

УДК 553.411:553.545:551.72(477)

**МІНЕРАЛОГІЯ ГУБІВСЬКОГО ТА КЛИНЦІВСЬКОГО ЗОЛОТОРУДНИХ
ОБ'ЄКТІВ КЛИНЦІВСЬКОГО РУДНОГО ПОЛЯ
(КІРОВОГРАДСЬКИЙ БЛОК УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА)**

**О. Бабинін¹, О. Братчук², Д. Гурський³, Ю. Марченко², М. Паршина⁴,
А. Росихіна⁵, Є. Сливко⁵, Г. Яценко⁵**

¹ДАК “Укрполіметали”, м. Київ; ²ДГП “Центрукргеологія”, м. Черкаси;
³Департамент геології та використання надр, м. Київ; ⁴УкрДГРІ, м. Київ;
⁵Львівський національний університет імені Івана Франка,
E-mail: geomin@geof.franko.lviv.ua

Клинцівське рудне поле містить Клинцівське золоторудне родовище і два рудопрояви. За геологічними параметрами і характером мінералізації вони належать до нового геолого-промислового типу, до якого близьке і Майське родовище. Проте кожний об'єкт відрізняється за мінералогічними особливостями (мінеральні асоціації, склад мінералів, їхні взаємовідношення тощо). Зіставлення стало можливим після вивчення Губівського золотопрояву, матеріали з якого наведено вперше.

Ключові слова: золото, сульфіді, рудне тіло, золоторудне родовище, докембрій, Український щит.

Виявлення нового – клинцівського – типу однометальних золоторудних об'єктів у блоках ранньопротерозойської стабілізації Українського щита [1] сприяє всебічному вивченню не тільки розвіданого базового Клинцівського родовища, а й інших подібних об'єктів, передусім у межах Клинцівського рудного поля. Це поле належить до Інгуло-Тясминської (або Клинцівсько-Конівської) структурно-металогенічної зони і містить ще два прояви – Західноклинцівський і Губівський, який активно вивчають останнім часом. Мінералогічні й інші особливості Губівського прояву, наведені в цій статті, порівняні з особливостями Клинцівського і, частково, інших золоторудних родовищ Українського щита. Прояв за більшістю ознак безумовно належить до клинцівського типу, проте, незважаючи на близьке розташування, має свої особливості.

Наведені матеріали ґрунтуються на вивченні керн свердловин 16 профілів широтного напрямку, які перетнули рудні зони й тіла.

Губівський прояв – це лінійна витягнута, як і Клинцівський, у меридіональному напрямі структура (рис. 1). Тут можна виділити повний набір відповідних елементів – Губівську тектонометасоматичну зону (ТМЗ), рудну зону та рудні тіла. Простежена довжина ТМЗ становить близько 2000 м, потужність мінлива – перші десятки метрів. У межах зони зафіксовано два паралельні, подекуди переривчасті рудні тіла потужністю до 1 м і більше. До південного флангу ТМЗ розширюється, і кількість рудних тіл збільшується, що, ймовірно, відкриває нові перспективи. ТМЗ

виділяють за наявністю клинцєвїтів (кумінгтонїт-біотитових чи амфїбол-біотитових метасоматїтів). Рудну зону маркують за вмістом у породах золота понад 0,01 г/т.

Рудна зона та рудні тіла зазвичай згідно розміщені у товщі порід флішоїдної метаграувакової формації (нижньопротерозойський структурно-формаційний комплекс), що залягає субвертикально, падіння головню на схід під кутом 80–95°.

Згідні дометаморфічні ортопороди представлені діопсид-плагіоклаз-кварцовими кристалічними сланцями, метагаброїдами діопсид-плагіоклазового складу.

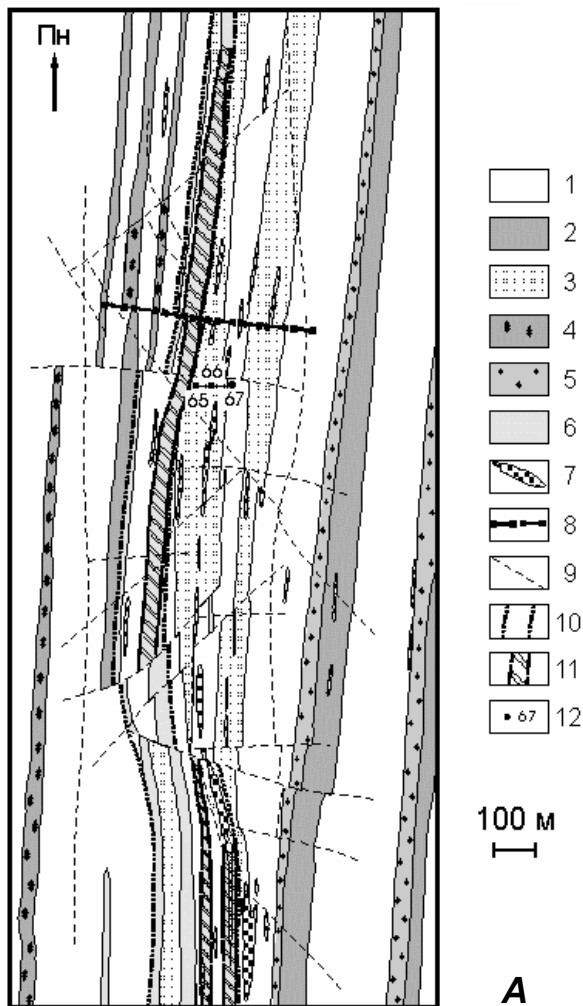
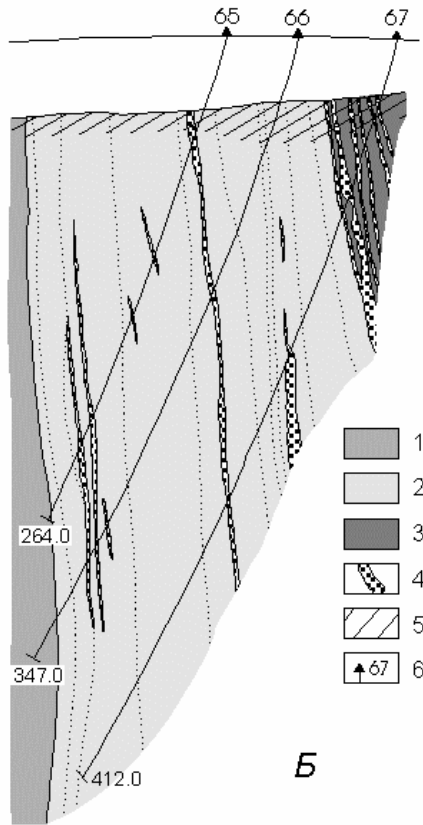


Рис. 1. Геологічний план Губівського рудопрову (А) та розріз за профілем (Б).

А. Гнейси флішоїдної метаграувакової формації: 1 – біотитові; 2 – гранат-біотитові; 3 – біотитові з про-шарками гранатовмісних (гранату до 5%); 4 – графіт-біотитові й біотитові; 5 – кордієрит-біотитові; 6 – амфїбол-біотитові; 7 – пегматоїдні та апліто-пегматоїдні гранїти кїровоградського комплексу; 8 – дайки діабазів; 9 – тектонічні порушення за даними магніто-, гравї- та електророзвідки; 10 – тектонометасоматична зона; 11 – рудна зона, виділена за вмістом золота понад 0,01 г/т і вторинними змінами, супутніми золоторудному процесу; 12 – профіль свердловин, по яких будували розріз (див. Б).

