

УДК 549:553.22:553.411(477)

**МІНЕРАЛОГІЧНІ ОЗНАКИ  
ВИСОКО- І НИЗЬКОТЕМПЕРАТУРНОГО МЕТАСОМАТОЗУ  
НА КЛИНЦІВСЬКОМУ ЗОЛОТОРУДНОМУ РОДОВИЩІ**

**Є. Сливко**

*Львівський національний університет імені Івана Франка  
79005 м. Львів, вул. Грушевського, 4  
E-mail: geomin@geof.franko.lviv.ua*

Клинцівське золоторудне родовище, розташоване в межах зони глибинного розлому, приурочене до структурно-металогенічної зони, формування якої зумовлене відповідним етапом активізації. Вмісні породи представлені утвореннями флішоїдної метаграувакової формації. Зруденіння контролюється тектонометасоматичною зоною другого порядку. Ступінь попереднього метаморфізму не має суттєвого значення для рудоутворення. Завдяки Fe-Mg-Ca метасоматозу сформувалися біотитові слюдити, біотит-кумінгтонітові породи (клинцівціти), скарноїди тощо. Суттєве значення на протязі усього процесу формування руд мали різні прояви кременелужного метасоматозу. Звичайні на більшості золоторудних родовищ вторинні зміни супроводжують продуктивну стадію рудоутворення (олігоклаз-кварцові жили, скременіння, пропілітизація, лиственітизація, березитизація, аргілізація тощо).

*Ключові слова:* метасоматоз, мінерал, золото, родовище, тектонометасоматична зона, докембрій, Український щит

Походження золоторудної мінералізації в докембрійських комплексах традиційно пояснюють з позицій ендегенних рудно-петрологічних концепцій. У різні періоди дослідники надавали перевагу тим чи іншим механізмам формування золоторудних покладів – магматичним, гідротермальним, метаморфічним тощо. Останніми роками окреслилась тенденція поєднання цих механізмів і створення комплексних моделей полігенного мінералоутворення. Якщо вплив декількох чинників рудогенезу зазвичай прихований на класичних докембрійських родовищах золота в зеленокам'яних поясах, то для низки золоторудних родовищ, які розташовані за межами гранітоїдно-зеленокам'яних областей, окремим є питання про джерела золота і співвідношення провідних рудно-петрологічних чинників. Серед цих чинників щораз зрозумілішою стає важлива роль процесів перерозподілу речовини в межах мінералізованих зон під час тектонометасоматичної переробки відповідних ділянок земної кори.

Кіровоградський блок у структурі Українського щита є самостійною металогенічною областю. Тут відомі родовища і рудопрояви рудного та розсипного золота, ендегенні родовища рідкісних металів, ільменіту й апатиту, титано-цирконієві розсипи, є передумови для розшуків мінералів платинової групи (тут проходить так званий глобальний платиноїдно-золотоносний Південноафрикансько-Північноєвропейський пояс [1]). На металогенії блока та інших його особливостях позначився чималий вплив Кіровоградського мантийного діапіру [2, 3]. Рудоносними в межах

блока є окремі його ділянки – гнейсові пояси та гранітогнейсові куполи, зони розломів у них (особливо ті, які примикають до плутонів калієвих гранітоїдів), зони зім'яття. Зокрема, в Приінгульській зоні зім'яття розташовані рудні поля родовищ золота клинцівського типу [4]. Складовою її частиною є Інгуло-Тясминська структурно-металогенічна зона, яку виділяють за характерною геологічною формацією (флішоїдною метаграуваковою), металогенічним спрямуванням, відповідними проявами тектонічних процесів і класифікують як гнейсово-тектонічну; розміри її становлять приблизно 400×20 км [5]. Зі сходу вона обмежена Інгуло-Кам'янською зоною розломів, а з заходу – Кіровоградським глибинним розломом та контактами з Корсунь-Новомиргородським і Новоукраїнським гранітоїдними плутонами.

У межах Інгуло-Тясминської структурно-металогенічної зони відкриті однотипові золоторудні поля, родовища і прояви – Клинцівське, Юрїївське та ін.

**Клинцівське рудне поле** складене породами однієї гнейсової товщі – флішоїдної метаграувакової формації, яка в межах рудних зон побудована як “листовий пиріг”; тут їй притаманна вторинна тектонометасоматична псевдостратифікація з субвертикальним заляганням “шарів” (на відміну від звичайних полів розвитку формації, де виявлені лише метаморфічні та ультраметаморфічні перетворення).

Незмінені пізніми накладеними процесами метаморфічні утворення представлені біотитовими, гранат- і амфібол-біотитовими, іноді гіперстен-біотитовими гнейсами, біотитовими, діопсид-плагіоклаз-кварцовими кристалосланцями, амфіболітами та іншими породами. Згідно з обчисленнями за методом О. О. Предовського, більша їхня частина належить до *парапорід*, які згодом були метаморфізовані в умовах амфіболітової фації регіонального метаморфізму. Виявлені також ортопороди, наявність яких, до речі, є однією з особливостей рудних зон описуваного типу [5].

Серед двопольовошпатових і плагіоклазових *гнейсів* переважають плагіоклазові, причому їм властивий досить високий вміст (до 30%) темноколірних мінералів, головню біотиту, що наближає породи до кристалосланців. Серед породотворних мінералів наявні плагіоклаз (переважно олігоклаз), мікроклін (до 15–20% у двопольовошпатових гнейсах), кварц, рогова обманка (у роговообманково-біотитових плагіогнейсах, які в межах рудного поля трапляються частіше, ніж у Кіровоградському блоці взагалі). Акцесорні мінерали представлені графітом, діопсидом, апатитом, цирконом, сфеном, турмаліном, гранатом (альмандин, піроп-альмандин), дистеном, монацитом, муасанітом, баритом і рудними (магнетит, піротин, пірит, арсенопірит, льолінгіт, халькопірит та ін.), вторинні – карбонатами, хлоритом тощо.

