом належить до пневматоліто-гідротермальних утворень. Мінералоутворювальна діяльність газоподібних розчинів виявляється тільки в ранній період рудного процесу, коли почали кристалізуватись мінеральні парагенезиси молібденіт-кварцової та комплексної рідкіснометалевої (R) стадій, або ж спряжені з укоріненням інтрарудних дайок, які здебільшого передували R-стадії. Верхня температурна межа гетерогенного стану розчинів, з якими пов'язаний початок розпаду транспортіваних комплексних сполук металів і кристалізації їхніх мінералів, визначена критичними явищами і становить для відповідного родовища від 440—435 до 425 °C. Продуктивні мінеральні комплекси кристалізувались за понад 440—300 °C на фоні флуктуацій тиску від 165 до 40 МПа.

Надзвичайно цікавою з теоретичного і практичного погляду є ТБГХ-зональність родовища (рис. 3 [27, 28]). Виявлений концентричний її характер засвідчує генетичний зв'язок зруденіння з пізньогерцинським

масивом аляскітових гранітів. Він ускладнений двома температурними максимумами (440—390 °C) в районі Молібденової і Північно-Західної ділянок, які обумовлені ранньою молібденовою мінералізацією і дорудними польовошпат-кварцовими жилами, що є відображенням стадійної (пульсаційної) зональності. У інших частинах родовища виявлені типові елементи фаціальної (відкладання) зональності, що добре узгоджується із зонально-концентричним мереживом поширення типових парагенетичних асоціацій, які складають рідкіснометалеві та вольфрамові з бісмутом руди [29].

У світлі уявлень і наведених даних зональність руд родовищ відображає зміну зруденіння від центральних, найродованіших зон родовища до периферійних, та відповідає зміні мінералізації від нижніх горизонтів рудних тіл до верхніх. Спостережена зональність спричинена також і градієнтами тиску й температури — головних регуляторів утримання речовини в розчинах і стимуляторів її кристалізації. На цій підставі ми зараховуємо її до термобарогенного типу [27, 28]. Такий постулат є принциповим для розуміння питання про форми міграції мінеральної речовини, оскільки РТ-градієнти суттєво впливали на просторово-часову диференціацію рН розчинів від лужних у нижніх частинах жил до кислих у верхніх, що задовільно пояснює описану зональність мінералізації і підтверджено експериментально [5, 37].

Схема ТБГХ зональності як відображення просторово-часової еволюції головних фізи-

ко-хімічних параметрів рудно-магматичної системи Акчатау дає теоретично обґрунтовану практичну можливість визначити ерозійний зріз різних ділянок родовища і уточнювати вірогідні перспективи розвитку мінералізації по площі і з глибиною. Такі перспективи найвірогідніші за межами еродованої частин масиву гранітів, що логічно впливає з аналізу схеми зональності і має раціональний зміст у світлі теоретичних уявлень [5, 6]. Реальною і прикметною ознакою високої достовірності зроблених прогнозних висновків є те, що на підставі зовсім інших теоретичних і методичних підходів саме за межами розкритої частини Акчатауського масиву нещодавно знайдено молібден-вольфрамове родовище Ауліє-Шоки в межах гірничого відводу, де підраховані запаси вольфраму для діяльності діючої копальні ще на 10 років [3].

Дуже теоретично цікавою і практично важливою є газометрична зональність у трубоподібних тілах типу рудно-експлозивних структур (РЕС) — цих інтенсивно сульфидизованих і золотоносних тіл родовища Кочбулак у Східному Узбекистані. Як нами з'ясовано [30—32], коефіцієнти співвідношень у газовій фазі включень CO_2/CH_4 суттєво різні на різних гіпсометричних рівнях цих тіл. Близькопараболічну тенденцію зміни коефіцієнтів співвідношень CO_2/CH_4 з 30—25 на верхніх горизонтах тіл до 2—3 на нижніх порушують тільки екстремально високі значення вмісту CH_4 на ділянках перетину ранніх виположених окварцованих зон міжформаційних зривів трубоподібними тілами. З'ясовано, що капсульований у флюїдних включеннях вуглець сягає значення $\delta^{13}\text{C}$ 8,3 ‰ (рис. 4), тоді як поза РЕС цей показник суттєво зростає. Таке низьке значення $\delta^{13}\text{C}$ у РЕС є похідним від ефекту змішування рудотворних розчинів за неодноразового надходження CH_4 у рудопідводні і рудокалізувальні структури.

