

пірофіліт, альбіт, олігоклаз, мікроклін, преніт, пумпеліт, мінерали групи епідоту. Із них серицит, мусковіт, арагоніт, преніт, пумпеліт, магнезіальні ортохлорити з'являються виключно на стадії метабенезу [7].

Метабенез проявляється в нижньому й середньому структурних поверхх геосинкліналей, де потужність осадових товщ сягає 5–15 км, тиск 200–300 мПа, температура 200–300° і більше при визначальному впливі стресу. Метабенез і метабенетичні перетворення зустрічаються і в платформенних відкладах, де потужність сягає всього 2–4 км, температури 200° і тиск – 200 мПа, але тривалість процесів значно більша – 1,0–1,5 млрд років.

У стадії метабенезу розрізняють два етапи: ранній або початковий і пізній або глибинний метабенез [5]. Етап глибинного метабенезу багато в чому подібний до початкової стадії регіонального метаморфізму – мусковіт-хлоритові субфації зелених сланців. Основна відмінність полягає в слабкій перекристалізації уламкових зерен і незначній ролі альбіту й епідоту, які є аксесорними та другорядними. Крім цього ряд мінералів (кварц, альбіт, гідроксиди 2М, серицит, мусковіт, хлорит, пірофіліт, епідот) утворюються та існують у широкому діапазоні температури й тиску, починаючи від стадії діабенезу і закінчуючи регіональним метаморфізмом, тобто є скрізними мінералами і їх присутність у зоні метабенезу не дає можливості відносити цю стадію до зеленосланцевої фації метаморфізму.

Питання про межу між осадовими й метаморфічними породами належить до важливих ще не повністю вирішених проблем. Парагенезис мінералів при переході від осадових до метаморфічних порід формується довгий час і в складних умовах, які залежать від температури, тиску, первинного складу порід, фізико-хімічних параметрів інтерстиційних розчинів. Об'єктивним критерієм початку регіонального метаморфізму М. Логвиненко, Л. Орлова [7] вважають масову появу мусковіту, епідоту, альбіту, арагоніту як породоутворювальних мінералів, а межа між осадовими й метаморфічними породами являє собою перехідну зону з потужністю перших сотень метрів, де співіснують метаморфізовані осадові та справжні метаморфічні породи [14].

Залежно від того, на якій стадії перетворення осадових порід проходив процес накопичення, в результаті якого утворилися ті чи інші рудні концентрації, і вважаючи руди невідомою частиною осадового середовища, за ступенем трансформації їх можна розділити на такі генетичні типи: діабенетичні, катагенетичні, метабенетичні й метаморфічні. За інтенсивністю проявів процесів трансформації для кожного типу виділяються ранні та пізні групи (ранньометабенетичні, пізньометабенетичні і т. п.). Катагенетичне й метабенетичне рудоутворення відповідно до характеру осадово-породних басейнів поділяється на елізійне, інфільтраційне та розсільне.

УДК 552.4 : 553.4

О. Грінченко, канд. геол.-мінералог. наук, С. Бондаренко, наук. співроб.,
В. Сьомка, канд. геол.-мінералог. наук, О. Бондаренко, наук. співроб.

СРІБЛО В ПРОТЕРОЗОЙСЬКИХ КОМПЛЕКСАХ ЗАХІДНОЇ ЧАСТИНИ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА (ОСОБЛИВОСТІ ПОШИРЕННЯ, МІНЕРАЛОГІЧНО-ГЕОХІМІЧНІ АСПЕКТИ)

Розглянуто особливості формування срібної мінералізації в протерозойських комплексах Українського щита. У багатьох випадках прояви срібної мінералізації просторово суміщуються з покладами руд урану, рідкісних металів, поліметалів та золота, формуючі комплексні руди, що може значною мірою підвищувати їх економічну значущість.

This paper considers features of formation of silver mineralization in proterozoic complexes of the Ukrainian Shield. In many cases the manifestations of silver mineralization are spatially associated with deposits of uranium, rare metals, polymetals and gold, forming complex ores that can raise their economic importance substantially.

