

**Львівський національний університет імені Івана Франка**



# **МІНЕРАЛОГІЯ УКРАЇНИ: СУЧАСНИЙ СТАН І ПЕРСПЕКТИВИ**

***Матеріали  
Дванадцятих наукових читань  
імені академіка Євгена Лазаренка***

Львів – 2022



**Міністерство освіти і науки України**  
Львівський національний університет імені Івана Франка  
**Національна академія наук України**  
Інститут геології і геохімії горючих копалин  
Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення імені М. П. Семененка  
**Українське мінералогічне товариство**  
**Наукове товариство імені Шевченка**

*Присвячено 110-річчю від дня народження  
академіка Євгена Лазаренка*

# **МІНЕРАЛОГІЯ УКРАЇНИ: СУЧАСНИЙ СТАН І ПЕРСПЕКТИВИ**

**Матеріали**  
**Дванадцятих наукових читань**  
**імені академіка Євгена Лазаренка**

*Львів, 14–15 грудня 2022 р.*

Львів – 2022

УДК 549:550.4:552.5:553.2(477)

*Редакційна колегія:*

Орест Матковський (відп. редактор), Євгенія Сливко (відп. секретар),  
Мирон Ковальчук, Ганна Кульчицька, Ігор Наумко,  
Володимир Павлишин, Микола Павлунь, Олександр Пономаренко,  
Леонід Скакун

**Мінералогія України: сучасний стан і перспективи** : Дванадцять наукових читань імені академіка Євгена Лазаренка : матеріали / Відп. ред. О. Матковський. – Львів : Видав. центр ЛНУ імені Івана Франка, 2022. – 122 с.

У збірнику опубліковано матеріали Дванадцятих наукових читань імені академіка Євгена Лазаренка (14–15 грудня 2022 р., геологічний факультет Львівського національного університету імені Івана Франка). Наведено матеріали з історії мінералогії, теоретичної, регіональної, генетичної, космічної мінералогії, мінералогічної кристалографії, фізики мінералів, кристалохімії, учення про родовища корисних копалин, літогенезу й геохімії осадових товщ, музейної справи та ін.

Друкується за ухвалою Вченої ради геологічного факультету Львівського національного університету імені Івана Франка.

Адреса редакційної колегії:

Львівський національний університет імені Івана Франка, геологічний факультет, вул. Грушевського, 4, Львів, Україна, 79005.

E-mail: [geology.faculty@lnu.edu.ua](mailto:geology.faculty@lnu.edu.ua)

[emslivko@i.ua](mailto:emslivko@i.ua)

© Львівський національний університет імені Івана Франка, 2022

## **Орест Матковський, Євгенія Сливко**

*Львівський національний університет імені Івана Франка,  
вул. Грушевського, 4, Львів, Україна, 79005  
E-mail: emslivko@i.ua*

### **ПРЕЗЕНТАЦІЯ КНИГИ “ВІШАНУВАННЯ ПАМ’ЯТІ АКАДЕМІКА ЄВГЕНА ЛАЗАРЕНКА”**

Двадцять шостого грудня 2022 р. минає 110 років від дня народження Євгена Костянтиновича Лазаренка – видатного українського науковця й педагога, доктора геолого-мінералогічних наук, професора, академіка, талановитого організатора науки і освіти, активного громадсько-політичного діяча, заслуженого діяча науки і техніки України, почесного доктора *Nominis Causa* університету імені Марії Кюрі-Склодовської в Любліні (Польща), лауреата Державної премії УРСР у галузі науки і техніки та почесного члена НТШ (посмертно).

Наукова, освітня, організаційна і громадсько-політична спадщина Є. Лазаренка надзвичайно велика й різноманітна. Цій спадщині присвячено низку публікацій, серед яких бібліографічне видання “Євген Костянтинович Лазаренко” (1992) і два літературно-публіцистичні видання: “Академік Євген Лазаренко. Нарис про життєвий і творчий шлях, спогади, фотоальбом” (2005) та “Євген Лазаренко – видатна постать ХХ століття (до 100-річчя від дня народження)” (2012).

Презентована книга присвячена 110-річчю від дня народження Євгена Лазаренка і 170-річчю Мінералогічного музею його імені. Вона містить передмову, п’ять розділів, післямову, літературу й фотоальбом.

У життєвій і творчій біографії Є. Лазаренка виділено чотири головні періоди: харківсько-воронезький (30 років), уральський (два роки), львівський (25 років) і київський (десять років). У Львові Євген Лазаренко організував геологічний факультет (1945) і Львівське геологічне товариство (1945), заснував перше в Україні періодичне видання мінералогічного спрямування “Мінералогічний збірник” (1947) та інші видання, керував кафедрою мінералогії Львівського університету (1944–1969) і відділом мінералогії в Інституті геології корисних копалин АН УРСР (1951–1960), був деканом геологічного факультету (1945–1949), проректором з наукової роботи (1949–1950) і ректором університету (1951–1963). Євген Костянтинович опікувався підготовкою фахівців-геологів і науково-педагогічних кадрів через аспірантуру і залучення їх до активних мінералогічних досліджень, організував експедиційні виїзди на різні геологічні об’єкти в Україні й за її межами та наукові форуми різного рівня, публікації навчальних видань, монографічних праць і тематичних збірників. Так Львів став центром мінералогічної думки в Україні.

Євген Лазаренко багато зробив як ректор Львівського державного університету імені Івана Франка. В університеті відкрито нові факультети

(іноземних мов, журналістики), 36 навчальних і наукових лабораторій, шість музеїв, поліклініку, агробіологічну й географічну станції, стадіон на Погулянці, новий ботанічний сад, створено потужне видавництво, почали розвивати нові галузі науки й готувати фахівців з нових спеціальностей, налагоджено тісні міжнародні зв'язки й співпрацю з науковцями і творчою інтелігенцією Львова, України й сусідніх держав. З ініціативи ректора відбувалися зустрічі з українськими поетами, письменниками, композиторами (Максим Рильський, Олесь Гончар, Андрій Малишко, Ірина Вільде, Петро Козланюк, Анатолій Кос-Анатольський та ін.), щорічні Шевченківські вечори, періодичні Франківські конференції й літературні студії, відкрито кабінети шевченкознавства, франкознавства і мистецтвознавства, пам'ятні знаки і пам'ятники українським геніям – Маркіянові Шашкевичу, Іванові Франку, Лесі Українці. Львівський університет став центром українського національного відродження.

У Києві Є. Лазаренко продовжував активну науково-організаторську діяльність як директор Інституту геологічних наук АН УРСР (1969–1971), організатор і керівник відділу регіональної і генетичної мінералогії в Інституті геохімії і фізики мінералів АН УРСР (нині Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення імені М. П. Семененка НАН України), у 1970 р. заснував Українське мінералогічне товариство (УМТ) і два нові тематичні видання. З випускників геологічного факультету Львівського університету Євген Костянтинович створив дієздатний науковий колектив, з яким продовжував активні мінералогічні дослідження промислово важливих регіонів України, організовував періодичні виїзні сесії/наради УМТ й різноманітні конференції.

У другому розділі книги висвітлено найвагоміші фахові досягнення Є. Лазаренка: у Львові – захисти понад 20 кандидатських дисертацій його аспірантами; публікації фундаментальних монографічних зведень з мінералогії Західної Волині, Передкарпаття, Закарпаття, Поділля та монографій, присвячених основам генетичної мінералогії й агрономічним рудам України; підготовка і видання перших підручників з мінералогії; проведення низки наукових форумів різного рівня та публікація їхніх матеріалів; у Києві – вихід у світ фундаментальних монографій з мінералогії камерних пегматитів Волині, Донецького і Криворізького басейнів, Приазов'я; новаторська монографія, присвячена генетичній класифікації мінералів; видання тримовного “Мінералогічного словника” (співавтор О. Винар); публікації за редакцією Є. Лазаренка нових тематичних видань з регіональної і генетичної мінералогії та матеріалів виїзних сесій УМТ, присвячених різним проблемам мінералогії.

Проаналізовано також внесок Є. Лазаренка у розвиток і діяльність Мінералогічного музею, який нині носить його ім'я і цього року відзначає своє 170-річчя. Новий етап розвитку музею, фактично – його відродження розпочалося 1945 р. і пов'язане саме з іменем Є. Лазаренка, який тоді очолював кафедру мінералогії. Під час перевірки каталогів надходження взірців

виявилось, що в музеї після війни залишилась тільки половина від раніше зібраних колекцій. Для поповнення музею Євген Костянтинівич організував експедиційні й екскурсійні виїзди в різні регіони країни (Волинь, Карпати, Поділля, Урал, Забайкалля та ін.) співробітників, аспірантів і студентів кафедри мінералогії та інших кафедр геологічного факультету. Уже 1953 р. у зв'язку зі 100-літнім ювілеєм музею здобув статус самостійного підрозділу і згодом став одним із найліпших мінералогічних музеїв у закладах вищої освіти країни.