Б. 1 – товща порід, які не містять амфїболу; 2 – амфїболовмісні породи; 3 – біотит-кордієритові гнейси; 4 – пегматоїдні та апліто-пегматоїдні гранїти кїровоградського комплексу; 5 – кора звїтрювання; 6 – свердловини.



Пострудні січні неметаморфізовані дайки дещо відрізняються від клинцівських – вони представлені головню діабазами, утвореннями менш магнезійними, подекуди брекчіюваними (таблиця, рис. 2).

Вмісна геологічна формація (флішоїдна метаграувакова) має ті ж ознаки, що й відповідні утворення на Клинцівському родовищі:

1) головні члени – біотитові та інші гнейси і плагіогнейси, що перешаровані з підпорядкованими діопсид-плагіоклаз-кварцовими кристалічними сланцями;

2) метаморфізм амфіболітової фації;

3) слабо виявлена мігматизація;

4) субзгідні тіла пегматоїдних гранітоїдів;

5) будинованість тіл твердих порід (гранітоїди, кристалічні сланці), які розташовані у пластичніших гнейсах тощо.

У межах ТМЗ у складі геологічної формації виділяють метаморфізовані ортопороди, переважно габроїдного типу, які утворюють малопотужні тіла стратиформного вигляду.

Це ускладнює будову розрізу, формує стратиформний комплекс, подібний до бушвельдського в мініатюрі. Про співвідношення з цим комплексом свідчать наявність у деяких ортопородах клінопіроксену з енстатитом, а також прояви анортозитів. Дорудні дайки золота не продукують, однак доводять зв'язок із мантийними глибинами, звідки золото могло надходити з флюїдизатами. Це підтверджує також наявність своєрідних метаморфізованих брекчієподібних порід ультраосновного складу, можливо, споріднених з кімберлітами (св. 115, інт. 49,1–49,7 м та ін.). Породи складені нерівноважними компонентами, інтенсивно змінені, містять діопсид, гранат, з акцесорних мінералів – циркон, апатит, сфен, муасаніт, алмаз(?).

Ортокристалосланці за складом і структурою відрізняються від подібних, проте осадових за походженням діопсид-плагіоклаз-кварцових сланців – одного з головних членів флішоїдної метаграувакової формації.

Ортопороди Губівського прояву не належать до діоритів. Однак є думка, що золото на деяких рудних об'єктах Українського щита пов'язане з діоритами або діоритоподібними породами. Це не може стосуватися родовищ клинцівського типу, де розрізняють дві відміни діоритоподібних порід, проте "вторинних", не магматичних. Це малопотужні мігматитоподібні прожилки амфібол-плагіоклазового складу у плагіогнейсах і

амфібол(\pm діопсид)-плагіоклазові метасоматити, супутні зруденінню. Ні ті, ні інші не можуть сформувати родовище золота з огляду на малий об'єм та вторинне походження.

Хімічний склад дайкових утворень Губівської ділянки

Компонент	Номер проби			
	96	97	50	14
SiO ₂	48,00	48,00	50,20	55,00
TiO ₂	2,52	3,20	3,25	0,70
Al ₂ O ₃	14,64	14,84	14,25	19,55
Fe ₂ O ₃	4,31	4,14	4,95	0,96
FeO	8,77	8,95	8,05	3,44
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	4,50	1,50	1,20	1,50
CaO	7,93	12,70	10,70	11,02
Na ₂ O	4,40	4,40	4,42	1,60
K ₂ O	1,50	1,50	1,20	0,65
P ₂ O ₅	0,67	0,60	0,44	0,48
H ₂ O	0,35	0,34	0,44	0,39
В.п.п.	2,14	1,67	2,25	4,62
Сума	99,73	101,84	101,35	99,91

Відзначимо сублужну спрямованість як описаних ортопорід, так і метасоматичних процесів у ТМЗ. Вона більше виражена на Губівському прояві, де є лужні амфіболи й піроксени.

Метасоматоз на обох проявах однотипний. Виділяють високотемпературну дорудну Fe-Mg-Ca-стадію і низькотемпературний лужно-кременекислий метасоматоз, який переходить у гідротермальні перетворення, супутні зруденінню.

Найпоширенішими є пов'язані з рудним процесом клинцьовіти – кумінгтоніт-біотитові метасоматити з високим вмістом слюди. Характерна мінеральна асоціація: кумінгтоніт (\pm амфіболи різного складу, діопсид) + біотит (\pm флогопіт) + плагіоклаз (олігоклаз, андезин) + кварц. На Губівському прояві серед амфіболів виявлено лужні (натрієві) різновиди типу арфведсоніту чи глаукофану, що, можливо, свідчить про періоди підвищення тиску стресового характеру. Примітні також олігоклаз-кварцові метасоматити, безпосередньо пов'язані з окварцюванням і рудним процесом.

Пов'язано з кальцифірама та кальційвмісними мінералами (основні плагіоклази, діопсид, рогова обманка та ін.) нерідко трапляються скарноїди, скарни й епідозити, що асоціюють з ними. На обох проявах виявлено стратиформні тіла турмалін-слюдистого складу.

Особливістю Губівського прояву є наявність роговообманково-плагіоклаз-кварцових і роговообманково-кварцових порід – метасоматитів, які звичайно містять у підлеглий кількості біотит (св. 62–67 та ін.). Вони належать до дорудної стадії. Ці утворення споріднюють Губівський прояв з проявами Михайлівської зони Кіровоградського блока і Майським родовищем Середнього Побужжя.