Постановка проблеми. На відміну від золота проблема металогенії, геохімії та мінералогії срібла в ме-

Висновки. При характеристиці ступеня трансформації родовищ деякі автори намагаються перелічити всі стадії після седиментаційних перетворень, що перетерпіло те чи інше родовище. Найбільш раціонально обмежитися назвою останньої стадії, розуміючи, що до цієї стадії родовища пройшло в своєму розвитку всі попередні. Наприклад, замість "діабенетично-катагенетично-метабенетичного" більш логічно говорити про метабенетичне, розуміючи, що з моменту седиментації воно перетерпіло стадії діабенезу й катагенезу і зупинилося в своєму розвитку на стадії метабенезу. Дехто з геологів розвиває гіпотезу про полігенне й поліхронне походження зазначених родовищ. Їх полігенність виражається сукупністю різних за складністю та масштабом проявів седиментогенних і вулканогенних процесів, а поліхронність – різними стадіями трансформації родовищ. В основі цієї гіпотези покладено дані про тривалий розвиток амагматогенних родовищ, що мають риси як сингенетичного осадового походження, так і епігенетичного утворення. Залежно від переважання раннього сингенетичного чи пізнього епігенетичного у сформованого таким чином родовища визначними є риси або сингенетичних, або епігенетичних утворень, розуміючи під епігенетичними процеси діабенезу, ката-, метабенезу та метаморфізму. Родовища, пов'язані з процесами регіонального метаморфізму та ультраметаморфізму належать до класу метаморфогенних, що поділяються на метаморфізовані, метаморфічні й ультраметаморфічні, геологічні та фізико-хімічні основи, яких детально розглянуті в колективних роботах під керівництвом Я. Белєвцева [2].

1. Асаналиєв У.А., Наркелюк Л.Ф., Попов В.В., Трубаєв А.И. Справочное пособие по стратиформным месторождениям. – М., 1990.
2. Геологические основы метаморфогенного образования / Я.Н. Белєвцев, Л.А. Буряк, Е.А. Кулиш и др. – К., 1985. 3. Вассоевич Н.Б. Избранные труды. – М., 1986. 4. Деллпес Э.К. Диабенез песчаников // Диабенез и катагенез осадочных образований. – М., 1971. – С. 92–121.
5. Карпова Г.В. Глинистые минералы и их эволюция в терригенных отложениях. – М., 1972. 6. Карпова Т.В., Логвиненко Н.В., Орлова Л.В., Белоцерковец Ю.Ю. Постдиабенетические изменения каменноугольных отложений Большого Донбасса // Литология и полезные ископаемые. – 1981. – № 6. – С. 70–82. 7. Логвиненко Н.В., Орлова Л.В. Образование и изменение осадочных пород на континенте и в океанах. – Л., 1967.
8. Лукьянова В.Т. Катагенез в орогенных областях. – М., 1995.
9. Махнач А.А. Катагенез и подземные воды. – Минск, 1989.
10. Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. – М., 1960. – Т. 1.
11. Холодов В.Н. Новое в познании катагенеза // Литология и полезные ископаемые. – 1982. – № 3. – С. 3–23. 12. Холодов В.Н. Постседиментационные преобразования в элизионных бассейнах. – М., 1983.
13. Япаксарт О.В. Вопросы типизации постдиабенетического литогенеза (в складчатых системах) // Изв. вузов. Геология и разведка. – 1991. – № 10. – С. 40–55. 15. Япаксарт О.В. Литогенез в осадочных бассейнах мезогеосинклиналей. – М., 1989. 16. Rao N., Srinivasan K., Roychowdhury A. Illite crystallinity indices and their significance in anchimetamorphism and mineralisation in the Cuddapah formation (Cuddapah supergroup, Andhra Pradesh) // Geol. Soc. India. – 1991. – № 5. – P. 497–503.