У третьому розділі книги наведено інформацію про презентації книги “Академік Євген Лазаренко. Нарис про життєвий і творчий шлях, спогади, фотоальбом” (автори нарису й упорядники О. Матковський, П. Білоніжка, В. Павлишин, 2005) і круглі столи, присвячені пам'яті Є. Лазаренка, які проведено з нагоди 350-річчя Львівського університету у грудні 2011 р. на геологічному факультеті і в університеті. У книзі вміщено 65 спогадів, авторами яких є відомі вчені, політичні діячі, літературознавці, сподвижники, друзі, учні й шанувальники Євгена Костянтинівича – Д. Возняк, Ю. Галабурда, І. Гель, М. Голубець, І. Денисюк, В. Здоровега, М. Косів, Д. Павличко, А. Скоць, О. Шаблій, А. Ясинська та ін. Книгу також презентували на засіданні екологічної секції Українського товариства охорони природи в Києві. Презентацію організував учень Є. Лазаренка, випускник геологічного факультету Львівського університету, канд. геол.-мін. наук О. Щириця.

Четвертий розділ книги присвячено відзначенню 100-річного ювілею Є. Лазаренка. До цієї дати опубліковано книгу “Євген Лазаренко – видатна постать ХХ століття” (автори доповідей і упорядники О. Матковський, П. Білоніжка, В. Павлишин, 2012). Вона містить тексти доповідей, оголошених на круглому столі 2011 р., і 30 спогадів про Євгена Костянтинівича геологів, філологів, фізиків, поетів, співаків (М. Байко, Ю. Брилинський, М. Голубець, В. Горинь, Я. Довгий, В. Зайцева, М. Косів, Г. Кульчицька, Р. Лубківський, Д. Павличко, М. Павлюк, М. Романюк, А. Содомора та ін.).

У квітні 2012 р. у Геологічному музеї Національного науково-природничого музею НАН України проведено наукову конференцію на тему “Такий різний світ мінералогії”, під час якої в залі “Мінералогія” відкрито вітрину “Академік Лазаренко Євген Костянтинівич” та організовано екскурсію в Музей коштовного і декоративного каміння Міністерства фінансів України (м. Хорошів на Житомирщині), у якому демонструють берил, названий іменем Є. Лазаренка. У вересні 2012 р. відбулися Сьомі наукові читання імені акад. Є. Лазаренка на тему “Розвиток ідей академіка Євгена Лазаренка в сучасній мінералогії”, матеріали яких опубліковано у двох випусках “Мінералогічного збірника” № 62 за 2012 р.

Двадцять четвертого грудня 2012 р. в ЛНУ імені Івана Франка проведено урочисту академію, присвячену 100-річчю від дня народження Є. Лазаренка. З доповідями і спогадами виступили О. Матковський, П. Білоніжка, Д. Павличко, І. Юхновський, М. Голубець, Ю. Сеньковський,

Я. Довгий, В. Павлишин, Г. Кульчицька, З. Булик. Відбулося погашення конверта і марки, що їх Укрпошта випустила до ювілею Є. Лазаренка. Аналогічну академію організували 26 грудня в ІГМР імені М. П. Семененка НАН України в Києві. На засіданні з доповідями і спогадами виступили О. Пономаренко, Д. Возняк, О. Матковський, Д. Павличко, В. Павлишин, А. Вальтер, Ю. Галабурда, І. Наумко.

П'ятий розділ презентованої книги має назву “Вшанування пам'яті Є. Лазаренка в українській мінералогічній науці”. Ідеться, передусім, про діяльність офіційно затвердженої (1994) наукової мінералогічної школи Євгена Лазаренка, “кістяк” якої становлять його безпосередні учні – львів'яни й кияни. Особливе місце посідають наукові читання імені академіка Євгена Лазаренка, яких відбулося вже одинадцять. Матеріали читань опубліковано окремими виданнями або в “Мінералогічному збірнику”. Читання значно збагатили мінералогічну науку й засвідчили фундаментальний характер наукової спадщини видатного вченого ХХ ст. – академіка Євгена Лазаренка.

Уже після смерті вченого побачив світ перший номер “Мінералогічного журналу” (давня мрія Євгена Костянтиновича). У 1983 р. Є. Лазаренкові присуджено Державну премію УРСР у галузі науки і техніки (посмертно). На честь Є. Лазаренка названо новий вид скам'янілої фауни з родини міліолід – *Nodobaculariella Lazarenkoi* Venglinski, sp. nov. та мінерал лазаренкоїт (водний арсеніт заліза й кальцію). Ім'я Лазаренка має вулиця у Львові й аудиторія на геолого-географічному факультеті Харківського національного університету імені В. Н. Каразіна. До 100-ліття вченого випущено пам'ятні медалі й календар. Засновано премію імені академіка Євгена Лазаренка для молодих учених (УМТ) та премію імені Є. К. Лазаренка за видатні результати в галузі мінералогії, кристалографії і петрографії (Відділення наук про Землю НАН України). На фасаді головного корпусу Львівського національного університету імені Івана Франка є меморіальна таблиця академіку Євгенові Лазаренку, а на будинку Інституту геохімії, мінералогії та рудоутворення імені М. П. Семененка НАН України – меморіальна дошка.

Євген Лазаренко – класик мінералогії ХХ століття. Він залишив понад 300 ґрунтовних статей, 10 фундаментальних монографій, найліпший для того часу підручник з мінералогії, тримовний “Мінералогічний словник” і потужну українську мінералогічну школу, яка успішно працює й нині. За словами академіка М. Голубця, “унікальність академіка Є. Лазаренка заслуговує не лише на те, аби про нього згадувати під час ювілейних дат і в біографічних нарисах. Його діяльність, позиція й поведінка мають стати зразком для сучасних інтелектуалів, працівників освіти, науки, культури, політики й державного будівництва”.

## **Наталія Бацевич<sup>1</sup>, Ігор Наумко<sup>1</sup>, Юрій Федоришин<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>*Інститут геології і геохімії горючих копалин НАН України,  
вул. Наукова, 3 а, Львів, Україна, 79060  
E-mail: igggk@mail.lviv.ua*

<sup>2</sup>*Львівське відділення УкрНДІгазу,  
вул. Стрийська, 144, Львів, Україна, 79026  
E-mail: fedoryshyn388@ukr.net*

### **ВНЕСОК АКАДЕМІКА ЄВГЕНА ЛАЗАРЕНКА У МІНЕРАЛОГІЮ ВИВЕРЖЕНИХ КОМПЛЕКСІВ ЗАХІДНОЇ ВОЛИНИ**

Всесвітньовідомий учений академік Євген Лазаренко уважав завдання мінералогічного вивчення території України сумірним за результатами з геологічним зніманням. Він розвивав ідеї славетного академіка Володимира Вернадського про те, що вивчення корисних копалин не можуть провадити ані винятково геологи, ані винятково мінералоги: потрібна їхня спільна праця, а також – однаковою мірою – хіміків, проте дослідження потрібно виконувати на мінералогічному, а не на геологічному ґрунті. Під керівництвом і за участю Є. Лазаренка провадили систематичні регіонально-мінералогічні дослідження, а видані за їхніми результатами монографії вже стали класичними. Першим таким фундаментальним зведенням стала видана 1960 р. монографія Є. К. Лазаренка, О. І. Матковського, О. М. Винар, В. П. Шашкіної, Г. М. Гнатіва “Мінералогія вивержених комплексів Західної Волині” [14].

Виклад фактичного матеріалу в книзі розпочинається з *історії мінералогічного дослідження*, яку автори розглядають у нерозривному зв'язку з геологічним і петрографічним вивченням регіону.

*Геолого-петрографічний нарис* ґрунтується на детальній геолого-структурній характеристиці й петрографічному описі докембрійських порід метаморфічного, житомирсько-кіровоградського та осницького інтрузивних і дайково-ефузивного комплексів Західної Волині, які є у складі давніх відкладів західного схилу північно-західної частини Українського щита (УЩ), а також залягають серед давніх відкладів його західного схилу. Особливу увагу звернуто на ефузивні породи основного складу, представлені, зокрема, базальтами масивної й мигдалекам'яної текстури. Базальтові тіла звичайно мають форму покривів потужністю від часток метра до кількох десятків метрів в асоціації з туфами, туфітами й туфобрекчіями та характерну стовпчасту окремість. Унікально пророчим виявився висновок авторів монографії про те, що “Особливості хімічного і мінералогічного складу, структури (незначна роль інтрателуричних утворень), геологічні умови залягання і утворення волинських базальтів повністю відповідають тим ознакам, які є характерними для порід трапових формацій” [14, стор. 74]. Цей висновок цілком підтвердили виконані пізніше дослідження [4–

б, 25 та ін.], завдяки яким у межах Волино-Поліського прогину й західної частини УЩ виявлено утворення типової трапової формації. Вони найповніше представлені волинською серією нижнього едіакарію, пов'язаною з ранньоедіакарським етапом трапового вулканізму.