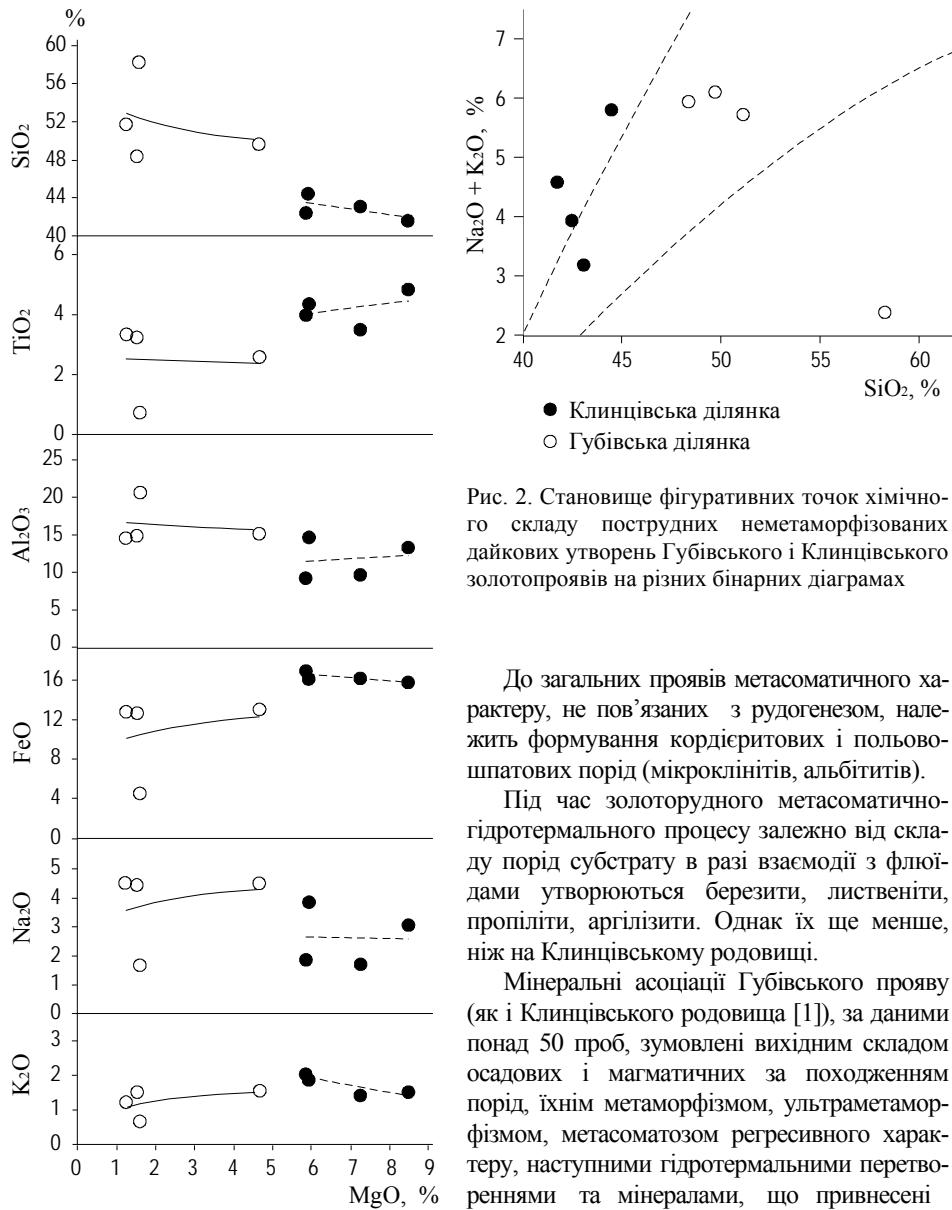


Рис. 2. Становище фігуративних точок хімічного складу пострудних неметаморфізованих дайкових утворень Губівського і Клинцівського золотопояв на різних бінарних діаграмах

До загальних проявів метасоматичного характеру, не пов'язаних з рудогенезом, належить формування кордієритових і польовошпатових порід (мікроклінітів, альбітітів).

Під час золоторудного метасоматично-гідротермального процесу залежно від складу порід субстрату в разі взаємодії з флюїдами утворюються березити, лиственіти, пропіліти, аргілізити. Однак їх ще менше, ніж на Клинцівському родовищі.

Мінеральні асоціації Губівського прояву (як і Клинцівського родовища [1]), за даними понад 50 проб, зумовлені вихідним складом осадових і магматичних за походженням порід, їхнім метаморфізмом, ультраметаморфізмом, метасоматозом регресивного характеру, наступними гідротермальними перетвореннями та мінералами, що привнесені

флюїдизатами. Вторинні мінерали звітрювання поширені обмежено, як і власне кори.

Породотворні мінерали метаморфічних товщ і високотемпературних метасоматитів представлені темними слюдами, амфіболами й піроксенами, гранатами, плагіоклазами, лужними польовими шпатами і кварцом. У деяких породах трапляються турмалін (шерл-дравіт), воластоніт, скаполіт.

Серед **акцесорних мінералів** наявні муасаніт, рутил, корунд, ільменіт, циркон, сфен, шесліт, монацит, апатит тощо. На Губівському прояві, на відміну від Клин-

цівського [2], поки однозначно не визначені алмази метаморфогенного типу, можливо, через обмежений обсяг спеціалізованого опробування. Проте комплекс акцесорних мінералів золоторудних проявів і розташованих поблизу алмазоносних утворень лампроїтового типу значно збігається (набір мінералів, їхня підвищена кількість та особливості [2]).

Набір і склад **накладених та вторинних мінералів** зумовлений первинними мінералами і характером метасоматичних, гідротермальних і пов'язаних із ними рудних процесів. Виявлено гідрогетит, кварц, мінерали групи епідоту, серпентин, тальк, хлорит, карбонати (головно сидерит), барит, флюорит.

Примітна майже повна відсутність магнетиту, на відміну, наприклад, від Майського родовища, де з цим мінералом пов'язують осадження золота [3]. Проте, як і на всіх проявах клинцівського типу, зафіксовано Fe-Mg-Ca дорудний метасоматоз. Імовірно, все привнесене залізо на високотемпературній стадії зв'язувалося в силікатах (наприклад, у біотиті в клинцовітах) і сульфідах, головно в піротині й піриті, що свідчить також про високу активність сірки.

Рудні формації представлені малосульфідною золото-кварцовою та давньою золото-кварцовою, як і на Клинцівському родовищі.

Набір **рудних мінералів** на обох золотопроявах значно збігається. Представлені піротин, пірит, арсенопірит, льолінгіт, халькопірит, зрідка трапляються сфалерит, галеніт, молібденіт. На відміну від Клинцівського, на Губівському прояві є більше мінералів телуру (виявлено гедліт Bi_2Te_3 та верліт $Bi_{2-x}Te_{3-x}$). Самородні мінерали ті ж – золото, вісмут, миш'як, свинець.

Головними рудними мінералами Губівської ділянки (за результатами вивчення однієї з найбагатших стосовно рудного процесу і вмісту золота св. 119, а також св. 65, 71, 2106 та ін.) є піротин, арсенопірит, пірит і халькопірит. У вивчених аншлафах з видимою мінералізацією сульфіди становлять перші відсотки, кількісно переважає піротин. Розмір зерен сульфідів до 1–2 мм, зрідка більше. Не зафіксовано реакційних взаємин з раніше виділеними мінералами і між собою. Контури контактуючих зерен чіткі, нерідко прямолінійні, кутасті, відображають фрагменти кристалографічних обмежень (рис. 3). Дрібні зерна здебільшого мають правильні кристалографічні форми. Часто трапляються структури облямування, виповнення міжзернового простору, тріщин, характерних для умов розтягання (див. рис. 3).

Сульфіди асоціюють переважно з темноколірними мінералами, особливо з біотитом, а також діопсидом, амфіболом, у яких виповнюють тріщини за спайністю або окремістю.

Виділення арсенопіриту ранні порівняно з піротином чи близько-одночасні, халькопірит кристалізувався пізніше. Загалом сульфіди утворилися пізніше, ніж ясний і димчастий кварц, вони облямовують його зерна або друзоподібні агрегати (див. рис. 3). Карбонати представлені ще пізнішими виділеннями.

Для Клинцівського родовища характерний вищий вміст сульфідних мінералів – від 0,1 до 3,0 % (середній 0,5–2,0 %), подекуди до 5,0 %. За формою виділення, складом та наявністю домішкових елементів (див. далі) вони дещо відрізняються від сульфідів Губівської ділянки. Наприклад, піротин становить до 90 % від загальної кількості сульфідів, однак подекуди уступає арсенопіриту. Характер співвідношень мінералів, форма виділень і розташування дали змогу розрізнити декілька генерацій піротину, що не завжди можна зробити на Губівському прояві.