Надійшла до редколегії 20.02.06

них робіт на благородні метали, що проводилися в межах Білозерської зеленокам'яної структури В. Кравченко [6] та Д. Пікереню [7], решта мінералого-геохімічних досліджень щодо проявів срібної мінералізації виконувалась головним чином разом із вивченням комплексних руд урану, берилію молибдену, золота, де срібло розглядалось в якості можливої додаткової корисної копалини для супутнього видобутку [1]. Хоча загалом, у практиці проведення геологічних робіт підвищені вмісти та геохімічні аномалії срібла фіксуються досить часто, а окремі встановлені концентрації благородного металу можуть мати і практичний інтерес.

Не зважаючи на те, що за ступенем поширення в геологічних утвореннях срібло належить до надзвичайно рідкісних металів, кларки яких у земній корі не перевищують $n \cdot 10^{-6}$ – $n \cdot 10^{-5}$, підвищені вмісти цього благородного металу фіксуються в породах самого різного віку та генезису. Загалом для докембрійських щитів світу власні родовища срібла не є характерними, а срібло зустрічається головним чином у розсіяному вигляді в поліметалічних та колчеданних рудах [8]. Але також мають місце й окремі винятки щодо загальної тенденції поведінки срібла, що буде розглянуто в подальшому.

Виклад основного матеріалу. На відміну від архейських утворень, де прояви срібної мінералізації спостерігаються виключно в асоціації з рудами золота поширеними в межах зеленокам'яних структур (Сурська, Чортотлицька, Білозірська), протерозойська металогенія срібла Українського щита характеризується значно ширшим колом геодинамічних умов формування та різноманітністю структурно-формаційних позицій прояву срібної мінералізації.

Срібло в діафоритових зонах грануліт-гнейсових областей. Хоча в цілому для областей прояву гранулітового метаморфізму срібло не є характерним, поодинокі прояви срібної мінералізації було встановлено в грануліт-гнейсових комплексах Дністровсько-Бузького серед зон поширення діафорезу змін та ультраметаморфізму.

У регіоні Середнього Побужжя в межах північної частини Демов'ярівської структури було встановлено максимальні значення вмісту срібла до 419 г/т, при вмісті золота 19,9 г/т. [11]. Контрастні геохімічні аномалії срібла із вмістом до 1 г/т і золота 0,–0,5 г/т також часто пов'язані із зонами окварцювання та сульфідизації скарнованих порід, що залягають на контакті гранат-біотитових гнейсів з габро-амфіболітами. У межах Демов'ярівської структури, на відміну від Капітанівського рудопрояву, де проявлений зв'язок благородних металів з нікелем, домінує кобальтова тенденція. Підтвердженням цього може бути широкий розвиток у скарпах Демов'ярівської структури Ni-Co мінералізації (сафлорит, нікелін, кобальтин, рамельсбергит). На мінералогічному рівні підвищені вмісти срібла постійно відмічаються в халькопіриті, піротині, кубаніті. Єдиний срібний мінерал, що був встановлений тут, представлений телуридом срібла – геситом.

Прояви золото-срібно-колчеданного типу зруденіння Капітанівського рудопрояву, як правило, розповсюджені в екзоконтактних зонах, серед гранат-піроксенових скарнів, кальцифірів, амфіболізованих габро-норитів. За окремими аналізами значення вмісту срібла сягають 20–30 г/т, при вмісті золота до 3–5 г/т. До складу головної продуктивної асоціації входять такі рудні мінерали: пірит, халькопірит, піротин, кубаніт, сфалерит, електрум, самородне срібло. Мінералогічно прояви самородного срібла зустрічаються виключно серед халькопірит-кубанітових агрегатів у вигляді тонкодисперсних включень. Загалом послідовність формування ендегенної благородномета-

левої мінералізації в межах Капітанівського рудопрояву розглядається в загальному контексті еволюції метасоматичних процесів із проявами зональності та рудно-мінералогічного телескопування [4].