Найбільшу увагу в монографії приділено *мінералогічній характеристиці* вивержених порід. Описано 85 мінералів різного генезису, які згруповано у відповідні класи. Серед самородних мінералів описано мідь і залізо з базальтів, графіт із гнейсів і пегматитів та діамант, серед сульфідів – пірит, марказит, молібденіт, халькопірит, галеніт, сфалерит, халькозин, антимоніт, борніт, серед оксидів – кварц (гірський кришталь, аметист, зернистий і метаколоїдний кварц), халцедон, кристобаліт, опал. Схарактеризовано гематит з гідротермально змінених базальтів, а також значно поширені в корі звітрювання гідроксиди Fe і Mn. Виявлено куприт, рутил, анатаз, ільменіт, магнетит і хроміт. Детально досліджено найпоширеніші мінерали класу силікатів, серед них мікроклін і плагіоклази (від альбіту до анортиту), рідше трапляються ортоклаз, санідин і анортоклаз. У базальтах досить поширені цеоліти – ломонтит, натроліт, томсоніт, гейландит, птілоліт, анальцим. У пегматитах часто трапляються залізистий турмалін (шерл) і гранат (піроп-альмандин і grosуляр). Особливу увагу приділено акцесорним мінералам – циркону і титаніту (сфену). З мінералів групи епідоту описано цоїзит, ортит і епідот. Серед піроксенів домінують діопсид, діопсид-авгіт і авгіт, гіперстен, серед амфіболів – рогова обманка. Докладно описано шаруваті силікати – каолініт, слюди (мусковіт і біотит), гідрослюди (гідромусковіт, гідробіотит, селадоніт). Визначено, що хлорити гідротермально-метасоматичного походження належать до пенін-делеситового ряду. Поширеніші колоїдалні хлоритоподібні мінерали об'єднано в групу хлорофеїтів. Серед мінералів групи монтморилоніту переважає нонтроніт. У базальтах і гранітоїдах трапляється палигорськіт. Виявлено також кордієрит, воластоніт, олівін, ловеніт, силіманіт, преніт, тальк і серпентин. Серед фосфатів виділено монацит і апатит. З карбонатів найпоширеніший кальцит (гідротермальний, гіпергенний і перевідкладений), у незначній кількості є доломіт, анкерит, малахіт, азурит. Сульфати представлені баритом і гіпсом, фториди – флюоритом, рідкісним акцесорним мінералом кіровоградських гранітів. Описано також вулканічне скло, палагоніти і продукти їхньої розкристалізації.

Під час опису *процесів мінералоутворення* автори монографії акцентували увагу на особливостях метасоматичного й пегматитового процесів в інтрузивних породах та магматичного й гідротермального – в ефузивних. У пегматитовому процесі виділено магматичну й метасоматичну стадії, а в формуванні базальтів – стадії протокристалізації та основної кристалізації, а також гідротермальну. Саме з цією стадією (під дією висхідних гідротермальних розчинів, які надходили з глибинного джерела і проходили через усю товщу вулканогенних порід) автори пов'язали утворення самородної міді в асоціації з кварцом за схемою: барит – кальцит – хлорит – кварц –

самородна мідь – кристобаліт – халцедон і кварцин – гематит. Цей висновок логічно доповнюють уперше отримані результати вивчення включень у кварці з гранітів, аплітів і пегматитів житомирсько-кіровоградського й осницького комплексів, а також з мигдалин у базальтах Довгого Поля [14]. Описано однофазові рідкі низькотемпературні включення в аметисті з жеод і мигдалин у корі звітрювання базальтів с. Берестовець [15].

Матеріали першого монографічного зведення з мінералогії й петрографії вивержених порід Західної Волині стали підґрунтям для подальших комплексних досліджень регіону. Дослідники детально вивчали і вивчають досі геологічну будову, мінералогічні, петрографічні, петрохімічні та інші особливості породно-рудних комплексів регіону [2, 8–11, 13, 18, 19, 27–29 та ін.]. Результати узагальнено у працях [7, 12, 16–18, 26 та ін.].

Акцентуємо увагу на дослідженнях особливостей флюїдного режиму мінералогенезу мідевісної трапової формації (за включеннями в мінералах), які проводили І. Бакуменко, М. Безугла, Д. Возняк, К. Деревська, О. Ємець, І. Квасниця, І. Лугова, В. Мельничук, Ю. Федоришин, В. Шумлянський та інші науковці. Значні можливості методів термобарогеохімії у з'ясуванні генетичних і прикладних питань формування трапової формації Волині ми довели на підставі узагальнення оригінальних результатів зазначених учених [20]. З урахуванням їхніх і наших даних [23, 24 та ін.] можна припустити такі оптимальні температурні параметри формування парагенезисів прожилково-вкрапленої мінералізації з анальцимом і кальцитом: 280–190 °С – для анальциму (за первинними включеннями) і 50–70 °С – для кальциту в базальтах заболотівської світи; 325–235 °С – для анальциму і 100–205 °С – для кальциту (за первинними включеннями) – у базальтах лучичівської товщі; 125–130 °С – для кальциту – у базальтах якушівської товщі. Отже, температурний інтервал гомогенізації включень ( $\leq 50$ –335 °С) збігається з літературними даними. Це свідчить про подібність значень температури післямагматичного мінералогенезу вулканітів усієї трапової формації Західної Волині [20, 24].

На термобарогеохімічних і петрохімічних засадах з урахуванням параметрів флюїдного режиму ефузивного процесу (за розплавними включеннями [1]) і гідротермально-метасоматичного процесу (за газово-рідкими включеннями [20, 23, 24]) ми запропонували нову флюїдно-ліквацийну гіпотезу походження самородномідного зруденіння [21, 22], передумови якої закладено в узагальнювальній праці [24]. Гіпотезу розвинуто в наступних працях [3, 31] у контексті важливості використання обґрунтованої фундаментальної ідеї з практичною метою. Подальші дослідження в регіоні сприятимуть деталізації умов формування самородномідного зруденіння в трапах з погляду оцінки їхнього міднорудного потенціалу; їхні результати можуть бути використані виробничими геологічними організаціями для оптимізації розшуково-розвідувальних робіт.

Отже, монографія “Мінералогія вивержених комплексів Західної Волині” і нині є потужним джерелом натхнення для геологів, які продов-

жують справу акад. Є. Лазаренка і провадять регіонально-мінералогічні дослідження не тільки на Волині, а й у інших регіонах України.

1. Бакуменко, И. Т., Федорышин, Ю. И. (2005). О расплавных включениях в плагиоклазе базальтов Волини. В *Минералогические музеи* (с. 213–214). Санкт-Петербург: Кафедра минералогии СПбГУ.
2. Бацевич, Н. В., Наумко, І. М., Білик, Л. К. (2016). Петрохімічні особливості вулканітів трапової формації зони зчленування Волинського палеозойського підняття і Волино-Подільської монокліналі. *Геодинаміка*, 1 (20), 75–93.
3. Бацевич, Н. В., Федоришин, Ю. І., Наумко, І. М. (2022). Петрографічні особливості базальтів лучичівської світи трапової формації едіакарію Західної Волині у зв'язку з міденосністю. *Current issues and prospects for the development of scientific research: Proceedings of the 5<sup>th</sup> Intern. Sci. and Pract. Conf. (Orléans, France 19–20.04.2022). Scientific Collection "InterConf"*, 318. DOI: 10.51582/interconf.19-20.04.2022.032.
4. Великанов, В. А., Асеева, Е. А., Федонкин, М. А. (1983). *Венд Украины*. Киев: Наук. думка.
5. Воловник, Б. Я. (1990). Терригенно-вулканогенная формация. Нижний венд. В И. И. Чебаненко (отв. ред.), *Геотектоника Волино-Подольи* (с. 76–83). Киев: Наук. думка.
6. Воловник, Б. Я. (1975). Трапповая формация Волино-Подольи. *Тектоника и стратиграфия*, 8, 28–33.
7. Гожик, П. Ф. (гол. ред.) (2013). *Стратиграфія верхнього протерозою і фанерозою України. У 2-х т. Т. 1. Стратиграфія верхнього протерозою, палеозою та мезозою України*. Київ: ІГН НАН України; Логос.
8. Деревська, К. І. (2008). *Палеогеотермальний режим літогенезу та гіпогенного рудоутворення в межах Балтійсько-Дністровської перикратонної зони прогинів в рифей-фанерозої*. Автореф. дис. на здобуття наук. ступеня д-ра геол. наук: 04.00.21 / Інститут геологічних наук. Київ.
9. Деревська, К. І., Безугла, М. В., Радзівіл, В. Я., Александров, О. Л. (2001). Температурний режим формування мідної мінералізації в трапах Волині. У *Наук. праці Ін-ту фундамент. досліджень* (с. 48–52). Київ: Знання України.
10. Деревська, К. І., Шумлянський, Л. В., Август, Ч., Безугла, М. В. (1999). Хлоритизація у проявах самородномідної мінералізації у породах трапової формації венду на Волині. У *Наук. праці Ін-ту фундамент. досліджень* (с. 123–130). Київ: Знання України.
11. Квасниця, І. (2000). Про походження самородної міді з вендських вулканітів Західної Волині. *Геолог України*, 3, 40–51.
12. Квасниця, І. В., Павлишин, В. І., Косовський, О. Я. (2009). *Самородна мідь України: геологічна позиція, мінералогія і кристалогенезис*. Київ: Логос.