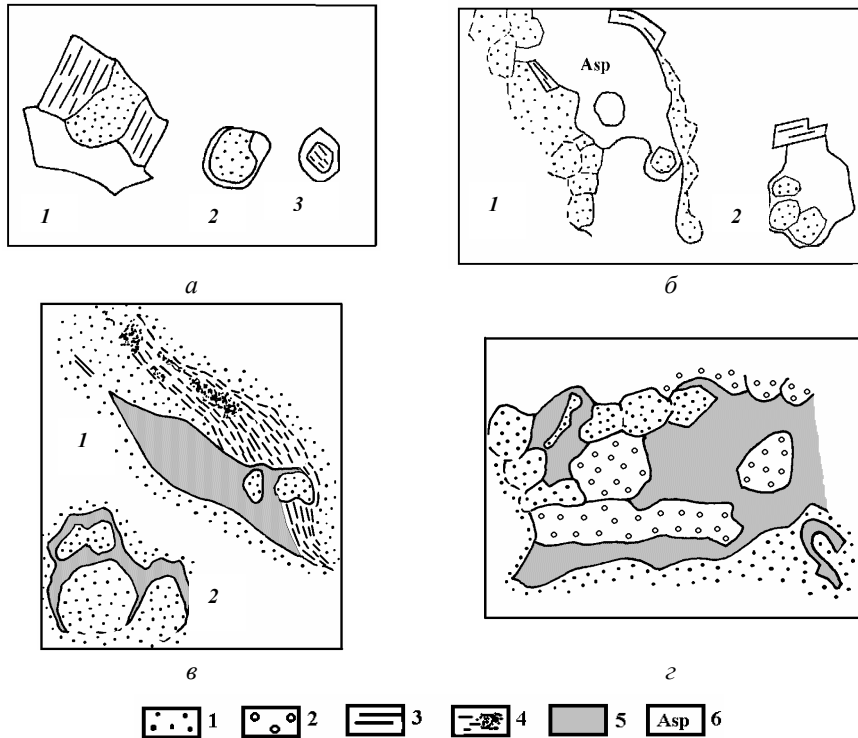


Рис. 3. Характер виділень та співвідношення рудних і породотворних мінералів на Губівській ділянці (схематичні зарисовки аншліфів зі св. 119):

а: 1 – чіткий та хвилястий контакт піротину з біотитом і кварцом; 2 – облямівка піротину навколо зерна кварцу; 3 – зерно діопсиду в центрі футляроподібного виділення піротину (гл. 376,6 м); **б:** 1 – чіткий затокоподібний контакт арсенопіриту з піротином; 2 – чіткий прямолінійний контакт піротину з біотитом і облямування піротином зерен кварцу (гл. 392,2 м); **в:** 1 – виділення піротину тріщинного характеру вздовж контакту з піроксеном і кварцом; 2 – характер виповнення піротином інтерстицій у кварці (гл. 431,05 м); **г:** включення кварцу в піротині (прожилок у біотит-плагіоклаз-піроксен-кварцовому кристалічному сланці) (гл. 395,5 м).

Умовні позначення: 1 – кварц прозорий та білий; 2 – кварц безколірний та димчастий (раухтопаз); 3 – біотит; 4 – піроксен з реліктами амфіболу, контур зерна розпливчастий; 5 – піротин; 6 – арсенопірит.

Те ж стосується арсенопіриту, для якого вікові співвідношення з іншими мінералами з'ясувати поки що не вдасться. Пірит наявний у підпорядкованій кількості або його взагалі немає. Примітним є відносно підвищений вміст льолінгіту, який належить до льолінгіт-арсенопірит-кварцового парагенезису.

Характерний значний розвиток метасоматичних структур заміщення, а також корозійних і цементацийних (поряд із повсюдним розвитком структур виповнення інтерстицій). Найпоширенішими є структури метасоматичного заміщення піротину раннім піритом (процес дисульфідизації) (рис. 4).

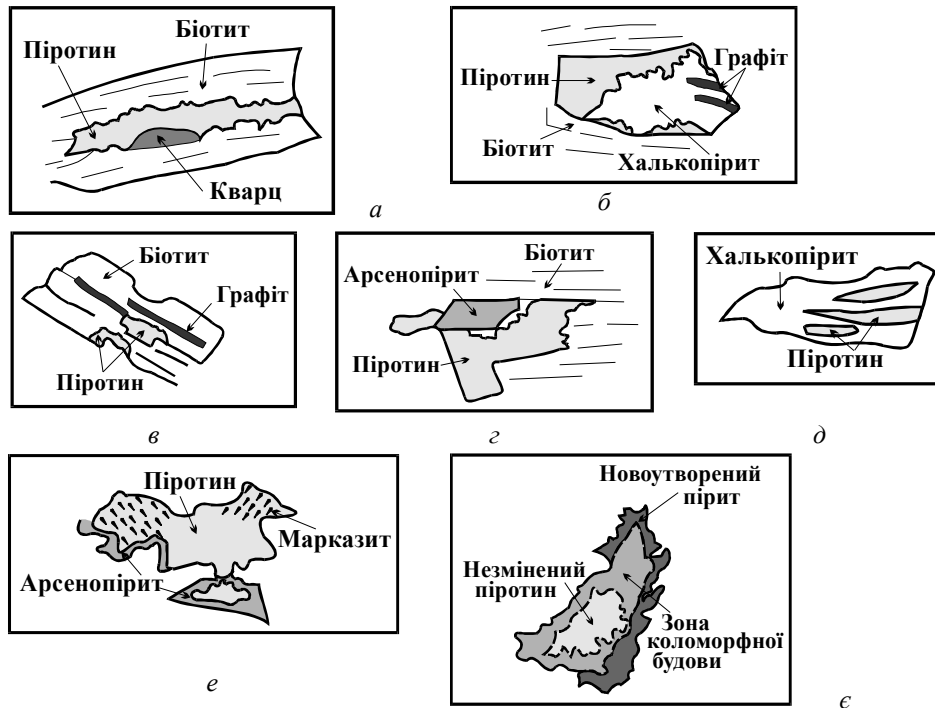


Рис. 4. Характер виділень та співвідношення рудних і породотворних мінералів на Клинцівській ділянці (схематичні зарисовки аншліфів, відібраних у підземних гірничих виробках):

a – корозійний контакт між зернами піротину й біотиту (P-5, інт. 9,0 м); *б* – корозійний контакт піротину й халькопіриту, що його заміщує (P-3, інт. 8,0 м); *в* – новоутворений піротин і графіт уздовж спайності біотиту, контакт корозійний (P-4, інт. 1,0 м); *г* – характер співвідношень між рудними мінералами (арсенопіритом, піротином) і біотитом (K-14, південна стінка, інт. 3,8 м); *д* – релікти заміщеного піротину в зерні халькопіриту (P-3, інт. 6,0 м); *е* – реакційні взаємовідношення і послідовність виділення мінералів (P-12, південна стінка, інт. 11, 5 м); *є* – зональна будова зерна піротину в процесі перетворення його в пірит (P-12, покрівля, інт. 18 м). P – розсічення, K – камера.

Ступінь перекристалізації на окремих ділянках різний. Піротин заміщується агрегатом марказиту, мельниковіту аж до повного перетворення в пірит (див. рис. 4, *е*, *є*). Часто помітно корозійний контакт між піротином і біотитом, що його вміщує. Піротин утворює ксеноморфні, витягнуті вздовж площин спайності біотиту зерна з нерівними, “з’їденими” контурами (див. рис. 4, *а*, *в*, *г*). Реакційні співвідношення наявні в разі заміщення піротину халькопіритом (див. рис. 4, *б*, *д*).