З *кристалічних сланців* виділяють дві відміни: близькі до меланократових гнейсів та вапнисті діопсидові породи. Хоча діопсид-плагіоклаз-кварцові утворення поширені значно менше порівняно з гнейсами, вони є постійним і досить характерним членом флішоїдної метаграувакової формації, залягають переважно у вигляді будин, причому форми будинажу та його ступінь різноманітні, зумовлені різною компетентністю порід та меншою їхньою здатністю до пластичних деформацій. Породи складені клінопіроксеном (діопсид-геденбергітовий різновид з домішкою егіринового компонента), плагіоклазом (часто анортит), кварцом, подекуди карбонатом; серед акцесорних наявні сфен, апатит, циркон, графіт, муасаніт, шесліт, рудні (магнетит, піротин, арсенопірит, пірит, халькопірит тощо).

Щодо *ортопорід*, то виявлено діопсидові кристалічні сланці (мають магматичне походження і жильну форму залягання), амфіболіти, біотит-амфіболові кристалосланці та ін. [5]. Хоча амфіболові породи порівняно мало поширені, та вони є важ-

ливими членами описуваної формації. В них салічні й фемічні мінерали містяться приблизно в однаковій кількості. З амфіболів переважає зелена та голубувато-зелена рогова обманка, проте є й бурувата, реліктова магматична.

Ще одна група метаморфічних утворень – це амфіболо- та біотитовмісні гнейси з ознаками ортопорід; вони є проміжними між амфібол-біотитовими парагнейсами та амфібол-біотитовими кристалічними сланцями. За кількістю біотит переважає над амфіболами, які представлені темно-зеленою роговою обманкою та кумінгтонітом. Наявні також плагіоклаз (олігоклаз–андезин і андезин), кварц, трапляються калішпат, діопсид, серед акцесорних мінералів виявлено гранат, сфен, апатит, циркон, монацит, муасаніт, рудні (арсенопірит, пірит, халькопірит).

Зазначимо, що первинні особливості досліджуваних утворень значно знищені метаморфізмом і наступними метасоматичними змінами, які виявлені в рудних зонах. Усім породам властива підвищена лужність, у плагіогнейсах зазвичай  $Na \geq K$ , у біотитових кристалосланцях частіше  $K \geq Na$ . Кристалосланці, зрозуміло, містять менше кремнезему. Амфіболо- та піроксеновмісні утворення відрізняються від решти підвищеним вмістом  $CaO$ ,  $MgO$ ,  $TiO_2$ .

Усі породи в рудних зонах тією чи іншою мірою зазнали метасоматичних та інших перетворень. Наприклад, у біотитових плагіогнейсах помітні невеличкі зони, пов'язані з альбітизацією, хлоритизацією, окварцюванням; на ділянках, охоплених метасоматозом, у них зафіксовано підвищений (до 5–7 %) вміст графіту, апатиту, рудних мінералів. Турмалін-біотитові плагіогнейси, які зазвичай містять від 3 до 7% турмаліну, в таких місцях переходять у турмалініти. Діопсид-плагіоклаз-кварцові кристалосланці у зонах розущільнення, притоку флюїдів активно перетворюються в скарноїди, що характерно для золотоносних ділянок. Найкраще ознаки метасоматичного переродження виявились у проміжній групі біотито- й амфіболовмісних ортогнейсів. Нижче описано метасоматичні утворення, які є прямими й посередніми ознаками можливого золотого зруденіння.

На Клинівському родовищі можна виділити дві групи метасоматичних перетворень – прогресивного та регресивного спрямування, відповідно, прояви залізо-магнезійно-кальцієвого та кременелужного метасоматозу. Особливості метасоматичних утворень значно зумовлені складом метаморфічних порід, що змінюються.

Завдяки дорудному **залізо-магнезійно-кальцієвому метасоматозу** утворилися біотитові й біотит-флогопітові слюдити (“кристалічні сланці”), кумінгтоніт-біотитові метасоматичні породи (“гнейси”), діопсид-амфібол-флогопіт-кварцові та еклогітоподібні породи, турмалінові метасоматити й турмалініти, високотемпературні залізо-магнезійні скарноїди і низькотемпературні скарни, біотит-кордієритові стратиформні породи тощо (рис. 1).

*Слюдити* сформувалися головню по біотитових гнейсах, перешаровані з ними, утворюючи несправжню вторинну стратифікацію, яка підкоряється орієнтуванню тектонічних структур. Аналіз хімічного складу порід (рис. 2) свідчить, що слюдитам властивий, порівняно з первинними породами, підвищений вміст Fe, Mg, Na та K, що свідчить про привнесення цих компонентів, тоді як вміст  $SiO_2$  в них нижчий.