У цьому випадку вуглець метану в положих міжформаційних структурах у разі відновлення сульфатної сірки частково окиснювався до CO_2 . Аномально високий вміст CH_4 у флюїдних включеннях мінералів кварц-сульфідно-сульфосольових парагенезисів на перетині трубоподібних і положих структур

корелює з підвищеною концентрацією H_2S , який сповільнював окиснення CH_4 під час їхнього утворення. Поведінка N_2 , вміст якого стійко зростає з наближенням до поверхні рудних тіл, свідчить про роль у мінералоутворенні вадозних вод глибинної циркуляції [30]. Отже, загальний тренд розподілу CO_2 і CH_4 у поєднанні з даними ізотопного аналізу вуглецю є добрим підґрунтям для оцінювання золотоконцентрувальних структур типу рудно-експлозивних брекчій, які забезпечували неодноразове надходження вуглеводнів у ці структури і сприяли виникненню окисно-відновних бар'єрів, що дає підстави прогнозувати нижню фізико-хімічну межу виклинювання зруденіння. Вірогідно, вона відповідатиме гіпсометричному рівню рудних тіл зі співвідношеннями у розчинах включень $\text{CO}_2/\text{CH}_4 = 1$ і менше [23, 30—32]. Принагідно зазначимо, що аналогічні підходи застосовували щодо подібних та інших формаційних типів родовищ: використовували коефіцієнт відновлення флюїду, який визначали як співвідношення суми відновлених газів до окиснених [19]: $\text{CO} + \text{CH}_4 + \text{H}_2/\text{CO}_2$. Варіації цього коефіцієнта адекватно описують процес рудоутворення рудної зони, яка збільшується з його зменшенням [19], що ми й показали на прикладі трубоподібних тіл типу рудно-експлозивних структур.

Висновки. 1. Прикладна термобарогеохімія шляхом комплексного вивчення флюїдних включень у мінералах дає змогу встановити кількісні характеристики головних фізико-хімічних параметрів рудоутворювальних розчинів і їхню зміну в просторі і часі. Це, своєю чергою, сприяє найоб'єктивнішому виявленню як генетичних особливостей післямагматичних родовищ, так і закономірностей їхнього просторового поширення. Це і є підґрунтям для розробки термобарогеохімічного прогнозування і локального оцінювання післямагматичного зруденіння і синтезу рекомендацій про оптимальне комплексування ТБГХ даних на різних стадіях геологорозвідувального процесу у зв'язці з усією наявною геолого-мінералогічною інформацією.

2. Опісля розгляду наведеного є багато інших прикладів практичного застосування термобарогеохімії стосовно локального прогнозування, пошуків та оцінювання зруде-

ніння родовищ Pb-Zn, Hg-Sb, Cu-Mo та інших, але й цього достатньо, щоб переконатись: комплексний термобарогеохімічний аналіз дає в руки геологам нову, досить ефективну зброю і тому він, поза сумнівом, повинен зайняти чільне місце в їхній діяльності, стати обов'язковим у пошуках, локальному оцінюванні і прогнозуванні ендегенного зруденіння, зокрема в Україні.

3. Уся сукупність матеріалів ТБГХ вивчення різного післямагматичного зруденіння з ура-

хуванням багатьох масштабних досліджень у цьому контексті переконливо засвідчує, що ми впритул підходимо до розробки і реалізації наукової концепції нового напрямку сучасного рудноформаційного та металогенічного аналізу — ТБГХ моделювання, діагностики і прогнозування рудних формацій [33].

4. Як дуже влучно і лаконічно сказав К. Сорбі: "включення, які ми вивчаємо, дуже малі, проте висновки, до яких ми внаслідок цього приходимо, великі" [42].