Отже, наведені матеріали свідчать, що загалом на Губівській ділянці поширені текстури виповнення (тріщин, міжзернового простору). Взаємодії метасоматичного характеру з огляду на форми тут рідкісні. Це підтверджено й на рівні порід, що складають жили. На Клинцівському родовищі таке простежується на рівні метаморфізму та ультраметаморфізму (див. рис. 26, 28 у [1]), а на Губівській ділянці – у рудних зонах, де поряд зі згідними прожилками різного складу наявні й січні.

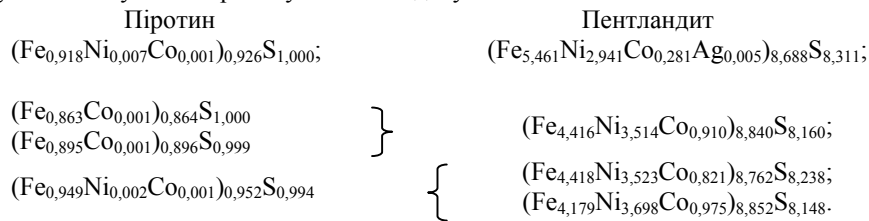
Мікрозондовий аналіз рудних мінералів Губівського прояву, виконаний у лабо-

раторії В. С. Монахова (ІГМР НАНУ), дав змогу виявити більший набір мінералів, аніж у мінералогічних пробах, однак частіше вони представлені дрібними зернами або зростками чи вростками. Зафіксовано уранініт, сфалерит, дрібностовпчасті включення пентландиту в піротині, галеніт в уранініті тощо. У вигляді зростків є брейтгауптит (NiSb), самородний вісмут і верліт; самородні вісмут і сурма; олово (70%) і свинець (30%) у вигляді чорної кульки і олово (понад 80%), які, ймовірно, мають техногенне походження. Виявлено телурид вісмуту – гедліїт.

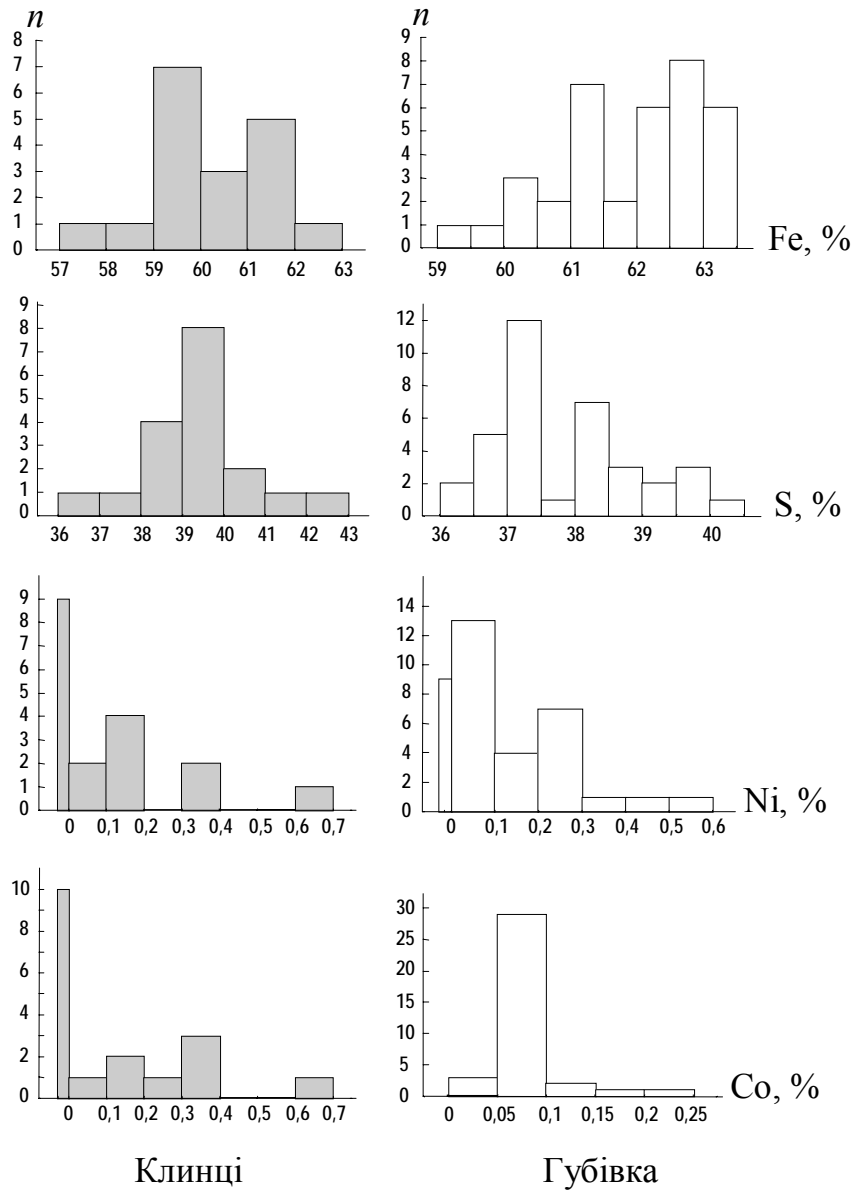
Піротин з Губівського золотопояву за особливостями хімічного складу дещо відрізняється від мінералу з Клинецького родовища, що відображають гістограми розподілу мінералотворних і домішкових елементів і бінарні діаграми Fe–S та Ni–Co (рис. 5). На обох ділянках переважає піротин, який містить менше заліза, ніж повинно бути за стехіометричною формулою FeS, проте “клинецьському” піротину властивий більший дефіцит заліза, тоді як “губівському” – більший дефіцит сірки. Обчислення результатів мікрозондового аналізу засвідчили, що на Клинецькому родовищі наявні моноклінна ($Fe \leq 0,875$ ат. %, Fe_5S_6 – Fe_7S_8) і гексагональна (Fe_8S_9 – $Fe_{15}S_{16}$, вміст заліза 47,2–48,4 %; поодинокі знахідки $Fe_{47}S_{48}$, вміст Fe 49,5 %) модифікації моносulfіду заліза у співвідношенні приблизно 1,5:1,0. На Губівському прояві моноклінна модифікація піротину трапляється значно рідше – лише 11% з усіх проаналізованих зразків (Fe_6S_7 – Fe_7S_8 , вміст заліза 45,93–46,74 %). Приблизно 20 % зерен мають склад, що відповідає гексагональному трюліту – FeS, вміст заліза 49,97–50,49 %. Решта проаналізованих зерен – це проміжні й гексагональні фази від Fe_8S_9 (47,16 % Fe) до $Fe_{41}S_{42}$ (49,38 % Fe).

По-різному ведуть себе в мінералі нікель і кобальт (див. рис. 5, Б). Якщо на Клинях у піротині є або Ni (масовий вміст до 0,6 %), або Co (масовий вміст до 0,6%), або обидва елементи в різних співвідношеннях, то на Губівській ділянці масовий вміст Ni у піротині – від 0 до 0,59 %, тоді як вміст Co майже сталий (0,03–0,10 %), тому на діаграмі Ni–Co поліноміальний тренд має вигляд прямої лінії. Масовий вміст інших елементів-домішок піротину Губівського прояву такий, %: As – до 0,37, Sb – до 0,01, Ag – 0,001–0,026, Au – 0,009–0,050; Клинецького прояву: As – до 0,10, Au – 0,10, Cu – від слідів до 0,3, Sb та Ag не визначали.