13. Косовський, Я. О., Косовська, О. П. (2005). До мінералогії трапів Волино-Поділля. У *Проблемні питання геологічної освіти та науки на порозі ХХІ століття. Тези доп. наук. конф.* (с. 53–54). Львів: ЛНУ.
14. Лазаренко, Є. К., Матковський, О. І., Винар, О. М., Шашкіна, В. П., Гнатів, Г. М. (1960). *Мінералогія вивержених комплексів Західної Волині*. Львів: Вид-во Львів. ун-ту.
15. Мартынова, С. С. (1955). Аметист в коре выветривания базальтов Волини. *Минерал. сб.*, 9, 300–303.
16. Мельничук, В. (2008). Мінералогічні критерії міденості вендських трапів Волино-Поділля. *Мінерал. сб.*, 58 (1–2), 134–142.
17. Мельничук, В. Г. (2010). *Геологія та міденість нижньовендських трапових комплексів південно-західної частини Східноєвропейської платформи*. Автореф. дис. на здобуття наук. ступеня д-ра геол. наук: 04.00.01 / Інститут геологічних наук. Київ.
18. Мельничук, В. Г., Поліщук, А. М., Мельничук, Г. В. (2011). Мінералогічні особливості та зруденіння нижньовендських трапових комплексів південно-західної частини Східноєвропейської платформи. *Мінерал. журн.*, 33 (4), 91–100.
19. Мисяк, І., Скакун, Л., Мельничук, В. (2012). Магматична кристалізація і становлення текстур лавових потоків лучичівських та якушівських верств волинської серії. *Мінерал. сб.*, 62 (2), 111–127.
20. Наумко, І., Федоришин, Ю., Нестерович, Н. (2012). Вплив ідей академіка Євгена Лазаренка на розвиток досліджень особливостей флюїдного режиму мінералогенезу мідевмісної трапової формації нижнього венду Західної Волині. *Мінерал. сб.*, 62 (2), 4–17.
21. Наумко, І. М., Федоришин, Ю. І., Бацевич, Н. В. (2016). Флюїдно-ліквацийна гіпотеза походження самородномідної мінералізації у вулканітах трапової формації Західної Волині. *Доп. НАН України*, 9, 69–78. <https://dx.doi.org//10.15407/dopovid2016.09.069>.
22. Наумко, І. М., Федоришин, Ю. І., Бацевич, Н. В. (2017). Нова флюїдно-ліквацийна гіпотеза походження самородномідної мінералізації у вулканітах трапової формації Західної Волині (Україна). *East European Scientific Journal*, 4 (20) (1), 41–50.
23. Наумко, І. М., Федоришин, Ю. І., Нестерович, Н. В., Телепко, Л. Ф., Сахно, Б. Е. (2013). Умови формування прожилково-вкрапленої мінералізації у відкладах лучичівської товщі трапової формації зони зчленування Волинського палеозойського підняття і Волино-Подільської моноклінали Західної Волині. *Доп. НАН України*, 10, 116–123.
24. Нестерович, Н. В. (2014). *Геохімія флюїдів середовища формування міденосних парагенезів у вулканітах трапової формації зони зчленування Волинського палеозойського підняття і Волино-Подільської моноклінали*. Автореф. дис. на здобуття наук. ступеня канд. геол. наук (прирівнюється до доктора філософії): 04.00.02 / ІГТГК НАН України. Львів.

25. Приходько, В. Л., Косовский, Я. А., Иванив, И. Н. (1993). Перспективы меденосности вулканогенных образований волинской серии Луковско-Ратновской горстовой зоны. *Геол. журн*, 4, 138–143.
26. Руденко, К. В., Деревська, К. І., Приходько, В. Л., Слободян, Б. І., Александров, О. Л. (2017). *Самородна мідь вулканогенних формацій світу*. Київ: Логос.
27. Скакун, Л., Ткачук, А., Мельничук, В. (2003). Типи цеолітових асоціацій в гідротермальних утвореннях волинської серії. *Мінерал. зб.*, 53 (1–2), 4–13.
28. Шумлянський, В. О., Кузнєцова, С. В., Деревська, К. І., Рожков, О. В. (1988). Тектонічний прояв і мінералізація Тетерівського розлому у платформеному чохлі на західному схилі Українського щита. *Доп. АН УРСР*, 5, 24–26.
29. Bakun-Czubarow, N., Bilowolska, A., Fedoryshyn, Yu. (2002). Neoproterozoic flood basalts of Zabolotta and Babino Beds of the volcanogenic Volhynian Series and Polesie Series dolerites in the western margin of the East European Craton. *Acta Geologica Polonica*, 52 (4), 481–496.
30. Naumko, I., Batsevych, N., Fedoryshyn, Yu., Pavlyuk, M., Myshchysyn, Yu., Repyn, I. (2021). Peculiarities of the distribution of thickness and paleo-surface relief of basalts of Luchychi strata (Western Volyn). *Geodynamics*, 1 (30), 36–47. doi.org/10.23939/jgd 2021.01.036.

**Наталія Білик<sup>1</sup>, Ірина Побережська<sup>1</sup>, Лариса Генералова<sup>1</sup>, Олег Гнилко<sup>2</sup>, Баянсулуу Тербишалієва<sup>3</sup>**

<sup>1</sup>Львівський національний університет імені Івана Франка,  
вул. Грушевського, 4, Львів, Україна, 79005  
E-mail: nataliya.bilyk@lnu.edu.ua; iryna.poberezhska@lnu.edu.ua;  
larisa.hegeneralova@lnu.edu.ua

<sup>2</sup>Інститут геології і геохімії горючих копалин НАН України,  
вул. Наукова, 3 а, Львів, Україна, 29060  
E-mail: ohnilko@yahoo.com

<sup>3</sup>Інститут геології ім. М. М. Адишева НАН Киргизької Республіки,  
бульвар Еркіндик, 30, Бішкек, Киргизька Республіка, 720040  
E-mail: bayansuluu2011@mail.ru

### **КАЛІЙ-БАРІЄВА МІНЕРАЛІЗАЦІЯ В ГАБРОЇДАХ ХАЙДАРКАНСЬКОГО РУДНОГО ПОЛЯ (ПІВДЕННИЙ ТЯНЬ-ШАНЬ)**

Досліджувана територія розташована в Актурському субпокрові, який є складовою частиною регіонального Ош-Уратюбинського покриву північної Букантау-Кокшаальської гілки Південно-Тянь-Шанського складчастопокривного пояса [2]. Ош-Уратюбинський покрив належить до нижніх

покривів складчастого пояса, серед яких виокремлюють три покривні одиниці: 1) субпокрив, представлений пелагічними, головню глибоководними відкладами  $S-C$ ; 2) субпокрив, у розрізі якого наявні платформні карбонатні утвореннями  $S-C_2$  (власне Актурський субпокрив), що залягають на кембрійських туфах і карбонатних породах дедебулацької світи, які перекривають островодужні базальтоїди чонкойської світи; 3) “теригенний” субпокрив, представлений сланцями, турбідитами і дебрис-олістостромовими теригенними утвореннями  $S-D$ .

Верхній покрив складений з двох головних одиниць (згори донизу): Канського покриву, представленого силурійськими й девонськими метапісковиками, metabазальтами, зеленими сланцями з офіолітами, і Киргизатинського покриву, представленого девонськими внутрішньоплитними базальтами й пелагічними утвореннями  $S-C$  [1, 2].

Параавтохтон складений, головню, мілководними шельфовими доломітами й вапняками  $D-C_2$ , які належать до Алайського мікроконтиненту [1, 2].

Актурський субпокрив на досліджуваній території перекритий верхніми океанічними покривами (Улуг-Тау і Хайдарканське рудні поля) і залягає на нижньому силурійсько-девонському “теригенному” субпокриві, у складі якого домінують теригенні сланці пульгонської світи (яр Зархар-Сай) або наявні кембрійські островодужні габроїди (яр Ішме-Сай). Між Актурським і “теригенним” субпокривами, завдяки тектонічним деформаціям, що контролювали їхнє формування, розвинений поліміктовий меланж.