ЛІТЕРАТУРА

1. Баймухамедов Х.П., Бородин Ю.В. Позднеорогенный вулканизм и металлогения Кураминской подзоны. *Закономерности размещения полезных ископаемых*. Москва: Наука, 1981. Т. XIII. С. 101—199.
2. Башкиров Б.Г. Морфологические типы месторождений прожилково-вкрапленных руд. *Геология и геохимия месторождений цветных металлов Казахстана*. Алма-Ата, 1970. С. 27—38.
3. Боголепов В.Г. Морфологические типы и рудно-метасоматические формации плутогенных золоторудных и редкометальных месторождений, условия их образования и критерии прогнозирования: автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Тула, 2002. 67 с.
4. Вернадский В.И. История минералов земной коры. Т. 2. Москва: Изд-во АН СССР, 1933. 536 с.
5. Ганеєв І.Г. Формы миграции минерального вещества в гидротермальных растворах. *Термобарогеохимия земной коры и рудообразование*. Москва: Наука, 1978. С. 65—77.
6. Ганеєв І.Г., Покалов В.Т. Температурный градиент — фактор дифференциации гидротермальных растворов, зональности в вертикальной протяженности вольфрамит-молибденит-кварцевых жил. *Докл. АН СССР*. 1975. **220**. № 3. С. 680—693.
7. Ермаков Н.П. Критерии познания генезиса минералов и среда рудообразования. *Минерал. сб. Львов. ун-та*, 1949. № 3. Приложение первое. 68 с.
8. Ермаков Н.П. Исследования минералообразующих растворов (температуры и агрегатное состояние). Харьков: Изд-во Харьков. гос. ун-та, 1950. 460 с.
9. Ермаков Н.П. Геохимические системы включений в минералах (включения минералообразующих сред — источник генетической информации). Москва: Недра, 1972. 376 с.
10. Ермаков Н.П. Двадцатилетие термобарогеохимии и планы ее развития в последней четверти XX века. Москва, 1976. 28 с. (Ротапринт ГЕОХИ АН СССР).
11. Ермаков Н.П., Долгов Ю.А. Термобарогеохимия. Москва: Недра, 1979. 271 с.
12. Константинов Р.М. Основы формационного анализа гидротермальных рудных месторождений. Наука, 1973. 216 с.
13. Лазько Е.М. Хрусталеносные кварцевые жилы и их генезис. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1957. 296 с.
14. Лазько Е.М., Ляхов Ю.В., Пизнюр А.В. Исследование включений минералообразующих растворов в целях прогнозной оценки оруденения на некоторых золоторудных и других месторождениях. *Прогнозирование скрытого оруденения на основе зональности гидротермальных месторождений. Тез. докл. совещ.* Москва, 1972. С. 192—195.
15. Лазько Е.М. О термобарогеохимической зональности. *Зап. Всесоюз. минерал. об-ва*. 1981. Ч. 110, вып. 1. С. 16—25.
16. Лазько Е.М., Ляхов Ю.В., Пизнюр А.В. Физико-химические основы прогнозирования постмагматического оруденения (по термобарогеохимическим данным). Москва: Недра, 1981. 256 с.
17. Лазько Е.М., Ляхов Ю.В., Павлунь М.М., Пизнюр А.В., Попівняк І.В. Принципи термобарогеохімічного прогнозування, пошуків та оцінки золоторудних родовищ на території України. *Вісн. Львів. ун-ту. Сер. геол.* 1992. Вип. 1. С. 25—40.
18. Лазько Е.М., Ляхов Ю.В., Павлунь М.М., Пизнюр А.В., Попівняк І.В. Термобарогеохімія в прикладній геології (пошуки, розвідка та експлуатація родовищ). *Мінерал. сб.* 1992. № 45, вип. 2. С. 15—21.
19. Летников Ф.А. О явлениях инверсии флюидных систем в магматическом процессе. *Флюиды в магматических процессах*. Москва: Наука, 1982. С. 242—253.
20. Литвинов В.Л., Ляхов Ю.В., Попивняк И.В. Палеотемпературная зональность Карийского золоторудного месторождения (Восточное Забайкалье). *Геология рудных месторождений*, 1976. № 5. С. 15—34.
21. Ляхов Ю.В., Попивняк И.В. О физико-химических условиях развития золотого оруденения Северной Бурятии. *Изв. АН СССР. Сер. геол.* 1977. № 6. С. 98—111.