З ендегенною мінералізацією золота та срібла нерідко просторово пов'язані підвищені вмісти благородних металів і в корі вивітрювання Капітанівського масиву. Крім площадних кір вивітрювання та зон поширення приплотикового алювію, цікавими в плані рудоносності можуть бути і лінійні кори вивітрювання, де підвищені вмісти благородних металів спостерігаються в тектонічно ослаблених зонах розвитку скрементілих та нонтронованих серпентинітів. Загалом суттєво срібна мінералізація просторово тяжіє до продуктивної золото-кварц-гетит-гідроетитової асоціації, у складі якої поширені такі мінерали, як самородне срібло, ялпаїт, галеніт.

Як відомо, на Майському родовищі переважаючим типом зруденіння є золото-кварцевий тип, з характерною високою пробністю руд золота 920–980 [12] і тому окремі знахідки геохімічних аномалій срібла (до 100 г/т) сприймалися досить обережно, до того часу, коли на південному продовженні золотоносної структури, у межах рудопрояву "Квітка" було встановлено декілька пересічень із середніми вмістами срібла від 20 до 40 г/т. Прояви мінералізації просторово локалізуються серед окварцованих та сульфідизованих гранат-біотитових гнейсів, де виділення самородного срібла постійно фіксуються у вигляді субмікроскопічних включень (5–40 μm) у сульфідах заліза. Мінералогічно срібло зустрічається як у піротині, так і в піриті, причому головним срібловміщуючим мінералом виступає виключно пірит другої генерації, що утворюється за рахунок дисульфідизації раніше утвореного піротину. Цікаво, що золото при цьому майже відсутнє.

Срібло в протерозойських граніто-гнейсових поясах. Численні геохімічні дослідження можливих проявів срібної мінералізації проводилися ГПЕ № 47 КП "Кіровогеологія" в західній частині Кіровоградського блоку, у межах поширення процесів, пов'язаних із Братсько-Звенигородською зоною [11]. За результатами проведених досліджень і аналізу більш ніж 4000 проб порід, відібраних із різних рудоносних структур Братсько-Звенигородської зони, було встановлено основні головні закономірності локалізації благородного металу та виділено мінералого-геохімічні типи мінералізації срібла [1; 3; 5].

Серед встановлених типів срібної мінералізації найбільш поширеним є срібно-колчеданний тип, руди якого характеризуються підвищеними значеннями вмісту срібла (до 1–5 г/т), що просторово приурочені до областей поширення кварц-піротин-графіт-біотитових товщ. На цей час однозначної думки щодо генезису цих утворень поки що не існує. По різному сприймається і роль метаморфічних, ультраметаморфічних та гідротермальних процесів, які приводять до формування суттєво сульфідних покладів, що характеризуються епігенетичними (жильними) формами і одночасно зберігають згадані з напластуванням залягання пластових і лінзоподібних тіл. Переважною більшістю дослідників району в якості первинного джерела благородних металів розглядаються вулканогенно-осадкові товщі інгулецької серії і особливо важливу роль при цьому відіграють збагачені сіркою вуглецевмісні утворення, у межах яких могли мати місце біохімічні реакції первинного зв'язування та концентрації срібла [1; 10].

Другий тип мінералізації представлений мідно-вісмут-срібними асоціаціями, чисельні прояви яких було встановлено на Тимофіївському рудопрояві, розташованому в межах центральної частини Звенигородсько-Ганнівської тектонічної зони. На першому етапі прояв

дення геолого-пошукових робіт Тимофіївський рудопрояв розглядався в якості перспективної на золото (0,2–10 г/т) та срібло (300 г/т) геохімічної аномалії. Результати ж глибокого буріння до глибини майже 500 м дозволили встановити межі поширення срібної мінералізації й на більш глибокі горизонти, де максимальні значення вмісту сягали 50–60 г/т.