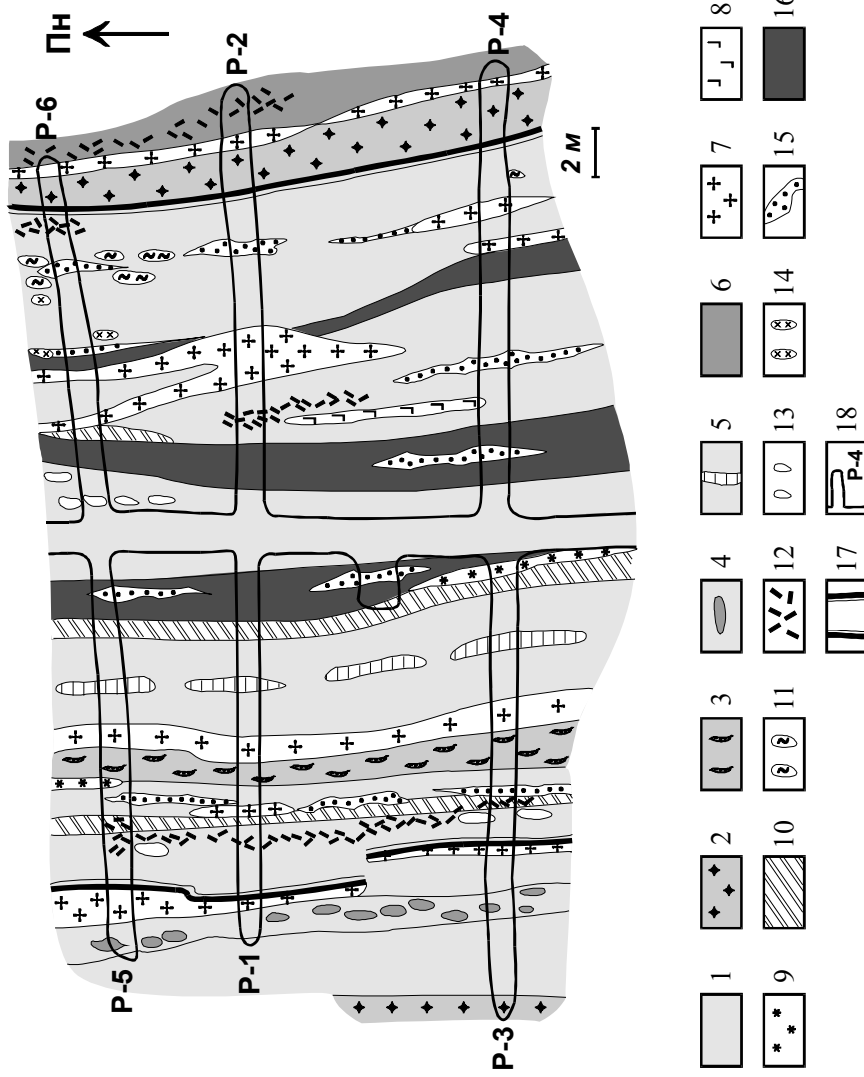


Рис. 1. Розподіл метаморфічних, метасоматичних та гідротермально-метасоматичних утворень у межах рудної зони Клинцівського родовища

Підписи до рис. 1:

Метаморфічні породи: 1 – біотитові двопольовошпатові та плагіогнейси; 2 – гранат-біотитові плагіогнейси; 3 – амфібол-біотитові плагіогнейси; 4 – пачка перешаровування біотитових плагіогнейсів і біотитових кристалічних сланців; 5 – пачка перешаровування біотитових плагіогнейсів і діопсид-плагіоклаз-кварцових порід; 6 – біотит-кордієритові гнейси. Ультраметаморфічні породи: 7 – пегматоїдні граніти. Метасоматичні утворення прогресивного етапу: 8 – амфіболіти; 9 – турмаліти; 10 – біотит-польовошпатові слюдити, біотит-кумінгтонітові та біотит-кварцові породи; 11 – скарноїди. Метасоматичні утворення регресивного етапу: 12 – зони графітизації; 13 – скарни (тремоліти та ін.); 14 – аргілізити. 15 – кварцові жили та зони окварцювання; 16 – золоторудні тіла; 17 – межі тектоно-метасоматичної зони; 18 – фрагмент підземної гірничої виробки (горизонт + 70 м), Р-1 – номер розсічення.

Поблизу рудних тіл породи містять дві–три генерації слюди, склад якої змінюється в бік магнезійної. Кристалохімічні формули біотиту і флогопіту мають такий вигляд:

- біотит метаморфічних порід  
 $(\text{K}_{0,955}\text{Na}_{0,028}\text{Ca}_{0,025})_{1,008}(\text{Fe}^{2+}_{1,400}\text{Mg}_{1,260}\text{Al}_{0,646}\text{Ti}_{0,108}\text{Mn}_{0,013}\text{Cr}_{0,004}\text{Ni}_{0,002}\text{Co}_{0,001})_{3,434} \times$   
 $[(\text{Si}_{2,880}\text{Al}_{1,120})_{4,000}\text{O}_{10,000}](\text{OH}_{1,650}\text{O}_{0,330}\text{F}_{0,020})_{2,000};$
- біотит метасоматичних порід  
 $(\text{K}_{1,038}\text{Ca}_{0,038}\text{Na}_{0,031})_{1,107}(\text{Fe}^{2+}_{1,273}\text{Mg}_{1,193}\text{Al}_{0,750}\text{Ti}_{0,105}\text{Mn}_{0,012}\text{Cr}_{0,002}\text{Ni}_{0,001}\text{Co}_{0,001})_{3,337} \times$   
 $[(\text{Si}_{2,941}\text{Al}_{1,059})_{4,000}\text{O}_{10,000}](\text{OH}_{1,738}\text{O}_{0,237}\text{F}_{0,025})_{2,000};$
- флогопіт метасоматичних порід  
 $(\text{K}_{0,905}\text{Na}_{0,102}\text{Ca}_{0,001})_{1,008}(\text{Mg}_{1,839}\text{Fe}^{2+}_{0,869}\text{Ti}_{0,158}\text{Al}_{0,014}\text{Mn}_{0,008})_{2,888} \times$   
 $[(\text{Si}_{2,821}\text{Al}_{1,179})_{4,000}\text{O}_{10,000}](\text{OH})_{2,068}.$