22. Ляхов Ю.В. Термобарогradientні умови розвитку золоторудних формацій (генетичні та прогнозно-розшукові аспекти). *Мінерал. зб.* 1995. № 48, вип. 1. С. 23—31.
23. Ляхов Ю.В., Павлунь Н.Н., Пизнюр А.В., Попивняк И.В. Термобарогеохимия золота (прогнозирование, поиски и оценка оруденения). Львов: Свит, 1995. 280 с.
24. Ляхов Ю., Павлунь М., Попивняк І., Ціхонь С. Кількісне термобарогеохімічне моделювання полів золотого зруденіння в практиці локального прогнозування. *Мінерал. зб.* 2001. № 51, вип. 1. С. 22—34.
25. Ляхов Ю.В., Павлунь М.М. Термобарогеохімічне обґрунтування рудноформаційної належності ендегенних золоторудних родовищ України: теоретичні та методологічні аспекти. *Мінерал. зб.* 2002. № 52, вип. 1. С. 63—73.
26. Малинин С.Д. Физическая химия гидротермальных систем с углекислотой. Москва: Наука, 1979. 206 с.
27. Павлунь Н.Н. Термобарогradientная модель зональности оруденения вольфрамового месторождения Акчатау (Центральный Казахстан). *Генетические модели эндогенных рудных формаций. Тез. докл. 1 Всесоюз. совещ.* Новосибирск, 1981. Т. 1. С. 110—112.
28. Павлунь Н.Н. О термобарогеохимической зональности молибден-вольфрамового месторождения Акчатау в Центральном Казахстане. *Докл. АН СССР*, 1984. **274**, № 6. С. 1450—1454.
29. Павлунь Н.Н. Термобарогеохимические поисково-оценочные критерии молибден-вольфрамового грейзенового оруденения Центрального Казахстана. *Мінерал. зб.* 1984. № 38, вип. 2. С. 45—54.
30. Павлунь Н.Н., Костенко А.И., Костин В.А. Масс-спектрометрические исследования углеродсодержащих соединений при решении генетических вопросов на золоторудных объектах Восточного Узбекистана. *Материалы XII Всесоюз. симпозиум по стабильным изотопам в геохимии.* Москва, 1989. С. 198—200.
31. Павлунь М.М. Теоретичне і практичне значення фазо- і газометричних моделей золоторудних родовищ (за флюїдними включеннями в мінералах). *Мінерал. зб.* 2000. № 50, вип. 2. С. 31—37.
32. Павлунь М.М. Термобарогеохімічні аспекти геолого-генетичної і рудноформаційної типізації золотого зруденіння Бельтау-Курамінського вулканоплутонічного поясу у Східному Узбекистані. *Мінерал. зб.* 2002. № 52, вип. 2. С. 78—86.
33. Павлунь М.М. Фізико-хімічні умови і зональність розвитку молибден-вольфрамових та золоторудних формацій (за результатами термобарогеохімічних досліджень): автореф. дис. ... д-ра геол. наук. Львів, 2003. 53 с.
34. Павлунь М.М., Гоцанюк Г.І., Іваніна А.В. Термобарогеохімічні пошуково-оціночні критерії золотого зруденіння родовища Балка Широка в Середньому Придністров'ї. *Мінерал. журн.* 2022. **44**, № 3. С. 111—119. <https://doi.org/10.15407/mineraljournal.44.03.111>
35. Рейф Ф.Г., Бажеев Е.Д. Магматический процесс и вольфрамовое оруденение. Новосибирск: Наука, 1982. 217 с.
36. Рейф Ф.Г., Бажеев Е.Д. Термобарогеохимический метод прогнозирования месторождений вольфрама и молибдена и результаты его применения при поисково-оценочных работах. *Сб. Прикладная термобарогеохимия.* Алма-Ата, 1987. Т. 1. С. 24—35.
37. Рундквист Д.В., Неженский И.А. Зональность эндогенных рудных месторождений. Ленинград: Недра, 1975. 218 с.
38. Токеноучи С., Кеннеди Дж.К. Бинарная система H_2O-CO_2 при высоких температурах и давлениях. *Сб. ст. Термодинамика постмагматических процессов.* Москва: Наука, 1968. С. 110—136.
39. Токеноучи С., Кеннеди Дж.К. Растворимость углекислоты в растворах NaCl при высоких температурах и давлениях. *Сб. ст. Термодинамика постмагматических процессов.* Москва: Наука, 1968. С. 137—149.
40. Файф У., Тернер Ф., Ферхуген Дж. Метаморфические реакции и метаморфические фации. Москва: Иностран. литер., 1962. 414 с.
41. Pavlun M. On the ore-formational affiliation of gold deposits of the Beltau-Kuramin volcano-plutonic belt in Eastern Uzbekistan (according to thermobarogeochemical data). *J. Geol., Geogr. and Geoecol.* 2022. **31**(4). P. 702—710. <https://doi.org/10.15421/112266>
42. Sorbi H.C. On the microscopic structure of crystals, indication the origin of minerals and rocks. *Quarterly journal of the Geol. Soc. of London.* 1858. **14**, Pt. 1. P. 453—500.