В. С. Монахов виявив, що на Губівській ділянці в піротині з рудоносних зон та поза їхніми межами зрідка трапляються структури розпаду – дрібні призматичні або стовпчасті виділення *пентландиту* (св. 119, гл. 168,7; 197,7 м). Кристалохімічні формули співіснуючих піротину й пентландиту такі:



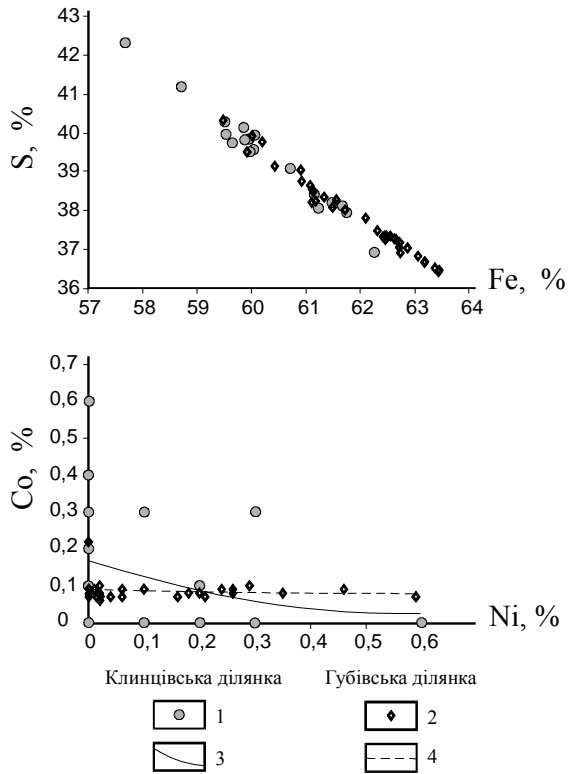
Пірит Губівського рудопояву дещо відрізняється за хімізмом від піриту з Клинецького родовища. З результатів мікрозондового аналізу та побудованих гістограм розподілу мінералотворних і домішкових елементів (рис. 6) можна зробити такі висновки.



A

Рис. 5. Особливості хімізму піротину Клинцівського (1, 3) та Губівського (2, 4) золотопроявів: А – гістограми розподілу мінералотворних та домішкових елементів; Б – бінарні діаграми в координатах Fe–S та Ni–Co:

1, 2 – піротин; 3, 4 – лінія поліноміального тренду.



Б

Нікель наявний у 23 % проаналізованих зерен з Клинців і у 80 % – з Губівки, де, крім того, вміст його вищий, хоча максимальний масовий вміст Ni (1,05 %) зафіксовано в поодиноких зернах піриту Клинцівського рудопояву. Кобальт виявлено у 34 % проаналізованих “клинцівських” зерен піриту і у 94 % – “губівських”, проте у перших масовий вміст Co значно вищий (до 0,5 %), порівняно з другими (до 0,11 %). Домішок As значно більше в мінералі Клинцівської ділянки (масовий вміст майже в половині проаналізованих зерен – від слідів до 0,5 %), тоді як на Губівській з масовим вмістом 0,03 % його містить лише 12 % проаналізованих зерен.

На Клинцівському родовищі виявилася така закономірність: As міститься переважно в тих зернах, де нема Ni та Co, у цьому випадку, крім As, у них зафіксовано, масовий вміст, %: Cu – 0,01–0,02, Te – 0,03, Hg – 0,01–0,07, Ag – 0,01 та Au – 0,04.

На Губівському прояві у 25 % проаналізованих зерен серед домішок виявлено Au (0,01–0,08 %), у 19 % – Ag (0,06–0,09 %), у 6 % – Sb (0,01 %), Cu, Te і Hg не визначали.

Арсенопірит досліджуваних золотопоявів за хімічним складом має як спільні риси, так і відмінності. У всіх зразках $As > S$, з елементів-домішок у мінералі з Клинцівської ділянки виявлено Ni, Co, Cu, Ag, Au, Bi, Te, Hg, Mn, S, на Губівській домішки нікелю й кобальту зафіксовано в усіх проаналізованих зразках, у деяких трапляються Ag і Sb. Як видно з трикутної діаграми Fe–As–S (рис. 7), точки аналізів арсенопіриту Клинцівської ділянки згруповані у два поля, що пов’язане з різним вмістом заліза і, як з’ясували, нікелю. У першу групу потрапляють зерна арсенопіриту з порівняно більшим масовим вмістом Fe (28,70–35,22 %) і меншим – домішки Ni (від 0 до 2,60 %). У другій групі є зерна, масовий вміст Fe в яких коливається в межах 11,20–23,40, а Ni – від 4,20 до 22,20 %.

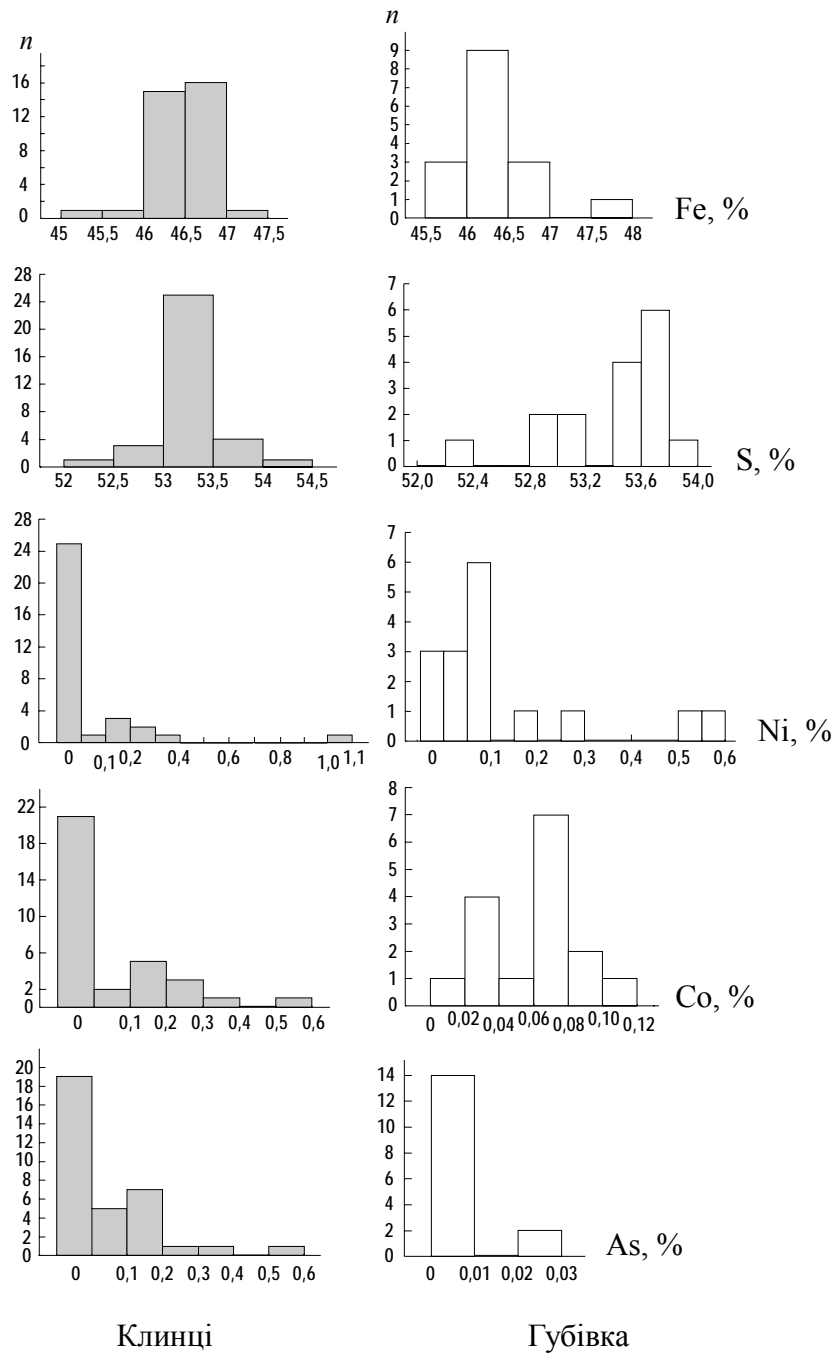


Рис. 6. Гістограми розподілу мінералотворних і домішкових елементів у піриті Клинцівського та Губівського золотопояв