Вміст біотиту і флогопіту в породах перевищує 35 %. Пізня генерація слюди представлена крупнішими лусками бурого, рідше зеленкуватого кольору, які розвиваються в зонах розсланцювання, на контактах кварцових жил у гнейсах та поблизу жил пегматоїдних гранітів. Крім слюди, в породах наявні плагіоклаз (альбіт-олігоклаз, олігоклаз), вторинний мікроклін (до 30–35 %), з акцесорних мінералів – апатит, графіт, циркон, турмалін, рудні. У пакетах пластинки слюди часто чергуються з графітом, карбонатами, піротином, золотом [5]. Слюди немов би підкреслюють нове орієнтування сланцюватості, слугують “змазкою” під час диференційованих рухів на контактах шарів порід різної компетентності.

Дослідники, які детально вивчали біотит із різних порід Клишівського родовища [6], дійшли висновку, що його хімічний склад свідчить про специфічні умови формування. Зокрема, високий вміст кремнезему й калію та низький титану дають змогу зачислити біотит до особливої групи метасоматичних утворень. Мінерал у метасоматичних об'єктах та кварцових жилах формувався при нижчій температурі, аніж у вмісних плагіогнейсах.

Виконані нами дослідження засвідчили, що біотитові й біотит-флогопітові породи є характерним супутником золоторудних родовищ. За даними [7], вони розвинені і на Майському родовищі, де часто супроводжують зони високотемпературного окварцювання.

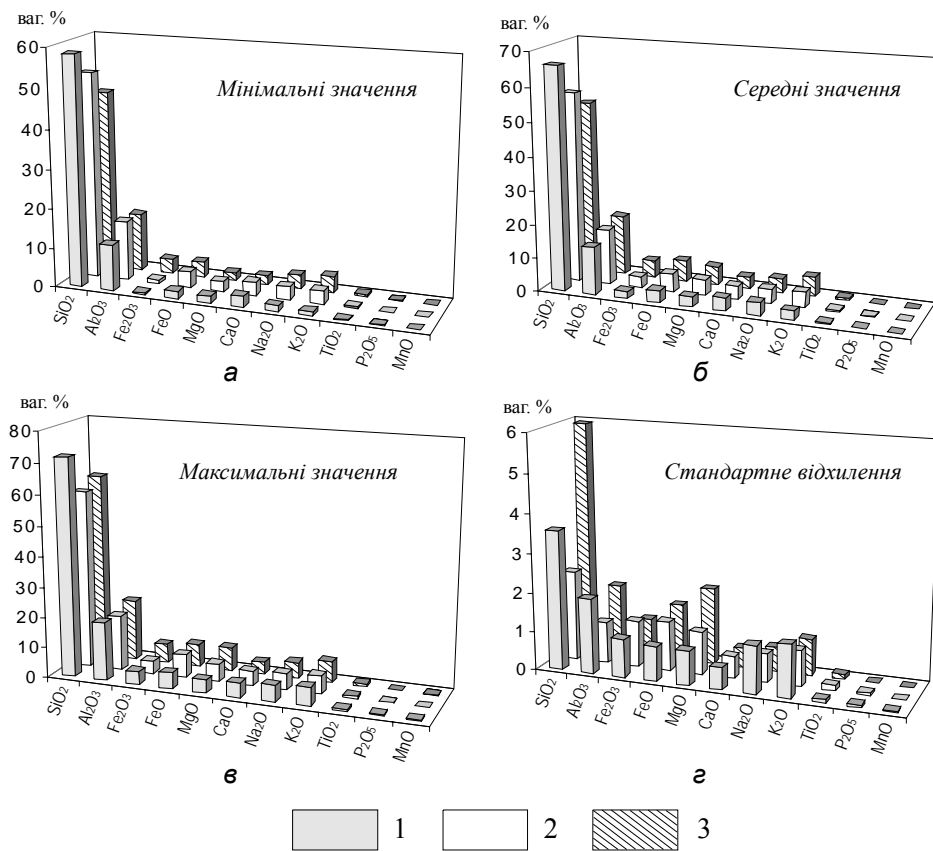


Рис. 2. Порівняння хімічного складу біотитових плагіогнейсів (1), біотитових кристалічних сланців (2) та біотитових слюдитів (3) Клишківського золоторудного родовища: а – мінімальні значення; б – середні значення; в – максимальні значення; г – стандартне відхилення.

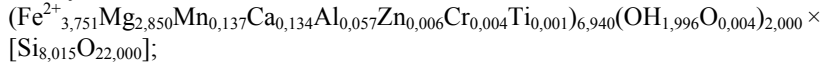
Ще одним різновидом порід, які маркують золоторудні тіла, є *кумінгтоніт-біотитові метасоматити*. Від амфібол-біотитових гнейсів вони відрізняються тим, що, крім звичайної рогової обманки, містять амфіболи кумінгтоніт-грюнеритового ряду й актиноліт. Породи тягнуться смугами завширшки до перших десятків метрів уздовж рудних зон, проте рудні тіла не завжди приурочені саме до них.

Амфібол-біотитові метасоматити кислі за складом. Біотит у них за кількістю переважає над амфіболом. Кумінгтоніт часто утворює облямівки навколо зерен рогової обманки, від якої відрізняється підвищеною залізистістю і зниженим вмістом СаО. Актиноліт розвивається по діопсиду й роговій обманці.