Ми досліджували речовинні особливості магматичних порід, які вперше виявили в поліміктовому меланжі на межі Актурського “карбонатного” і “теригенного” субпокривів. Особливу увагу приділено калій-барієвій мінералізації в габроїдах.

Мінеральний склад і структурно-текстурні особливості порід вивчали в прозорих шліфах під мікроскопом фірми “Olympus”. Склад окремих мінералів і мікроструктуру порід досліджували за допомогою сканувального електронного мікроскопа РЕММА-102-02 (Суми, Україна), обладнаного енерго-дисперсійним аналізатором “EDAR”, у лабораторії фізичного факультету ЛНУ імені Івана Франка.

Петрографічні дослідження засвідчили, що основні магматичні породи з зони меланжу були змінені за умов зеленосланцевої фації метаморфізму, проте в них частково збереглися первинні крупнозернисті й порфіроподібні структури.

Під мікроскопом мінеральний склад зміненого офітового олівінового габро такий: плагіоклаз (60–70 %), піроксен, карбонат, хлорит, ільменіт, вторинні мінерали – біотит, серицит, епідот. Згідно з результатами мікрозондового аналізу, порода складена К-Ва польовими шпатами, альбітом, хлоритом, піроксеном, кальцитом, баритом, ільменітом; акцесорні мінерали – апатит, титаніт, рутил.

К-Ва польові шпати розвинуті, вірогідно, по первинних видовжено-призматичних і таблитчастих зернах плагіоклазів (рис. 1, а) і утворюють виділення неправильної форми в хлоритовій масі (див. рис. 1, б).

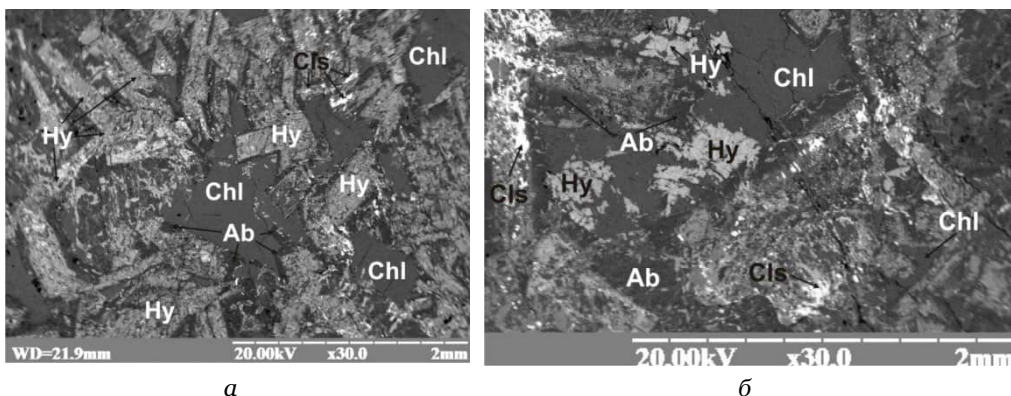


Рис. 1. Форми виділення К-Ва польових шпатів, BSE-зображення. Мінерали: Hy – гіалофан, Cls – цельзіан, Chl – хлорит, Ab – альбіт.

Згідно з результатами мікроаналітичних досліджень (див. таблицю і рис. 2), калій-барієві польові шпати представлені, головню, гіалофаном, рідше трапляється цельзіан (два аналізи).

Хімічний склад (мас. %) і формульні коефіцієнти К-Ва польових шпатів

Компоненти	Взірець 210514-5, номер аналізу								
	3	5	8	9	14	18	21	23	25
SiO <sub>2</sub>	59,43	60,10	36,76	58,32	59,47	61,23	59,43	58,94	52,73
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,35	20,49	25,58	20,22	19,40	19,26	19,84	20,19	22,30
FeO	0,09	0,29	0,16	0,07	0,06	0,36	0,28	0,14	0,18
MnO	0,09	0,10	0,30	0,14	0,46	0,15	0,00	0,42	0,16
MgO	1,03	1,13	1,57	1,25	1,40	0,63	1,14	1,03	1,09
CaO	0,48	0,31	1,36	0,51	0,26	0,32	0,20	0,44	0,28
BaO	7,47	6,05	31,22	7,53	7,21	5,75	7,43	7,12	15,03
Na <sub>2</sub> O	1,15	1,54	1,15	1,20	1,19	0,91	0,63	1,49	1,22
K <sub>2</sub> O	9,91	9,99	1,93	10,78	10,53	11,38	11,04	10,24	7,01
Разом	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
K	0,61	0,61	0,14	0,67	0,65	0,70	0,68	0,63	0,45
Na	0,11	0,14	0,13	0,11	0,11	0,08	0,06	0,14	0,12
Ba	0,14	0,11	0,72	0,14	0,14	0,11	0,14	0,14	0,30
Ca	0,02	0,02	0,09	0,03	0,01	0,02	0,01	0,02	0,02
Разом	0,88	0,88	1,08	0,95	0,91	0,90	0,89	0,93	0,89
Si	2,83	2,83	2,13	2,80	2,84	2,89	2,84	2,82	2,65
Al	1,16	1,15	1,77	1,16	1,11	1,09	1,13	1,15	1,34
Разом	3,99	3,99	3,89	3,96	3,95	3,98	3,98	3,97	3,98
Ab	12,15	16,20	12,15	11,86	12,27	9,35	6,67	14,99	13,56
An	2,83	1,79	7,92	2,81	1,46	1,84	1,17	2,46	1,71
Kfs	69,03	69,15	13,39	70,26	71,28	76,88	76,37	68,03	51,08
Cls	15,99	12,86	66,54	15,07	14,99	11,92	15,79	14,52	33,65

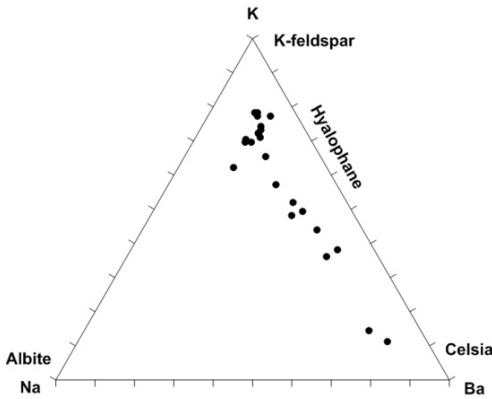


Рис. 2. Хімічний склад К-Ва польових шпатів у трикомпонентній системі К-Ва-На (мінали, %) [3].

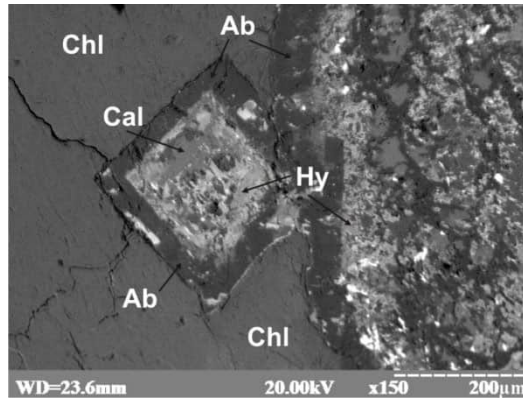
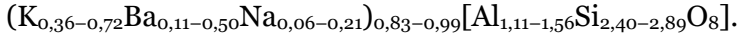
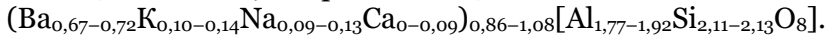


Рис. 3. Змінене зерно плагіоклазу в хлоритовій масі, BSE-зображення; Cal – кальцит.

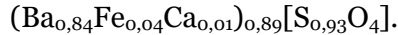
Кристалохімічна формула гіалофану (21 аналіз) така:



Кристалохімічна формула цельзіану за даними двох аналізів така (взірець 210514-1, аналіз 19; взірець 210514-5, аналіз 8):



Барит формує поодинокі зерна ізометричної форми розміром до 0,02 мм. Хімічний склад бариту за результатами мікроаналітичних досліджень такий, мас. %: SiO<sub>2</sub> – 3,41; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 0,98; FeO – 1,40; MgO – 0,22; CaO – 0,19; BaO – 59,40; SO<sub>3</sub> – 34,40. Кристалохімічна формула бариту:



Отже, завдяки виконаним мінералого-петрографічним дослідженням уперше виявлено К-Ва польові шпати (гіалофан, цельзіан) і барит у габроїдах з поліміктового меланжу між Актурським і “теригенним” субпокривами нижніх покривів Південно-Тянь-Шанського складчасто-покровного пояса (у районі Улуг-Тау і Хайдарканського рудних полів). Наявність калій-барієвих польових шпатів у змінених габроїдах не виключає активної взаємодії між утвореною породою і залишковими порціями магми пізніх стадій. Зміни в первинних плагіоклазах (альбітизація, вторинна зональність) можуть свідчити про те, що кристалічні кумуляти габроїдів реагували або з магматичними розплавами пізньої стадії, або з пізнішими ексаляційними гідротермальними розчинами. Флюїди могли бути генеровані в процесі субдукційних процесів під час становлення покривів Південно-Тянь-Шанського складчасто-покровного пояса і формування пізньопалеозойських гранітоїдних комплексів.