Третій тип срібної мінералізації представлений свинцево-вісмут срібною асоціацією, чисельні прояви і аномалії якої просторово спостерігаються у вигляді витягнутої в північно-західному напрямку смуги вздовж Звенигородсько-Ганнівської тектонічної зони. Порооди, що вміщують срібну мінералізацію, представлені ураноносними альбітитами, які можуть розвиватися як по метаморфічним утворенням інгуло-інгулецької серії, так і по широко поширеним тут мігматитам і гранітоїдам. Найбільш контрастно свинцево-вісмут-срібна мінералізація третього типу проявлена в межах Ватутинського родовища урану. За даними спектрального аналізу, у північній частині Ватутинського рудного поля в п'ятиметровому інтервалі окварцованих альбітитів значення вмісту срібла сягали 300 г/т, а в гранітах збагачених кварцом – 70 г/т на 4,8 м стовбурної потужності. Головні рудні мінерали представлені самородним сріблом та матильдитом.

Ще один, досить нетрадиційний для докембрію тип срібної мінералізації, був встановлений на Поташнянському золото-срібному рудопрояві (Волинський геоблок) [2]. У межах рудопрояву співвідношення між благородними металами характеризується переважанням срібла над золотом, 10 до 1. Чисельні прояви срібла були встановлені у складі ранньої продуктивної асоціації (халькопірит-борніт, халькозин-ковелін-гесит-богдановичит низькопробне золото-електрум-кюстеліт-золотисте срібло). Золото ж, у свою чергу, характеризується приуроченістю до більш пізньої золото-телуридної асоціації (високопробне золото-вейсит-алтаїт-фробергіт-мелоніт-телуровісмитит).

Срібло в зонах палеопротерозойської тектоно-магматичної активізації (Волинський геоблок). Максимальні значення вмісту срібла на Українському щиті

були встановлені в межах зон палеопротерозойської тектоно-магматичної активізації Волинського геоблоку.

За результатами пробірного аналізу поліметалічних руд Пержанського рудного поля (з характерною Be-Ta-Nb-TR-Zr-Sn-W-In-Pb-Zn-Cu-Ag-Au мінералізацією), у переважно галенітових рудах були встановлені значення вмісту срібла до 2865 г/т, при значеннях вмісту золота до 1,36 г/т. У рудах з переважанням халькопірит-борнітових асоціацій вмісти срібла та золота становили 805 та 2,11 г/т відповідно. На північний захід від Пержанського рудного поля, у межах Глушковицької геохімічної аномалії були встановлені прояви самородного срібла, електруму та геситу у складі багатометалевої сульфідної мінералізації, накладеної на шеелітоносні вапнякові скарни.

На Сирницькому рудопрояві, розташованому на північний схід від с. Кованка (за 2 км від ст. Овруч) галеніт-сфалеритова мінералізація приурочена до зон метасоматозу, поширених у пержанських гранітах. При значеннях вмісту основних рудних компонентів, які становлять Pb-7,2 % і Zn-0,46 %, вмісти срібла сягали 95 г/т.

Вербенське родовище молібдену просторово приурочене до східного ендоконтакту Устинівського масиву біотитових лейкогранітів з вулканогенно-теригенними відкладами Овруцької западини. Молібденове зрудення приурочене до зон окварцовання грейзенізованих гранітів та топаз-кварц-цинвальдитових грейзенів і супроводжується підвищеними вмістами Cu (0,3–0,6 %), Pb (1,2–1,5 %), Zn (0,2–0,4 %), Mo (0,6–1,5 %), Bi (0,1–0,2 %), Ag (10–110 г/т). Срібло концентрується головним чином у сульфідах.

Висновки. З геохімічними особливостями срібла пов'язана частота поширення тієї чи іншої мінеральної форми, а також закономірності знаходження їх у рудах. Мінеральні форми знаходження срібла в рудах значною мірою залежать від їх сульфідності. У межах УЩ встановлений досить обмежений спектр мінеральних форм срібла від самородного срібла до сульфідів та телуридів (табл. 1). Досить часто срібло присутнє в інших мідних мінералах у вигляді ізоморфних домішок ($\text{Ag}^{1+} \rightarrow \text{Cu}^{1+}$).