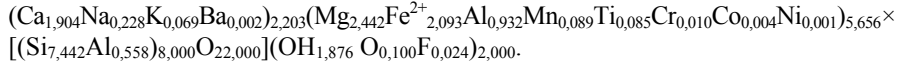
Кристалохімічні формули амфіболів:

- рогова обманка  
 $(\text{Ca}_{1,756}\text{Na}_{0,316}\text{K}_{0,095})_{2,167}(\text{Fe}^{2+}_{2,388}\text{Mg}_{2,360}\text{Al}_{0,295}\text{Ti}_{0,078}\text{Mn}_{0,039}\text{Cr}_{0,010}\text{Zn}_{0,003})_{5,173} \times (\text{OH})_{2,003}[(\text{Si}_{7,267}\text{Al}_{0,733})_{8,000}\text{O}_{22,000}]$ ;

- кумінгтоніт



- актиноліт



Зазначимо, що кристалізація кумінгтоніту є однією з найважливіших ознак залізо-магнезійно-кальцієвого метасоматозу.

У діопсид-амфібол-флогопіт-кварцових метасоматитах кумінгтоніт представлений голчастими, стовпчастими, пластинчастими зернами, нерідко волокнистотичкуватого обрису (кумінгтоніт-азбест). Вони мають біле або сіре, іноді з буруватим відтінком забарвлення, перламутровий, шовковистий полиск. Флогопіт у вигляді листуватих, лускуватих зерен темно-зеленого, темно-коричневого кольору тісно асоціює з хлоритом. Піроксени змінені, діопсид заміщений тальком.

Амфібол-слюдисті метасоматити, які контролюють золоте зруденіння і поширені на Клинецьському та інших родовищах, запропоновано [5] називати *клинцьовітами*. Амфіболи в цих породах різні; на Клинецьському родовищі вони переважно кумінгтоніт-грюнеритового ряду, трапляються антофіліт, тремоліт, актиноліт. Зазначимо, що тремоліт-актинолітові, кордієрит-антофілітові, роговообманкові метасоматити відомі на родовищі золота Хемло [8–10], а кумінгтонітові найбільше примітні на велетенському родовищі Хоумстейк. І хоча генезис його трактують по-різному, більшість учених наводять досить чіткі ознаки на родовищі залізо-магнезійно-кальцієвого метасоматозу, приуроченого до тектонічних зон.

*Турмалінові метасоматити й турмалініти* в рудних зонах Клинецьського родовища достатньо поширені. Зовні вони подібні до амфіболітів. Унаслідок різного вмісту турмаліну (до 50 %) породи часто смугасті. Решта мінералів представлена біотитом і кислим плагіоклазом, трапляються кварц, калішпат, гранати, зростки турмаліну з графітом, серед акцесорних наявні циркон, апатит, рудні мінерали. Згідно з результатами оптичних і рентгенометричних досліджень, турмалін належить до шерл-дравітового ряду. Досить упевнено можна виділити не менше трьох генерацій турмаліну, які відрізняються за морфологічними особливостями, оптичними властивостями та вмістом Mg. За морфологією розрізняються: тонкопризматичні кристали однорідної внутрішньої будови без включень і тріщин; крупніші призматичні виділення, тріщинуваті та з включеннями графіту, біотиту тощо; короткопризматичні субізометричні кристали. Третій різновид є найбільш магнезійним і характерний для метасоматитів скарнового типу. Наявність різних генерацій мінералу підтверджена результатами вивчення газових компонентів у включеннях у турмаліні [5]. Наприклад, у призматичних зернах розміром 1–3 мм зафіксовано (об'ємна частка, %): CO<sub>2</sub> – 2,6; N<sub>2</sub> – 33,5; CH<sub>4</sub> – 63,9; у дрібніших (0,25–0,50 мм) субізометричних кристалах: CO<sub>2</sub> – 10,3; N<sub>2</sub> – 3,3; CH<sub>4</sub> – 86,4; H<sub>2</sub> – немає в обох пробах.

*Діопсид-гранат-плагіоклаз-кварцові породи*, або еклогітоподібні, є продуктами перетворення в умовах “сухого” метасоматозу діопсид-плагіоклаз-кварцових ортокристалосланців [5]. Породи залягають у вигляді лінз і будин потужністю від 5 до 30 см. Гранат має полікомпонентний склад (див. таблицю), кристалізується в зонах дезінтеграції і катаклазу навколо зерен основного плагіоклазу, діопсиду або карбонату, утворює псевдоморфози по плагіоклазу.

Компонентний склад гранату з порід скарнового типу, %

Компонент	1	2	3	4
Альмандиновий	55,8	64,3	68,3	80,7
Піроповий	8,4	20,2	14,2	11,1
Гросуляровий	17,4		5,3	0,8
Спесартиновий	18,4	9,4	9,5	7,4
Андрадитовий		6,1	2,7	

*Примітка:* 1 – св. 116, гл. 47,5 м, зр. № 29; 2 – лівий берег р. Інгул, вище с. Інгуло-Кам'янка, зр. № 2229з [11]; 3 – св. 2087, інт. 139–140 м, зр. № 1/20; 4 – св. 2088, інт. 196–197 м, зр. № 1/12.

На Клинівському родовищі такі утворення наявні тільки в метасоматичних зонах. Примітно те, що в них знайдено [12] дрібні алмази “метаморфогенного” типу, причому самі алмази та певною мірою геологічна ситуація майже такі, як у Кокчетавській брилі Казахстану [13] та на родовищі Дабі Шан у Китаї [14]. Детальну інформацію про алмази, знайдені у Клинівському рудному полі, наведено в працях [12, 15 та ін.].