1. Alexeiev, D. V., Biske, G. S., Kröner, A., Tretyakov, A. A., Kovach, V. P., & Rojas-Agramonte, Y. (2020). Ediacaran, Early Ordovician and early Silurian arcs in the South Tianshan orogen of Kyrgyzstan. *J. Asian Earth Sci.*, 190, 104–194. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2019.104194>

2. Biske, Yu. S., Alexeiev, D. V., Ershova, V. B., Priyatkina, N. S., DuFrane, S. A., & Khudoley, A., K. (2019). Detrital zircon U-Pb geochronology of Middle Paleozoic sandstones from the South Tianshan (Kyrgyzstan): implications for provenance and tectonic evolution of the Turkestan Ocean. *Gondwana Res.*, 75, 97–117. <https://doi.org/10.1016/j.jgr.2019.04.010>
3. Essene, E. J., Clafin, C. L., Giorgetti, G., Mata, P. M., Peacor, D. R., Árkai, P., & Rathmell, M. A. (2005). Two-, three- and four-feldspar assemblages with hyalophane and celsian: implications for phase equilibria in  $\text{BaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ – $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ – $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ – $\text{KAlSi}_3\text{O}_8$ . *Eur. J. Mineral.*, 17, 515–535.

## **Петро Білоніжка**

*Львівський національний університет імені Івана Франка,  
вул. Грушевського, 4, Львів, Україна, 79005  
E-mail: decanat.geology@ukr.net*

## **ТРОЯНДИ І ТЕРНИ В ЖИТТІ ЄВГЕНА ЛАЗАРЕНКА**

Молоді роки Є. Лазаренка минули в Харкові. Оскільки тоді у його батьків були матеріальні труднощі, то Євген уже в 15 років пішов працювати. Він навчався на вечірніх курсах підготовки до вступу в Харківський університет. В автобіографії, написаній у Львові 1944 р., зазначав, що батько був робітником, вантажником (помер 1939 р.), а мати – домогосподаркою.

У 1934 р. Є. Лазаренко закінчив геолого-географічний факультет Харківського університету і поступив в аспірантуру в Харківський науково-дослідний інститут геології. У 1937 р. захистив кандидатську дисертацію. Незважаючи на дефіцит наукових кадрів, його не прийняли на роботу в Інститут. Імовірно, була якась “провина” його батька. Євген був змушений працювати інженером у Водоканалтресті. Це були важкі роки в його житті.

Завдяки старанням професора Д. Соболева, Євгена Лазаренка за конкурсом прийняли на посаду доцента кафедри мінералогії і петрографії Воронежського університету. У 1942 р. сім'ю Лазаренків евакуювали на Урал. Після звільнення України від німецько-фашистських загарбників Є. Лазаренко приїхав до Львова і став доцентом природничого факультету Львівського університету, де було відділення геології. Уже через два місяці він організував геолого-географічний факультет, який наступного року було розділено на географічний і геологічний факультети.

З великим ентузіазмом молодий доцент, декан геологічного факультету взявся за відбудову зруйнованих війною кафедри мінералогії й мінералогічного музею та виявив неабиякий організаторський талант. У 1946 р. заснував Львівське геологічне товариство (ЛГТ) [1]. Завдяки госпдоговірним роботам ЛГТ почало видавати наукові праці з різних напрямів геології, а пізніше – наукові збірники. У 1948 р. Євген Костянтинівич захистив докторську дисертацію і став професором.

У 1949 р. Є. Лазаренка призначили проректором з наукової роботи, а 1951 р. – ректором Львівського університету, тоді ж він став членом-кореспондентом АН УРСР. Саме в цей час розквітнув його творчий і організаторський талант. З ініціативи й за сприяння і допомоги Євгена Костянтиновича в університеті було відкрито нові кафедри, факультети, музеї, науково-дослідні лабораторії, побудовано стадіон, гуртожитки для студентів, спортивно-оздоровчий табір “Карпати” в Закарпатті, організовано різноманітні гуртки студентської художньої самодіяльності, літературну студію та ін. Це був золотий період Львівського університету і чи не найліпший час у житті Євгена Лазаренка.

Є. Лазаренко читав лекції і, якщо була змога, писав наукові праці українською мовою, заохочував своїх аспірантів писати дисертації українською.

Ректор Є. Лазаренко запрошував в університет на зустрічі зі студентами відомих учених, поетів, митців. Особливо дружні відносини в нього були з мінералогом Миколою Беловим, поетами Максимом Рильським, Андрієм Малишком, композитором Анатолієм Кос-Анатольським та ін. [2, 3].

Є. Лазаренко любив життя, любив жінок і до них ставився з повагою. На засіданні кафедри мінералогії (з нагоди чийогось дня народження) любив піднімати тост “За наше славне жіноцтво!” Чоловіки вставали, а жінки сиділи. Цитував напам’ять вірші Т. Шевченка, І. Франка, О. Олеся. Наприклад, поезія Олександра Олеся “Чари ночі” [4]:

Сміються, плачуть солов’ї  
І б’ють піснями в груди:  
Цілуй, цілуй, цілуй її, –  
Знов молодість не буде!

Ти не дивись, що буде там,  
Чи забуття, чи зрада:  
Весна іде назустріч вам,  
Весна в той час вам рада ...

Лови летючу мить життя!  
Чаруйсь, хмелій, впивайся  
І серед мрій і забуття  
В розкошах закохайся...

І сміло йди під дзвін чарок  
З вогнем, з піснями в гості  
На свято радісне квіток,  
Кохання, снів і млості.

Загине все без вороття:  
Що візьме час, що люди,  
Погасне в серці багаття,  
І захолянуть груди ...

Згадаємо і вірш Івана Франка “Не забудь, не забудь” [5]:

Не забудь, не забудь  
Юних днів, днів весни, –  
Путь життя, темну путь  
Проясняють вони.

Злотих снів, тихих втіх,  
Щирих сліз і любови,  
Чистих поривів всіх  
Не встидайсь, не губи!

Бо минуть – далі труд  
В самоті і глуші,  
Мозолі наростуть  
На руках і душі ...

Є. Лазаренко 1956 р. організував в університеті конференцію з нагоди відзначення 100-річчя від дня народження Івана Франка з виїздом у Дрогобич, Нагуєвичі і Криворівню (рис. 1).



Рис. 1. Біля літературно-меморіального музею Івана Франка в с. Криворівня, 1956.  
Праворуч: М. Коцюбинська (перша), Є. Лазаренко (другий), Т. Франко (третій),  
ліворуч – В. Дмитрук (перша), П. Хоткевич (друга).

У 1961 р. в університеті широко відзначали 150-річчя від дня народження Маркіяна Шашкевича, будителя національної свідомості, та 300 років від заснування Львівського університету. Великого резонансу набули шевченківські й новорічні вечори, організовані студентами університету за підтримки ректора Є. Лазаренка. Тоді актові зали не могли вмістити всіх бажаючих. У грудні 1962 р. в університеті відзначали 50-річчя від дня народження Євгена Лазаренка. В урочистостях взяли участь представники багатьох університетів та інститутів України і всієї держави, інших країн, творчих спілок, студентська молодь та ін. [2]. Усе це дуже не сподобалося партійному керівництву університету, міському і обкому партії та ЦК КПУ. В університеті почалися перевірки наукової й педагогічної роботи, і комісії завжди знаходили якійсь “недоліки”.

У 1963 р. Є. Лазаренко організував наукову конференцію до 50-річчя смерті Лесі Українки з виїздом на Волинь (Луцьк, Ковель, Колодяжне, Скулин) (рис. 2). У своєму виступі ректор уже в котрий раз висловив невдоволення станом функціонування української мови, недбалістю ставленням до збереження історичної і культурної спадщини українського народу. Цей виступ переповнив “терпіння” тодішнього партійного керівництва, і Є. Лазаренка терміново викликали в Київ на засідання ЦК КПУ, де нещадно його критикували, винесли сувору догану і зняли з посади ректора Львівського університету.



Рис. 2. Під час святкування ювілею Лесі Українки.

Варвара Дмитрук (товаришка дитячих років Лесі Українки, у центрі), Марія Байко, Анатолій Кос-Анатольський (перший ліворуч), Євген Лазаренко (другий ліворуч), 1963.

Дев'ятого вересня 1963 р. в актовій залі університету відбулися закриті партійні збори, на яких Є. Лазаренка різко критикували як українського буржуазного націоналіста. Євген Костянтинович сидів у першому ряді, а біля нього вже ніхто не сідав, бо боялися. Член парткому університету професор

О. Зашкільняк задавав йому провокаційні запитання: “Від кого чи від чого треба захищати українську мову?”