Таблиця 1. Головні мінерали – концентратори срібла в рудопроявах УЩ

№	Мінерал	Вміст Ag (ваг. %)	Супутні елементи	Родовища та рудопрояви
1	Самородне срібло (Ag)	99,2–99,9	Cu, Pb, Zn, S, Fe, U	Пержанське, Капітанівське, Квітка, Майське, Ватутинське
2	Кюстеліт (Ag_3Au)	62,2–79,6	Au, As, Te	Яструбецьке, Поташнянський
3	Електрум (AgAu)	40–63	Au, Cu, Pb, Zn, S, Fe	Пержанське, Капітанівське, Глушковичі, Майське
4	Самородне золото (Au)	0,01–20	Au, As, Te, Bi	Майже на всіх родовищах та рудопроявах золота УЩ
5	Гесит (Ag_2Te)	60,4–62,9	Au, Cu, Pb, As, Te, Bi	Глушковичі, Поташнянський, Майське, Демон'ярський
6	Богдановичит (AgBiSe_2)	22,7	Au, Cu, Te, S	Поташнянське
7	Маккінстріт ($(\text{AgCu})_2\text{S}$)	60,8	Cu, Te, Bi, Cd	Тимофіївський
8	Штрмейєрит (AgCuS)	52,1–56,0	Cu, Pb, Zn	Пержанське
9	Матильдит (AgBiS_2)	27,7–28,5	Pb, U, Bi	Ватутинське
10	Бетехніт ($(\text{Cu,Fe})_{11}(\text{PbAg})_7\text{S}_{17}$)	2,2–4,5	Cu, Pb, Zn	Пержанське
11	Бенжамініт ($(\text{AgCu})_3(\text{BiPb})_7\text{S}_{12}$)	18,3–20,4	Cu, Pb, Bi, Ti	Кам'янський
12	Беріт ($(\text{CuAg})_3\text{PbBiS}_{11}$)	4,2	Mo, Cu, Pb, Bi	Вербенське
13	Вітихеніт Cu_3BiS_3	1,4–2,4	Cu, Bi, As, Mo, Pb	Вербенське, Тимофіївський
14	Борніт (Cu_5FeS_4)	0,01–0,6	Mo, Cu, Pb, Bi	Пержанське, Вербенське, Тимофіївський, Поташнянський
15	Халькозин (Cu_2S)	0,01–0,4	Mo, Cu, Pb, Bi	Поташнянський, Пержанський, Вербенське, Тимофіївський
16	Дигеніт ($\text{Cu}_2\text{-xS}$)	0,01–0,3	Mo, Cu, Pb, Bi	Глушковичі, Пержанське, Вербенське, Тимофіївський
17	Ковелін (CuS)	0,01–0,3	Mo, Cu, Pb, Bi	Глушковичі, Пержанське, Вербенське, Тимофіївський
18	Халькопірит (CuFeS_2)	0,01–0,2	Cu, Ni, Co, Bi, Au	Майже повсюдно
19	Тенантит ($\text{Cu}_2\text{As}_4\text{S}_3$)	0,42–0,68	Cu, Bi, As, Ni	Степовий

Металогенічні особливості срібної мінералізації на регіональному рівні визначаються спеціалізацією окремих геологічних формацій та геолого-формаційних комплексів, представлених як безпосередньо метаморфізованими вулканогенно-осадовими товщами (інгуло-інгулецька, тетерівської серії), так і магматичними відмінами та метасоматично зміненими різновидами (осницький, пержанський комплекс). Іноді рудовміщувальними можуть бути навіть ультраметаморфічно змінені породи – грануліти, з підвищеними концентраціями срібла в зонах поширення діафорезу.

У багатьох випадках прояви срібної мінералізації просторово суміщуються з покладами руд урану, рідкісних металів, поліметалів та золота. Але завдяки своїм геохімічним властивостям срібло проявляє тенденцію до активної міграції разом із халькофільними елементами з формуванням проявів накладеної епігенетичної мінералізації та накопиченням на пізніх стадіях гідротермального мінералоутворення. Присутність накладеної срібної мінералізації в комплексних рудах значною мірою підвищує економічну значущість останніх та збільшує перспективність багатьох об'єктів, які ще розвідуються, або навіть знаходяться на стадії експлуатації.