*Скарноїди і скарни* у досліджуваному районі можна розділити на високотемпературні залізо-магнезіальні та низькотемпературні, хоча поділ цей умовний, оскільки, вірогідно, процес мав перманентний, зворотно-наступальний характер. Власне високотемпературні утворення представлені діопсидовими з гранатом і амфіболом, гранат-воластонітовими й воластонітовими зі скаполітом породами. Поява хлориту, олігоклазу, мінералів групи епідоту свідчить про регресивну стадію метасоматозу. Послідовність перетворень, що відбувалися у щораз більше насиченому водою флюїді, добре помітна в шліфах: спочатку по периферії зерен діопсиду розвивається рогова обманка, згодом вже по її зовнішній зоні – повстяноподібні облямівки епідоту, які також утворюються навколо виділень основного плагіоклазу й по тріщинах у ньому. Під час амфіболізації піроксену нерідко виділяється кальцит. У змінених породах майже безколірний діопсид подекуди асоціює з зеленим егірином або омфацитом, що може свідчити про участь у метасоматозі лужних компонентів [5].

Воластоніт ( $n_g' = 1,633$ ;  $n_p' = 1,623$ ) досить рідкісний. У воластонітовому скарні плагіоклаз подекуди заміщений скаполітом, який має рожевувате забарвлення і представлений мейонітом, що може свідчити про участь у метасоматичних процесах сірки й вуглекислоти. Анортит зовні подібний до флюориту завдяки рожевому, фіолетовому або зеленому забарвленню, пов'язаному з наявністю в мінералі домішок рідкісних земель, причому за межами рудних зон такого анортиту немає [5]. Серед інших мінералів скарнів і скарноїдів наявні сфен і гейкіліт, що свідчить про привнесення титану.

*Біотит-кордієритові породи* залягають на флангах рудних зон, асоціюють з біотитовими гнейсами, кристалосланцями і жилами ультраметаморфічних гранітоїдів, часто містять високі концентрації графіту й піротину. На думку Г.М.Яценка [5], це метасоматичні утворення, які є результатом незавершеного процесу ультраметаморфогенного гранітоутворення. Прямого зв'язку біотит-кордієритових порід із золотом не виявлено, у межах тектонометасоматичних зон їх практично немає, проте на родовищі знайдені і ближчі до рудного процесу кордієрит-антофілітові метасоматити.

Отже, з описаних порід найчастіше супроводжують золоте зруденіння амфібол-



і діопсидовмісні утворення, які можна розглядати як високотемпературні навколорудні метасоматити.

З рудогенезом асоціюють і середньо-низькотемпературні регресивні перетворення порід, пов'язані з **кременелужним метасоматозом**. Новоутворення представлені олігоклаз-кварцовими жилами, середньо-низькотемпературними скарнами, епідозитами, березитами, пропілітами, аргілізитами. Ці породи підкоряються загальному тектонічному орієнтуванню рудних тіл, зони їхнього розвитку орієнтовані відповідно до напрямів тріщинуватості, супроводжуються гідротермальними жильними проявами. Форма тіл новоутворень та їхній склад значно залежать від складу порід, що перетворюються, і попереднього порушення їхньої цілності. Ці утворення супроводжують золоте зруденіння, однак самі не обов'язково золотонасні.

Отже, підготовці й реалізації рудовідкладання сприяли дві взаємопов'язані тенденції метасоматичних перетворень – залізо-магнезійно-кальцієва та кременелужна. Перша фіксує етап прогресивних змін у зонах розломів і давно відома на багатьох рудних родовищах докембрію. Такий метасоматоз передуює рудовідкладанню і маркує рудні зони. Кордієрит, антофіліт, кумінгтоніт, сидероплезит, клінопіроксен, турмалін, флогопіт тощо виявлені на відомих золоторудних родовищах, приурочених до метаосадових товщ, наприклад, Хемло в Канаді [8–10, 16], Хоумстейк у США [17, 18]. На Балтійському щиті широко представлені поліметалічні, мідні й золоторудні родовища з ознаками Fe-Mg метасоматозу (Шеллефте, Боліден, Фалун та ін.). Тобто є достатньо свідчень, що Fe-Mg-Ca метасоматоз, який не виявляє на Клинівському родовищі прямих зв'язків з рудогенезом, перебуває в одному ряду з процесами утворення багатьох золоторудних і колчеданових родовищ світу.

З проявами кременелужного метасоматозу в Клинівському рудному полі пов'язане утворення плагіоклазової, кварц-мікроклінової, кварц-олігоклазової, кварц-альбітової та кварц-адулярової метасоматичних формацій (за [19]). Аналіз геологічної ситуації на родовищі дав змогу зробити висновок [5], що промислове золоте зруденіння пов'язане з кварц-альбітовою та кварц-олігоклазовою метасоматичними формаціями. Кварц-олігоклазовій формації властива асоціація кварцу з олігоклазом, до яких долучені флогопіт, амфіболи й діопсид, що свідчить про активність кальцію та натрію на цьому етапі. Золото частково, ймовірно, асоціює з рівнем кварц-адулярової формації, хоча адуляризація на родовищі виявлена достатньо обмежено. На цьому рівні як наслідок розкладання залізо-магнезійно-кальцієвих силікатів виділяються карбонати й інші компоненти. Залежно від складу порід, що змінюються, утворюються пропіліти, березити на інші навколорудні метасоматити.