Після цього чимало викладачів і співробітників факультету відвернулися від Євгена Костянтиновича, намагалися не помічати. Під час засідання президії Львівського геологічного товариства, на якому обговорювали новий статут товариства, хтось із членів президії запропонував порадитися з Є. Лазаренком. На це зауваження акад. О. Вялов відповів: “А за чем? Теперь он ничто”. А один викладач у розмові зі мною вигукнув: “До каких пор эта лазаренковщина будет существовать на факультете?”

До літа 1969 р. Є. Лазаренко працював професором кафедри мінералогії. Він часто заходив до нас у Проблемну геохімічну лабораторію, де разом зі мною працювали О. Винар, У. Феношин, Ю. Мельник, М. Габінет. Ми співчували йому і допомагали в науковій роботі. Одного разу наприкінці робочого дня Є. Лазаренко зайшов до нас у лабораторію, і ми довго розмовляли про ситуацію на факультеті. Тоді він задумався і прочитав напам'ять вірш Тараса Шевченка “Не так ті вороги” [6]:

Не так ті вороги,  
Як добрії люди –  
І окрадуть жалкуючи,  
Плачучи осудять.  
І попросять тебе в хату,  
І будуть вітати,  
І питать тебе про тебе,  
Щоб потім сміятись,  
Щоб з тебе сміятись,  
Щоб тебе добити ...  
Без ворогів можна в світі  
Як-небудь прожити.  
А ці добрі люди  
Найдуть тебе всюди,  
І на тім світі, добряги,  
Тебе не забудуть.

Після зняття Євгена Костянтиновича з посади ректора Львівського університету йому було вже важко працювати у Львові. Його життєвий шлях став тернистим. Улітку 1969 р. Є. Лазаренко прийняв пропозицію ЦК КПУ очолити в Києві Інститут геології АН УРСР, де тоді був застій у розвитку науки. Євген Лазаренко покинув Львів і разом з сім'єю переїхав до Києва...

1. Билонижка, П. М. (1991). Вклад Е. К. Лазаренко в организацию, научную и издательскую деятельность Львовского геологического общества. В *История минералогических исследований на Украине* (с. 138–142). Киев: Наук. думка.

2. Білоніжка, П., Гудима, Ю. (2012). Ректор Євген Лазаренко в історії Львівського університету. *Мінерал. зб.*, 62 (2), 294–304.
3. Матковський, О., Білоніжка, П., Павлишин, В. (автори доп. і упорядники). (2012). *Євген Лазаренко – видатна постать ХХ століття*. Львів: ЛНУ імені Івана Франка.
4. Олесь, О. (2009). *Українська інтимна лірика*. Київ: Школа, 87–88.
5. Франко, І. (1981). *Твори у двох томах. Т. 1*. Київ: Дніпро, 37.
6. Шевченко, Т. (1978). *Твори в п'яти томах. Т. 2*. Київ: Дніпро, 136.

## **Валерій Євтехов, Сергій Тіхлівець, Світлана Тіхлівець**

*Криворізький національний університет,  
вул. Пушкіна, 44, Кривий Ріг, Україна, 50002  
E-mail: evtekhov@gmail.com*

### **ЕПІГЕНЕТИЧНІ ПРОЦЕСИ ЯК ЧИННИК ВПЛИВУ НА СТІЙКІСТЬ ГІРНИЧИХ МАСИВІВ ПІВНІЧНОГО ЗАЛІЗОРУДНОГО РАЙОНУ**

У Північному залізорудному районі Криворізького басейну розташовані Первомайське і Ганнівське родовища бідних магнетитових руд, на яких інтенсивно виявлені епігенетичні процеси – натрієвий метасоматоз, гіпергенез, контактний метасоматоз тощо. Вони активно впливали на мінералогічне й геохімічне різноманіття гірських порід і руд обох родовищ. Це зумовило варіативність фізичних і технічних характеристик руд і порід та різну стійкість гірничих масивів під час буро-вибухових і добувних робіт [2–4], наприклад, перед гірничими службами гірничодобувних комбінатів гостро стоїть питання стійкості бортів кар'єрів.

**Натрієвий метасоматоз** спричинив утворення натрієвих піроксенів (головно, егірину) і амфіболів (рибекіту, магнезіорибекіту, кроситу), а також альбіту [1, 6]. Метасоматичні тіла, зазвичай, супроводжуються ореолами окварцювання вмісних залізистих кварцитів. Саме такі зони активно впливають на стійкість гірничих масивів. Значно менше поширені високоглиноземні альбітові метасоматити – звичайно в частинах сланцевих горизонтів, прилеглих до тіл егіринових і рибекітових метасоматитів.

У метасоматитах виявлено мінералогічну зональність, яка накладена на давнішу аутигенно-метаморфогенну зональність продуктивної товщі Ганнівського й Первомайського родовищ [5]. Під час вивчення мінерального складу епігенетично змінених залізистих кварцитів продуктивної товщі обох родовищ зафіксували таку закономірність:

– вміст магнетиту поступово збільшується в напрямі від центральних до периферійних зон усіх натрієвих метасоматитів (у середньому від 23 до 28 об'ємних (об.) %), що зумовлене частковим заміщенням рудного мінералу метасоматичними;

– максимальне значення вмісту егірину (44,25 об. %) характерне для центральної зони метасоматичних тіл, утворених по залізнослюдково-магнетитових кварцитах, що пов'язано з ефективним метасоматичним заміщенням егірином кварцу, залізної слюдки і, частково, магнетиту. У метасоматичних тілах, утворених по магнетитових, кумінгтоніт-магнетитових і магнетит-кумінгтонітових кварцитах, центральним зонам також притаманний найбільший уміст егірину. У напрямі до периферії тіл його вміст зменшується до мінімальних значень;

– найбільший уміст рибекіту (46,52 об. %) характерний для зони рибекітизації метасоматитів, утворених по кумінгтоніт-магнетитових кварцитах. Це зумовлене значною кількістю в первинних залізистих кварцитах силікатів (кумінгтоніт), які в процесі метасоматозу легко заміщуються натрієвим амфіболом;

– кількість кварцу збільшується від зон егіринізації метасоматичних тіл до зон їхнього окварцювання (у середньому від 11 до 55 об. %). У незмінених залізистих кварцитах кварцу менше (у середньому 49 об. %), а максимальне значення (60,15 об. %) характерне для зон окварцювання метасоматитів, утворених з залізнослюдково-магнетитових кварцитів. Це пов'язане з “витісненням” відпрацьованими метасоматизувальними лужними розчинами кремнезему з тилових метасоматичних зон рибекітизації й егіринізації в напрямі до периферії утворених метасоматичних тіл (рис. 1);

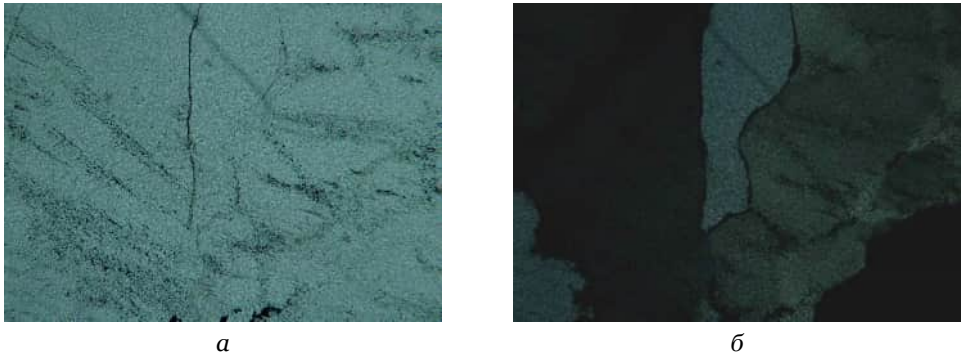


Рис. 1. Зона окварцювання в залізистих кварцитах,  $\times 50$ :  
а – без аналізатора; б – з аналізатором.

Суттєві мінералогічні перетворення спричинили зміни міцнісних показників руд. Унаслідок активної міграції кремнезему відбувалось заліковування тріщин та інших порожнин вторинним кварцом, що, за М. Протод'яконовим, приводить до підвищення міцності порід за зростання стійкості гірничих масивів.

**Вплив контактового метасоматозу** розглянемо на прикладі Ганнівського родовища. У його межах наявні граніти, які найактивніше вплинули на локалізацію залізорудних покладів, їхню морфологію, а в

приконтактних зонах – на мінеральний та хімічний склад залізистих порід і, як наслідок, на стійкість гірничих масивів.