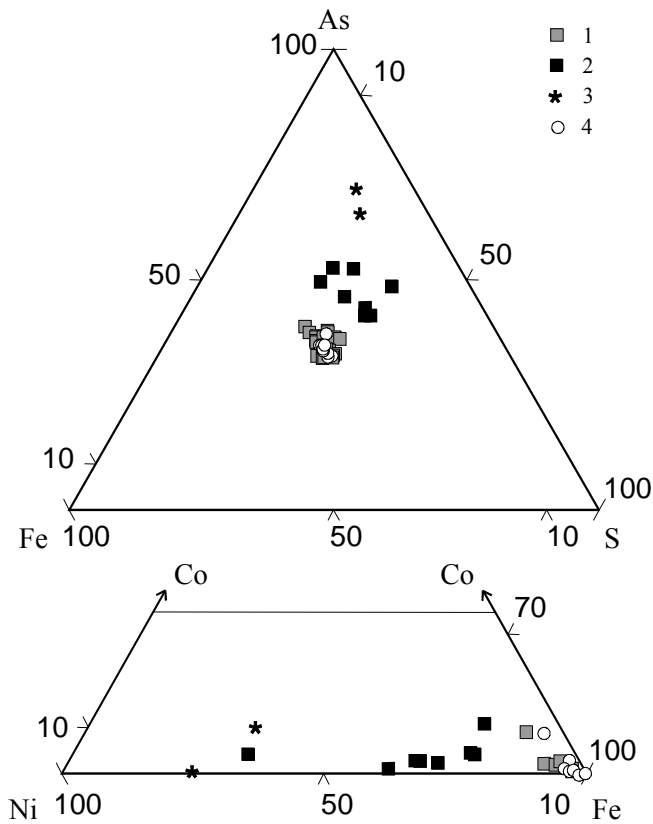


Рис. 7. Положення фігуративних точок складу арсенопіриту з Клинцівської (1–3) та Губівської (4) ділянок на трикутних діаграмах Fe–As–S та Ni–Co–Fe:

1, 2 – арсенопірит з домішкою Ni до 2,6 (1) та понад 4,2 % (2); 3 – герсдорфіт; 4 – арсенопірит.

Усі ж проаналізовані зерна арсенопіриту з Губівської ділянки зосереджені в межах першої “клинцівської” групи. На діаграмі Ni–Co–Fe (див. рис. 7) бачимо, що точки аналізів зерен цієї групи розташовані у вершині Fe. На діаграмі Ni–Co–Fe (для рядів арсенопірит–алоклазит і кобальтин–герсдорфіт [4]) вони потрапляють у поле арсенопіриту. Точки аналізів другої групи на ній зміщені ліворуч, до вершини Ni, один з аналізів тяжіє до поля герсдорфіту (для порівняння на діаграмі нанесено точки двох аналізів герсдорфіту з Клинцівської ділянки). Зазначимо, що сульфіди, арсеніди та сульфоарсеніди нікелю й заліза на Клинцівському родовищі часто перебувають у зрощеннях; за допомогою мікроаналізатора JXCA–733 з локальністю вимірювань 2–3 мікрона виявлено структури розпаду твердого розчину з утворенням арсенопіриту і герсдорфіту [1], що пояснює описане вище явище.

Крім того, арсенопіриту другої групи властиві найнижчі значення відношення S/As (0,44–0,83), тоді як у мінералі першої групи воно становить 0,61–0,98 (Клинці) та 0,77–0,97 (Губівка).

Відомо, що склад арсенопіриту залежить від температури мінералоутворення [5, 6]. Висока концентрація As за низького відношення S/As характерна для високотемпературного парагенезису арсенопірит–льолінгіт. Зі зниженням температури зростає фугітивність сірки, і формуються парагенезиси арсенопірит–піротин і арсенопірит–пірит [7]. На Клинцівському родовищі виділено [1] три генерації арсенопіриту, які

сформувалися, відповідно, в інтервалі температур 540–480, 490–460 та 460–340°С, що свідчить про еволюційний розвиток процесів рудоутворення на тлі зниження температури і зростання фугітності сірки. Стосовно арсенопіриту Губівської ділянки на початковому етапі досліджень можна зробити висновок, що вміст арсену в мінералі коливається в межах 33,71–36,64 %. Згідно з діаграмою фазового стану системи Fe–As–S [5, 6] арсенопірит цього складу міг сформуватися в інтервалі температури 550–440°С в разі зміни фугітності сірки $\log a_{S_2}$ від 10^{-8} до 10^{-6} .

Золото на вивчених проявах Клицивського рудного поля макроскопово та в аншілїхах трапляється зрідка, хоча виявлені самородки розміром до 8 мм. Воно представлене головню дрібними неправильними частками, округлими, грудкуватими чи з глясовою поверхнею виділеннями, іноді в зрощенні з мальдонітом (Au₂Ві). Поверхня таких зростків-“кульок” має вигляд місячної, де заглиблення виділені темнішим, сірим кольором (мальдоніт). Нерідкісні форми золота у вигляді скрученого листка, вірогідно, утворені техногенним шляхом. Зазначимо, що виділення самородних металів подібної форми (скручені частинки та кульки) знайдено й у флюїдизатно-експлозивних породах вибухових структур. Раніше флюїдизити виявлено на Клицивському родовищі [1, 2]. Можливо, ці утворення і не техногенні.

Самородне золото на описуваних проявах загалом високопробне, зокрема, на Клицивському родовищі за пробністю виділено дві його групи: 881–930 та 959–987 [1]. Діаграма Au–Ag (рис. 8) свідчить, що золото Губівки чистіше, містить менше домішок срібла (від слідів до 7,01 %), на протизвагу “клицивському”, в якому зафіксовано масовий вміст срібла від 0,03 до 14,84 %, в поодиноких випадках до 27,44 % (таке золото у вигляді окремих смугоподібних скупчень дрібних зерен трасоване у примежові ділянки арсенопіриту) [1].