Отже, руди концентруються в породах метасоматично зміненої метаморфічної формації, причому рудні тіла не супроводжуються чітко виявленими зональними метасоматичними ореолами, хоча на родовищі, як зазначено вище, є прояви майже всіх типів метасоматитів, властивих золоторудним родовищам. Тому термін “навколорудний метасоматоз” для Клинівського родовища можна застосовувати з певною часткою умовності. Метасоматити утворюються не пов'язано з конкретними інтрузивними масивами або навколо конкретних рудних тіл. За фаціальними ознаками і складом зовні їх важко розділити на зонально побудовані регіональні, локальні, прогресивні, регресивні та ін. У тектонометасоматичних зонах, приурочених до флішної метаграувакової формації, метасоматити утворюють немов би “листовий пиріг”. У цих зонах тривалий час на тлі загальної обернено-поступальної тенденції до зниження температури й тиску та в умовах нових рухів пульсаційно

відбувалося перетворення порід, а на завершальних етапах – відкладення руд. Суттєво газові відновлювальні умови мінералотворного середовища змінювалися на окиснювальні та гідротермальні. Отже, пізніші метасоматити накладалися на ранні, низькотемпературні – на високотемпературні і т.д. Тому ознаки метасоматичної зональності на родовищі сьогодні виявити досить важко.

Серед метасоматичних утворень прогресивного етапу на Клинівському родовищі виявлені такі мінерали: самородне золото, арсенопірит, льолінгіт, сафлорит, ільменіт, гейкіліт, мікроклін, ортоклаз, барійвмісний калішпат, скаполіт, ітріаліт, гранати, сфен, кордієрит, турмалін, гіперстен, діопсид, воластоніт, антофіліт, рогова обманка, грюнерит, кумінгтоніт, біотит, флогопіт, кальцит, апатит та ін.

З регресивним, метасоматично-гідротермальним етапом пов'язане утворення таких мінералів, як самородні золото, вісмут і миш'як, мальдоніт, піротин, вісмутин, пірит, арсенопірит, герсдорфіт, оксиди Mn, лейкоксен, адуляр, альбіт, епідот, ортит, кліноцоїзит, тремоліт, тальк, мусковіт, серицит, преніт, хлорити, апатит, сидерит, кальцит, барит, флюорит тощо.

Під час метасоматичних перетворень із зовнішніх джерел відбувалося привнесення певних компонентів (яке компенсувалося винесенням витіснених елементів або не компенсувалось у зонах розтягнення), а також взаємодія мінералів, що співіснують, на місці в нерівноважних умовах за участю флюїдної фази та некомпенсоване й компенсоване винесення [5]. Одні й ті самі компоненти поводитись по-різному. Зовні надходили Cr, Ni, Co, Au, Pt, As, Bi, S, Te, Be та інші; Fe, Mg, Ca, Mn, Ti могли бути привнесеними або ж інертними і накопичуватися в залишкових продуктах. На прогресивному етапі рухомими були породотворні сидерофільні й літофільні елементи, на регресивному відбувалося привнесення халькофільних елементів. В одних випадках джерелами могли бути флюїди та флюїдизати, в інших нові мінерали утворилися на місці з компонентів метаморфічних порід, що заміщувалися. Наприклад, Mn, який є у складі гранату з діопсид-плагіоклаз-кварцових кристалосланців, може бути запозичений з Mn-вмісного діопсиду (2,41% MnO), по якому він формується, проте Mn-вмісний кумінгтоніт кристалізується вже в умовах привнесення Mn, як і гранати зі спесартиновим компонентом.

Під час прогресивного метасоматозу багато елементів не утворюють самостійних мінералів, а входять як домішки до складу силікатів (той же Mn у незначній кількості – в піроксени і гранати, F – у слюди, S – у скаполіт, Ba – у польові шпати тощо). На регресивній стадії утворюються простіші самостійні форми – оксиди і гідроксиди заліза й мангану, флюорит, сульфід, барит. Кобальт і нікель на ранній стадії зосереджені головню в силікатах, на пізній – у сульфідах, будучи разом із вісмутом і телуром, імовірно, компонентами глибинного, мантійного походження, властивими великим родовищам золота [20].

Отже, вивчення мінеральних новоутворень у метаморфічних породах флішоїдної метаграувакової формації на Клинівському родовищі дало змогу з'ясувати, що прогресивний залізо-магнезійно-кальцієвий метасоматоз був рудопідготовчим процесом. Його роль полягала у привнесенні петрогенних і некогерентних, у тім числі рудних компонентів, у базифікації в сухих умовах, витісненні кварцу з наступним переходом до регресивних кременелужних та інших метасоматично-гідротермальних порід і власне рудогенезу в окиснювальних умовах (березитизація, проплітизація тощо). Утворення Клинівського родовища пов'язують [4] головню з тектонометасоматичними процесами, а не метаморфічними й магматичними, власти-

вими родовищам золота інших класів, і пропонують для нього відповідну тектонометасоматичну геолого-генетичну модель. Проте на власне золоторудних стадіях (низькотемпературній метасоматичній і гідротермальній) утворювалися звичайні рудні формації (давня золото-кварцова і малосульфідна золото-кварцова) і руди. Цей процес супроводжувався метасоматично-гідротермальними змінами вмісних порід.