Надійшла 14.08.2023

REFERENCES

1. Baimukhamedov, Kh.P. and Borodin, Yu.V. (1981), *Patterns of placement of minerals*, Vol. 13, pp. 101-199 [in Russian].
2. Bashkirov, B.G. (1970), *Geology and geochemistry of non-ferrous metal deposits in Kazakhstan*, Alma-Ata, pp. 27-38 [in Russian].
3. Bogolepov, V.G. (2002), *Morphological types and ore-metasomatic formations of plutogenic gold-ore and rare-metal deposits, conditions of their formation and forecasting criteria*. Abstract of Dr.Sc. dissert. geol.-min. sci., Tula, RU, 67 p. [in Russian].

4. Vernadskii, V.I. (1933), *History of minerals of the Earth's crust*, Vol. 2, Publ. House Acad. Sci. USSR, Moscow, 536 p. [in Russian].
5. Ganeyev, I.G. (1978), *Thermobarogeochemistry of the Earth's crust and ore formation*, Nauka, Moscow, pp. 65-77 [in Russian].
6. Ganeyev, I.G. and Pokalov, V.T. (1975), *Reps Acad. Sci. USSR*, Vol. 220, No. 3, pp. 680-693 [in Russian].
7. Yermakov, N.P. (1949), *Mineral. Coll. Lvov Univ.*, No. 3, Annex 1, UA, 68 p. [in Russian].
8. Yermakov, N.P. (1950), *Studies of mineral-forming solutions (temperatures and state of aggregation)*, Publ. House Kharkov State Univ., Kharkov, 460 p. [in Russian].
9. Yermakov, N.P. (1972), *Geochemical systems of inclusions in minerals (Inclusions of mineral-forming media as a source of genetic information)*, Nedra, Moscow, 376 p. [in Russian].
10. Yermakov, N.P. (1976), *Twenty years of thermobarogeochemistry and plans for its development in the last quarter of the 20th century*, V.I. Vernadskiy Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry USSR Acad. Sci., Moscow, 28 p. [in Russian].
11. Yermakov, N.P. and Dolgov, Yu.A. (1979), in *Thermobarogeochemistry*, Nedra, Moscow, 271 p. [in Russian].
12. Konstantinov, R.M. (1973), *Fundamentals of formational analysis of hydrothermal ore deposits*, Nauka, Moscow, 216 p. [in Russian].
13. Lazko, Ye.M. (1957), *Crystal-bearing quartz veins and their genesis*, Publ. House Lvov Univ., Lvov, 296 p. [in Russian].
14. Lazko, Ye.M., Lyakhov, Yu.V. and Piznyur, A.V. (1972), *Prediction of hidden mineralization based on the zoning of hydrothermal deposits*, Moscow, pp. 192-195 [in Russian].
15. Lazko, Ye.M. (1981), *Notes All-Union Mineral. Soc.*, Ch. 110, Iss. 1, pp. 16-25 [in Russian].
16. Lazko, Ye.M., Lyakhov, Yu.V. and Piznyur, A.V. (1981), *Physical and chemical bases for forecasting postmagmatic mineralization (according to thermobarogeochemical data)*, Nedra, Moscow, 256 p. [in Russian].
17. Lazko, Ye.M., Lyakhov, Yu.V., Pavlun, M.M., Piznyur, A.V. and Popivnyak, I.V. (1992), *Visn. Lviv Univ. Ser. geol.*, Iss. 1, pp. 25-40 [in Ukrainian].
18. Lazko, Ye.M., Lyakhov, Yu.V., Pavlun, M.M., Piznyur, A.V. and Popivnyak, I.V. (1992), *Mineral. Coll.*, No. 45, Iss. 2, pp. 15-21 [in Ukrainian].