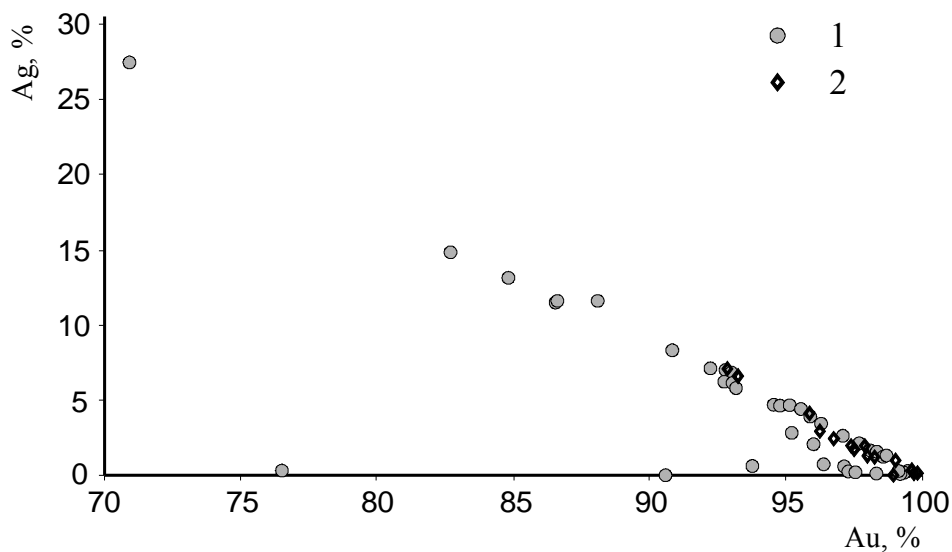


Рис. 8. Співвідношення вмісту золота і срібла у самородному золоті Клицивського (1) та Губівського (2) проявів

Домішок Ni й Co нема, загалом наявні Bi та Cu, у деяких золотилах зафіксовано Sb і Te. С. А. Галій [7] відзначив наявність у “клинцівському” золоті включень молібденіту, масовий вміст Mo в самородному золоті становить 0,0–0,3 %. Молібденіт також знайдено на Губівській ділянці, причому в аншліфі, де зафіксовано уранініт, антраксоліт, монацит (св. 119, гл. 187,9 м). Молібденіт представлений прожилковими виділеннями в піротині. Його хімічний склад, %: Mo – 59,63; S – 40,40; W – 0,05; Re та Os – 0,00. Крім того, молібденіт визначено в мінералогічних пробах, його склад такий, %: Mo – 59,99–60,55; S – 39,49–39,66; W – 0–0,12; Re – 0,00–0,04; Os – 0–0,00.

За даними В. С. Монахова золото Губівського прояву є у тісних зрощеннях не тільки з самородним вісмутом і мальдонітом, як на Клинцівському родовищі, а й із телуридами вісмуту і нікельвмісними антимонідами, точний склад яких з огляду на тісні зрощення різних мінеральних фаз визначити не вдалося. За хімічним складом золото, що асоціює з гедлітом, відрізняється від решти проаналізованих зразків, %: Au – 65,37; Ag – 27,51; Bi – 0,78; Te – 0,25; S – сліди; Sb – 0,00; сума – 93,91. Для порівняння наведемо аналіз “клинцівського” золота з максимальною домішкою срібла, %: Au – 70,92; Ag – 27,44; Bi – 0,44; Te – 0,04; Sb – 0,00; сума – 100,01. Подібність аналізів свідчить про те, що на Клинцівській ділянці теж можливі знахідки телуридів вісмуту.

Наявність золота вищої проби на Губівській ділянці В. С. Монахов пояснює пізнішими перетвореннями метаморфічного й метасоматичного характеру, які сприяли його очищенню. Вартий уваги той факт, що золота мінералізація тяжіє до біотитових метасоматитів. Можливо, це прояв ефекту “китового вуса”, пастки для компонентів флюїдів і флюїдизатів.

Отже, порівнювані прояви рудного золота за більшістю геологічних параметрів є однотипними, закономірно належать до нового типу й об’єднані у спільне рудне поле. До цього ж типу належить і Майське родовище, однак воно відрізняється за загальними геологічними умовами, давнішим віком вмісних формацій, характером метасоматичних процесів і відповідною мінералізацією. Тут суттєву роль у зруденні відіграє магнетит, який на проявах Клинцівського рудного поля трапляється у вкрай малій кількості й, відповідно, не має ніякого значення для рудовідкладання.

Суттєві відмінності є й між Губівським та Клинцівським проявами. Вони виявляються в інтенсивності метасоматичних перетворень (золото на Губівській ділянці відкладалося у “сухіших” умовах) і, відповідно, в особливостях рудної мінералізації. Важливу роль у локалізації золота відіграють не тільки клинцєвіти – амфібол-біотитові метасоматити, а й амфіболові породи. Окварцювання, за наявними даними, на Губівському прояві розвинене слабше, як і інші процеси, пов’язані з низькотемпературними перетвореннями.

На цьому етапі вивчення можна стверджувати, що Губівський прояв є не менш перспективним, аніж Клинцівський, однак під час подальших досліджень треба враховувати його особливості.

Серед можливих джерел золота на обох проявах більше значення ми відводимо мантіїним, а не метаморфогенним флюїдам.

1. Месторождения золота в гнейсовых комплексах докембрия Украинского щита / Г. М. Яценко, А. К. Бабынин, Д. С. Гурский и др. К., 1998.
2. Яценко Г. М., Сливко Є. М., Росихіна А. І. Про споріднені мантіїні складові Клишівської золоторудної зони та Рівненських експлозивних структур (центральна частина Українського щита) // Мінерал. зб. 2000. № 50. Вип. 1. С. 17–27.
3. Майське золоторудне родовище (геологія, речовинний склад руд, модель утворення) / О. Б. Бобров, А. О. Сіворонов, І. Є. Меркушин та ін. Дніпропетровськ, 2000.
4. Годовиков А. А. Минералогия. М., 1983.
5. Kretschmar U., Scott S. D. Phase relations involving arsenopyrite in the system: Fe-As-S and their application // *Canad. Mineral.* 1976. Vol. 14. P. 364–386.
6. Kerr L.C., Craw D., Youngson J. H. Arsenopyrite compositional variation over variable temperatures of mineralization, Otago Schist, New Zealand // *Econ. Geol.* 1999. Vol. 94. P. 123–128.
7. Галій С. А., Ширінбеков Н. К. Генетичні особливості золоторудної мінералізації центральної частини Українського щита // Мінерал. зб. 1993. № 46. Вип. 1. С. 39–50.

**MINERALOGY OF GOUBIVKA AND KLYNTSI GOLD-BEARING DEPOSITS,
KLYNTSI ORE FIELD (KIROVOGRAD BLOCK OF THE UKRAINIAN SHIELD)**

**О. Babynin¹, О. Bratchouk², D. Gurskyi³, Yu. Marchenko², M. Parshyna⁴,
A. Rosykhina⁵, Ye. Slyvko⁵, G. Yatsenko⁵**

¹State Joint-stock Company "Ukrainian polymetals", Kyiv; ²State Geological Enterprise "Centrukrgeologiya", Tcherkasy; ³Ministry of Ecology and Natural Resources of the Ukraine, Kyiv; ⁴Ukrainian State Geological Research Institute, Kyiv;
⁵Ivan Franko National University of Lviv, Hrushevskogo st. 4, UA – 79005 Lviv,
E-mail: geomin@geof.franko.lviv.ua

The Klyntsi ore field contains Klyntsi gold-bearing deposit and two occurrences. On geological parameters and character of mineralization they concern to a new geological-industrial type, to which the Mayske gold deposit is close also. However each object differs by mineralogical features (mineral associations, composition, minerals mutual relation etc.). The comparison became possible after study of Goubivka gold-occurrence, the materials on which have been resulted for the first time.

Key words: gold, sulphides, ore body, gold-bearing deposit, Precambrian, Ukrainian Shield.

Стаття надійшла до редколегії 29.05.2001