1. *Галецький Л. С., Нечаев С. В.* Структурно-тектонический контроль золоторудной минерализации юго-запада Восточно-Европейской платформы (ВЕП) // Глибинна будова літосфери та нетрадиційне використання надр Землі: Тези доп. Міжнар. конф. К., 1996. С. 141–142.
2. *Орловецький Ю. П., Комаров А. Н., Чекунов А. В.* Глубинное строение, эволюция тектоносферы и проявления золота на Украинском щите // Докл. АН Украины. Матем., естествозн., техн. науки. 1993. № 2. С. 107–112.
3. *Чекунов А. В., Орловецький Ю. П.* Астеноліти сьогодні і в минулому // Доп. АН УРСР. Сер. Б. 1987. № 9. С. 31–34.
4. *Яценко Г. М., Бабынин А. К., Гурский Д. С.* и др. Тектоно-метасоматические зоны – ведущая структурно-металлогеническая позиция золоторудных месторождений нижнего докембрия // Мін. ресурси України. 2000. № 1. С. 13–18.
5. Месторождения золота в гнейсовых комплексах докембрия Украинского щита / Г. М. Яценко, А. К. Бабынин, Д. С. Гурский и др. К., 1998.
6. *Белевцев А. Р., Монахов В. С.* Биотит из пород рудной зоны Клиновского золоторудного месторождения (Украинский щит) // Минерал. журн. 1999. Т. 21. № 4. С. 57–62.
7. Майське золоторудне родовище (геологія, речовинний склад руд, модель утворення) / О. Б. Бобров, А. О. Сіворонов, І. Є. Меркушин та ін. Дніпропетровськ, 2000.
8. *Pan Y., Fleet M. E.* Calc-silicate alteration in the Hemlo gold deposit, Ontario: Mineral assemblages, P-T-X constraints and significance // Econ. Geol. 1992. Vol. 87. N 4. P. 1104–1120.
9. *Pan Y., Fleet M. E., Stone W. E.* Geochemistry of metasedimentary rocks in the late Archean Hemlo-Heron Bay greenstone belt, Superior Province, Ontario: implications for provenance and tectonic setting // Precambrian Res. 1991. Vol. 50. N 1–2. P. 53–69.
10. *Pan Y., Fleet M. E., Stone W. E.* Skarn mineralization (Cr, Fe, Au) in an Archean greenstone belt, White River property, Hemlo area, Ontario // Econ. Geol. 1991. Vol. 86. N 8. P. 1626–1645.
11. *Яценко Г. М.* Нижний докембрий центральной части Украинского щита. Львов, 1980.
12. *Яценко Г. М., Бабынин О. К., Квасниця В. М.* та ін. Попереднє повідомлення про алмази в золотоносному метаморфічному комплексі докембрію (Український щит) // Мінерал. зб. 1999. № 49. Вип. 1. С. 154–164.
13. *Екимова Т. Е., Лаврова Л. Д., Надеждина Г. Д.* и др. Новый тип коренных месторождений алмазов // Руды и металлы. 1992. № 1. С. 69–80.
14. *Okay A. I.* Petrology of a diamond and coesite-bearing metamorphic terrain: Dabie Shan, China // Eur. J. Miner. 1993. Vol. 5. N 4. P. 659–675.

15. Яценко Г. М., Гурський Д. С., Бабинін О. К. та ін. Нові перспективи алмазонасності південно-західної країни Східно-Європейської платформи // Мін. ресурси України. 1998. № 3. С. 32–37.
16. Fyon J. A., Meather K. B., Poulsen H. Subdivision of Archean gold deposits, Superior province, using descriptive characteristics // Jt Annu. Meet. Soc. Econ. Geol., Toronto, May 27–29, 1991: Program with Abstr. Vol.16 / Geol. Assoc. Canada (GAC) and Miner.Assoc.Canada (MAC). [Toronto], [0.0.91]. P. A41.
17. Константинов М. М., Вартамян С. С., Курбанов Н. Н., Митачев И. Ф. Некоторые вопросы геологии золоторудных месторождений США // Сов. геология. 1992. № 7. С. 3–11.
18. Некрасов Е. М. Зарубежные эндогенные месторождения золота. М., 1988.
19. Рудник В. А., Беляев Г. М. Осадочно-вулканогенные комплексы как источник рудного вещества при гранитообразовании // Литология и осадочная геология докембрия. М., 1973. С. 325–329.
20. Томсон И. Н., Полякова О. П. Условия локализации и особенности состава некоторых крупных и уникальных месторождений цветных, редких и благородных металлов // Геол. и минерал. критерии крупных и уникальных месторожд.: Тез. докл. Годич. собр. Минерал. об-ва при РАН и Школы. СПб, 1994. С. 20–21.

#### MINERALOGICAL EVIDENCES OF HIGH- AND LOW-TEMPERATURE METASOMATISM AT THE KLYNTSI GOLD DEPOSIT

**Ye. Slyvko**

*Ivan Franko National University of Lviv  
Hrushevskogo st. 4, UA – 79005 Lviv, Ukraine  
E-mail: geomin@geof.franko.lviv.ua*

The Klyntsi gold deposit is situated within the deep fault zone and in the conterminous to it structural-metallogenic zone, which formation had been caused by the appropriate block activation. Host rocks are represented by the flysch-like metagreywacke series. Tectono-metasomatic zone of the second order supervises the mineralization. The degree of a preliminary metamorphism has no essential importance for the ore forming. Biotite micaceous, biotite-cumingtonite rocks (klyntsyovites) and skarnoids have been formed due to basic metasomatism. Various manifestations of silica-alkaline metasomatism during the whole ore forming process are of great importance. Alterations usual for the majority of gold deposits accompany the productive stage (oligoclase-quartz veins, silicification, propylitization, listvenitization, beresitization, argillization, as well as ore formation).

*Key words:* metasomatism, mineral, gold, deposit, tectono-metasomatic zone, Precambrian, Ukrainian Shield

*Стаття надійшла до редколегії 15.05.2000*