1. Проявления серебряной минерализации в западной части Кировоградского блока (Украинский щит) / С.М. Бондаренко, Б.Н. Иванов, В.А. Семка та ін. // *Мінералог. журн.* – 2002. – Вип. 22, № 1. – С. 20–26.
2. Гринченко А.В., Бондаренко С.Н., Семка В.А., Паталаха М.Е. Минералогические особенности формирования руд золота в докембрии

западной части Украинского щита // *Problems of Ore Deposits and Maximizing the Prospecting efficiency: Intern. Confer.* – Tashkent, 2003. – Р. 367–369.

3. Гринченко О.В., Бондаренко С.М., Иванов Б.М., Семка В.О., Рябокин В.С. Особливості локалізації та речовинний склад золоторудної мінералізації в екзоконтакті Липнязького масиву // *Тектоника, метаморфізм, мінеральні ресурси: Сб. науч. работ ИГОС.* – 2005. – Вип. 11, Т. 1. – С. 151–161.
4. Гринченко А.В., Бондаренко С.Н., Семка В.А. Хромитовые руды докембрийского "офиолитового" пояса (Украинский щит) // *Металлогения древних и современных океанов: Матер. науч. школы.* – Масс, 2005. – Т. 1. – С. 126–131.
5. Иванов Б.Н., Лисенко В.В. Об одной геологической особенности золоторудных проявлений западной части Кировоградского блока // *Научные основы прогнозирования, поисков та оцінки родовищ золота: Матеріали міжнар. конф.* – Л., 1999. – С. 54–54.
6. Кравченко В.М., Пікареня Д.С. Срібло в Белозерському зеленокамяній структурі Українського щита // *Проблеми геол. науки та освіти в Україні: Матеріали наук. конф.* – Л., 1995. – С. 231–232.
7. Пікареня Д.С., Кравченко В.М. Серебряная минерализация на Северном Белозерском месторождении железных руд // *Благородные и редкие металлы ("БРМ-97")*: Сб. инф. матер. II-й междунар. конф. – Донецк, 1997.
8. Сидоров А.А., Константинов М.М. Серебро (геология, минералогия, генезис, закономерности размещения рудных месторождений). – М., 1989.
9. Семка В.О., Бондаренко С.М., Паталаха М.Э., Ващенко В.П. Геолого-структурні фактори локалізації благородно-металічної мінералізації в Кочерівській тектонічній зоні (Північно-Західний район Українського щита) // *Мінералог. журн.* – 2005. – Т. 27, № 3. – С. 79–89.
10. Труцько Ф.В. Ультраметаморфізм та сульфидне орудення в переділах Українського щита // *Метаморфізм Українського щита і його обрамлення.* – К., 1978. – С. 143–145.
11. Нечаев С.В., Бондаренко С.Н., Семка В.А., Бондаренко И.М. Золоторудная минерализация Среднего Побужья // *Докл. АН Украины.* – 1992. – № 3. – С. 67–69.
12. Bondarenko S., Grinchenko O., Semka V. Gold-telluride associations in the Lower Paleozoic Sauljak deposit, Ukrainian Carpathians // *Journal of Geochemistry, Mineralogy and Petrology.* – Sofia, 2005. – V. 43. – P. 85–87.

Надійшла до редакції 19.05.06

УДК 552.321.5.(477)

О. Митрохин, канд. геол. наук, Т. Митрохіна, інж. II кат.