19. Letnikov, F.A. (1982), in *Fluids in magmatic processes*, Nauka, Moscow, pp. 242-253 [in Russian].
20. Litvinov, V.L., Lyakhov, Yu.V. and Popivnyak, I.V. (1976), *Geology of ore deposits*, No. 5, pp. 15-34 [in Russian].
21. Lyakhov, Yu.V. and Popivnyak, I.V. (1976), *Proc. Acad. Sci. USSR, Ser. Geol.*, No. 6, pp. 98-111 [in Russian].
22. Lyakhov, Yu.V. (1995), *Mineral. Coll.*, No. 48, Iss. 1, pp. 23-31 [in Ukrainian].
23. Lyakhov, Yu.V., Pavlun, N.N., Piznyur, A.V. and Popivnyak, I.V. (1995), *Thermobarogeochemistry of gold (forecasting, prospecting and evaluation of mineralization)*, Svit, Lvov, UA, 280 p. [in Russian].
24. Lyakhov, Yu., Pavlun, M., Popivnyak, I. and Tsikhon, S. (2001), *Mineral. Coll.*, No. 51, Iss. 1, pp. 22-34 [in Ukrainian].
25. Lyakhov, Yu. and Pavlun, M. (2002), *Mineral. Coll.*, No. 52, Iss. 1, pp. 63-73 [in Ukrainian].
26. Malinin, S.D. (1979), *Physical chemistry of hydrothermal systems with carbon dioxide*, Nauka, Moscow, 206 p. [in Russian].
27. Pavlun, N.N. (1981), *Genetic models of endogenous ore formations*, Abstr. of the First All-Union Conf., Vol. 1, Novosibirsk, pp. 110-112 [in Russian].
28. Pavlun, N.N. (1984), *Reps Acad. Sci. USSR*, Vol. 274, No. 6, pp. 1450-1454 [in Russian].
29. Pavlun, N.N. (1984), *Mineral. Coll.*, No. 38, Iss. 2, pp. 45-54 [in Russian].
30. Pavlun, N.N., Kostenko, A.I. and Kostin, V.A. (1989), *Materials of the 12th All-Union Symp. on Stable Isotopes in Geochemistry*, Moscow, pp. 198-200 [in Russian].
31. Pavlun, M. (2000), *Mineral. Coll.*, No. 50, Iss. 2, pp. 31-37 [in Ukrainian].
32. Pavlun, M. (2002), *Mineral. Coll.*, No. 52, Iss. 2, pp. 78-86 [in Ukrainian].
33. Pavlun, M.M. (2003), *Physicochemical conditions and zoning of development of molybdenum-tungsten and gold ore formations (according to the results of thermobarogeochemical studies)*. Abstract of the doctoral dissertation (geological sciences), Lviv, 53 p. [in Ukrainian].
34. Pavlun, M.M., Hotsaniuk, H.I. and Ivanina, A.V. (2022), *Mineral. Journ. (Ukraine)*, Vol. 44, No. 3, pp. 111-119 [in Ukrainian]. <https://doi.org/10.15407/mineraljournal.44.03.111>
35. Reif, F.G. and Bazheyev, Ye.D. (1982), *Magmatic process and tungsten mineralization*, Nauka, Novosibirsk, 217 p. [in Russian].
36. Reif, F.G. and Bazheyev, Ye.D. (1987), in *Applied Thermobarogeochemistry*, Vol. 1, Alma-Ata, pp. 24-35 [in Russian].
37. Rundkvist, D.V. and Nezhenskiy, I.A. (1975), *Zoning of endogenous ore deposits*, Nedra, Leningrad, 218 p. [in Russian].
38. Takenouchi, S. and Kennedy, G.C. (1968), in *Thermodynamics of postmagmatic processes*, Nauka, Moscow, pp. 110-136 [in Russian].
39. Takenouchi, S. and Kennedy, G.C. (1968), in *Thermodynamics of postmagmatic processes*, Nauka, Moscow, pp. 137-149 [in Russian].