ТИТАНОНОСНІ ГАБРОЇДИ ФЕДОРІВСЬКОГО АПАТИТ-ІЛЬМЕНІТОВОГО РОДОВИЩА

Досліджено руди Федорівського родовища, приуроченого до однойменного тіла титаносисних олівінових габро в межах Володарськ-Волинського масиву коростенського комплексу. Встановлено, що мінеральний склад рудних габроїдів є типовим для базитів анортозит-рапаківігранітної формації. Характерними особливостями є помірна основність плагіоклазів An_{41-47} , підвищена залізистість олівінів Fe_{46-52} та клінопіроксенів $Wo_{36-40}En_{30-35}Fs_{26-32}$, а також значний вміст ільменіту, титаномagnetиту та апатиту, що в багатьох випадках досягає промислових концентрацій. Встановлюється ритмічне зміння вмісту TiO_2 , Fe_2O_3 , V_2O_5 , MnO та Cr_2O_3 у співіснуючих ільменітах та титаномagnetитах в залежності від глибини. Середньовзвážений хімічний склад Федорівського тіла відповідає сублужному олівіновому феробазальту, збагаченому на Ti та P . Тектонічна позиція, особливості геологічної будови та речовинного складу дозволяють віднести Федорівське тіло до класу розшированих базитових інтрузій, генетично пов'язаних із протерозойськими габро-анортозитовими масивами автономного типу.

The ores of Fedorivka deposit occurring in a Ti-rich olivine gabbro intrusion within Volodarsk-Volynsky massif of Korosten complex have been investigated. It has been established that mineral composition of the ore gabbro is typical for basic rocks of anorthosit-rapakivi granite association. Distinctive features are intermediate plagioclases An_{41-47} , ferrous olivines Fe_{46-52} and augites $Wo_{36-40}En_{30-35}Fs_{26-32}$ as so as high contents of ilmenites, Ti-magnetites and apatites. It has been determined a rhythmic changing of TiO_2 , Fe_2O_3 , V_2O_5 , MnO and Cr_2O_3 contents in the coexisting ilmenites and magnetites depending on depth. The average weighted chemical composition of Fedorivka intrusion corresponds to subalkaline olivine ferobasalt enriched in Ti and P. Geology, mineralogy and petrography of Fedorivka intrusion allow to refer it to layered basic intrusion with genetic relation to Proterozoic massif type anorthositites.

Постановка проблеми та аналіз попередніх досліджень. Родовища ільменіту та титаномagnetиту в протерозойських анортозитах автономного типу становлять приблизно 30 % світових запасів титанових руд [7]. На Українському щиті комплексні фосфор-титанові руди ендегенного походження розвідані в габро-анортозитових масивах коростенського та курсько-новоміргородського комплексів [4–5; 8]. Це переважно бідні та середньо-вкраплені руди з вмістом Fe-Ti окиснорудних мінералів 5–20 %. Інколи зустрічаються густо-вкраплені та суцільні руди. За речовинним складом розрізняють: апатит-ільменітові руди у трокотітах, апатит-ільменіт-титаномagnetитові руди в перидотитах та піроксенітах, апатит-ільменітові та ільменітові руди в габро-норитах [5]. Своєрідний тип являють титаносисні габроїди Федорівського родовища. Незважаючи на більш ніж 30-річну історію дослідження цього цікавого родовища, у науковій літературі відсутні будь-які дані про петрографію рудоносних порід і речовинний склад його руд. Ра-

зом з тим, Федорівське родовище є типовим представником корінних апатит-ільменітових родовищ, що залягають у розшированих інтрузіях титаносисних габроїдів коростенського комплексу, і може бути еталоном при вивченні рудних тіл цього типу.

Формулювання мети. Метою проведених досліджень було дати мінералого-петрографічну характеристику титаносисних габроїдів Федорівського родовища. Фактичним матеріалом для написання статті є керн свердловин, пробурених Житомирською геолого-розвідувальною експедицією (далі ГРЕ) під час детальної розвідки Федорівського апатит-ільменітового родовища у 1985–1999 рр. Робота присвячується пам'яті начальника титанової партії Житомирської ГРЕ С. Швайберова.

Геологічна будова Федорівського апатит-ільменітового родовища. Федорівське родовище приурочене до однойменного тіла титаносисних олівінових габро в південно-західній частині Володарськ-Волинського