40. Fyfe, W.S., Turner, F.J. and Verhoogen, J. (1962), *Metamorphic reactions and metamorphic facies*, Publ. House Inostr. literatura, Moscow, 414 p. [in Russian].
41. Pavlun, M. (2022), *J. Geol., Geography and Geoecol.*, Vol. 31, No. 4, pp. 702-710. <https://doi.org/10.15421/112266>
42. Sorbi, H.C. (1858), *Quarterly Journal of the Geol. Soc. of London*, Vol. 14, Pt. 1, pp. 453-500.

Received 14.08.2023

M.M. Pavlun, DrSc (Geology and Mineralogy), Prof.,
Academician of the Higher School of Ukraine
Ivan Franko National University of Lviv
4, Hrushevskiy Str., Lviv, Ukraine, 79005
E-mail: mykola.pavlun@lnu.edu.ua; <https://orcid.org/0000-0002-8634-6576>

THERMOBAROGEOCHEMICAL FUNDAMENTALS
AND APPLIED POSSIBILITIES OF LOCAL FORECAST, RESEARCH
AND ASSESSMENT OF POST-MAGMATIC MINERALIZATION

Important issues of local forecasting, search and assessment of post-magmatic mineralization during various stages of geological exploration are analysed on a thermobarogeochemical (TBGC) basis. The theoretical basis of TBGC-forecasting, exploration and assessment of mineralization is the stability of the regime of physical-chemical conditions for the formation of productive mineral paragenesis. They are formed in a fairly narrow range of TBGC-parameters changes of the specific to chemical composition and aggregate-density state of ore-forming medium at certain (optimal) temperature and pressure values. This is revealed in the phase typomorphism of the respective families of fluid inclusions practically regardless of geotectonic conditions and metallogenic specialization of the ore regions. For example, the molybdenum-tungsten formation of the greisen type is characterized by the following: alkaline-halogen (fluoride-chloride-potassium-sodium) composition of inclusions with a high salt concentration (65-35 wt.% NaCl), and the spread of syngenetic families of inclusions with minerals-"prisoners" (which testify to the boiling processes of solutions) and solutions of inclusions of critical density. On the other hand, in gold ore formations, the productive gold-bearing stages in the corresponding parageneses contain water-carbon dioxide inclusions, which homogenize at 290-180 °C under conditions of intensive heterogenization and degassing (CO₂) of solutions with extremely different phase ratios (G-L_{CO₂}-H₂O; L_{CO₂}-L_{H₂O}; G-L_{CO₂}; L_{CO₂}-L; L_{CO₂}-G_{CO₂}). Fluid inclusions of two- and one-phase CO₂ with wide variations in density (from 1.02 to 0.4-0.1 g/cm³ for various depth formations) and simultaneous homogenization into liquid and gas phases (boiling) are common. So, we determine the distribution of molybdenum-tungsten or gold mineralization by the distribution of the corresponding families of syngenetic inclusions. An equally important prerequisite for the implementation of applied TBGC problems is the possibility of diagnosis and spatial extrapolation of these parameters (TBGC-zonation) with the determination of the spatial position of zones that are physically and chemically favourable for the development of post-magmatic mineralization. Such tools can be the vertical paleotemperature gradient $\Delta T/100$ m and its inverse functional relationship with the vertical spread of mineralization, the ratio of the amount of reduced gases to the amount of oxidized gases, etc. Specific examples of mineralization forecasting, search, and assessment using the genetic features of the deposit and the complex application of TBGC-criteria for spatial-temporal modelling of mineralization distribution are given.

Keywords: TBGC-criteria, fluid inclusions, gradients and trends of changes of TBGC-indicators in space and time, ore formation, thermostating, erosion section, paleotemperature gradient $\Delta T/100$ m, post-magmatic mineralization.