Вплив гранітоїдів на породи залізисто-кременистої формації виявлений в утворенні мінеральних асоціацій, характерних для натрієвих метасоматитів [1, 5]. В екзоконтактних зонах дайкового тіла, крім первинних магнетиту, залізної слюдки й кумінгтоніту, виявлено егірін, рибекіт і тетраферібіотит. Під час мінералогічного картування контактних ореолів дайки за керном розвідувальних свердловин і у відслоненнях західного й північного бортів Ганнівського кар'єру [4] зроблено висновок про їхню зональну будову (рис. 2).

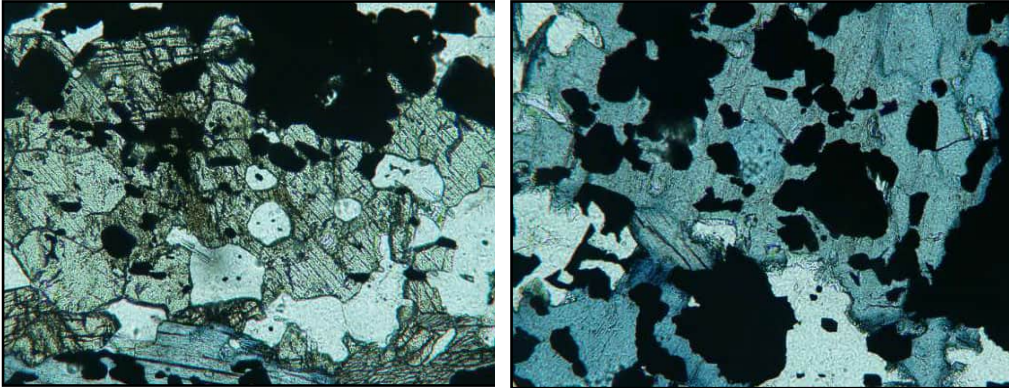


Рис. 2. Егірінізація (а) і рибекітизація (б) в ендоконтактних зонах дайки, без аналізатора,  $\times 50$ .

В узагальненому вигляді зональність така (у напрямі від поверхні контакту до незмінених вмисних залізистих кварцитів): зона егірінізованих магнетитових кварцитів, зона рибекітизованих магнетитових кварцитів, зона окварцьованих магнетитових кварцитів, незмінені магнетитові кварцити. Кристали новоутворених мінералів формувалися, головню, уздовж січних тріщин і поверхонь контактів рудних та нерудних прошарків залізистих кварцитів з поступовим захопленням об'єму спочатку рудних, а потім нерудних прошарків.

Метасоматичні процеси супроводжувались також утворенням **гідротермальних жил** [1], які належать до альпійських утворень. Звичайно вони виповнені кварцом та іншими мінералами (оксиди, карбонати, силікати, сульфіди), хімічні компоненти яких були у складі вмисних гірських порід і були винесені з них метаморфічними й метасоматичними розчинами.

Гідротермальні й контактово-метасоматичні процеси зумовили локальне підвищення міцності та стійкості руд і гірських порід.

**Звітрювання** відбувалось у товщі порід залізисто-кременистої формації Первомайського й Ганнівського родовищ неодноразово завдяки перервам в осадоагломації [1, 4, 6]. Потужність кори звітрювання

залізистих порід Первомайського родовища не перевищує 70 м, подекуди досягає 100 м, а Ганнівського – 50–80 м, у центральній частині родовища – до 150 м.

Гіпергенні процеси активно впливають на мінералогічну різноманітність залізистих порід обох родовищ. Під час дослідження відібраних у кар'єрах взірців гіпергенно змінених магнетитових кварцитів виявлено, що кількість залізної слюдки і кварцу в них майже така сама, як у вихідних породах [6]. Гіпергенні зміни силікатів зумовлені, передусім, винесенням з їхньої кристалічної ґратки активних катіонів ( $K^+$ ,  $Na^+$ ,  $Ca^{2+}$ ,  $Mg^{2+}$ ), що спричиняє руйнування мінералів. З реліктових хімічних компонентів безглиноземистих силікатів (кумінгтоніт, рибекіт, еґрін, тетраферибіотит та ін.) формуються кристалічні ґратки гіпергенних мінералів – кварцу або халцедону, а також дисперсного гематиту, а в разі інтенсивнішого звітрювання – гетиту й дисперсного гетиту. За наявності у складі силікатів глинозему (біотит, альмандин, селадоніт, стильпномелан та ін.) утворення гідроксидів заліза супроводжується формуванням глинистих мінералів, головню каолініту. Силікати алюмінію (мусковіт, кіаніт, андалузит), які в помітній кількості є у сланцях першого і третього–п'ятого сланцевих горизонтів, за умов звітрювання поступово заміщуються агрегатами каолініту, кварцу, халцедону, опалу.

У незначній кількості в залізистих породах наявні карбонати. Їхні беззалізисті види – кальцит, доломіт – у зоні інтенсивних гіпергенних змін зазнають повного розчинення. Залізовмісні карбонати (сидероплезит, пістомезит, зрідка сидерит) у процесі звітрювання заміщуються дисперсним гематитом, дисперсним гетитом, рідше гетитом.

Гіпергенез руд і вмісних залізистих порід обох родовищ супроводжувався значними змінами їхнього хімічного, мінерального складу та фізичних і технічних властивостей. Головним наслідком звітрювання було зменшення густини й міцності руд і порід та стійкості гірничих масивів.

1. Євтехов, В. Д. (1997). Етапи формування комплексної мінерально-сировинної бази залізорудних родовищ Криворізько-Кременчуцького лінеаменту. *Відомості АГН України*, 4, 111–114.
2. Євтехов, В. Д., Тихлівець, С. В., Євтехов, Є. В. (2020). Геологічні фактори утворення руд і гірських порід Північного залізорудного району. *Метаморфізм. У Розвиток промисловості та суспільства. Матеріали міжнар. наук.-техн. конф.* (с. 59–61). Кривий Ріг: ВЦ КНУ.
3. Перегудов, В. В., Евтехов, В. Д., Паранько, И. С., и др. (2006). *Формирование баз данных для компьютерного моделирования открытой разработки Анновского и Первомайского месторождений СевГОКа*. Фонды Криворожского национального университета.
4. Тихливец, С. В., Евтехов, В. Д., Демченко, О. С., и др. (2018). *Определение физических и технических свойств руд и вмещающих горных пород Первомайского месторождения и разработка минералого-тех-*

нической классификации руд. Заключительный отчет о НИР. Кривой Рог: Фонды КНУ.

5. Tikhlivets, S., & Filenko, V. (2017). Mineralogy of sodium metasomatites of the Pervomayske deposit and their influence on quality of iron ore concentrate. *Вісн. КНУ імені Тараса Шевченка. Геологія*, 4 (79), 53–58.
6. Tikhlivets, S., & Trunin, O. (2019). Horizontal and vertical zonation of the weathering rind of the northern part of the Kryvyi Rih Basin. *Journ. Geol., Geograph., Geoecology*, 28 (3), 581–590.

## **Віктор Квасниця**

*Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення імені М. П. Семененка НАНУ,  
просп. акад. Палладіна, 34, Київ, Україна, 03142  
E-mail: kvasnytsya@ukr.net*

### **МІНЕРАЛОГІЧНА КРИСТАЛОГРАФІЯ В УКРАЇНІ**

Кристали мінералів, точніше, їхні багатогранники є об'єктом вивчення мінералогічної кристалографії. Цей науковий напрям досліджень у мінералогії має давню історію, однак власне термін народився 1951 р. в Україні, на геологічному факультеті Львівського державного університету імені Івана Франка, і належить він академіку Є. Лазаренку (1912–1979). Багатогранники мінералів завжди були в полі наукових інтересів ученого. Достатньо ознайомитися з фундаментальними монографічними працями з регіональної мінералогії України (за його редакцією й авторства), у яких особливу увагу приділено багатогранникам мінералів Закарпаття, Карпат, Передкарпаття, Волині, Поділля, Криворіжжя, Приазов'я. У наших геологічних експедиціях на Донбас, у Криворіжжя і Приазов'я Євген Костянтинович завжди ставив перед нами спеціальне завдання – шукати багатогранники мінералів. Саме завдяки сприянню й підтримці акад. Є. Лазаренка мінералоги Львова, Києва, Івано-Франківська, Кривого Рогу, Сімферополя, Одеси й Донецька провадили активні кристалографічні дослідження мінералів України.

У мінералогічній кристалографії можна виділити такі види досліджень мінералів України – симетрійний, кристаломорфологічний і анатомічний аналізи. Симетрійним аналізом охоплено всі відкриті в Україні мінерали, кристаломорфологічним – тільки незначну їхню частину і зовсім мало – анатомічним. Натепер у геологічних утвореннях України виявлено близько 1 250 мінеральних видів і різновидів [1–3]. З них тільки близько сотні мінералів (тобто ~ 8 %) було залучено до інструментальних кристалографічних досліджень. Здавалося б, чому така невтішна статистика? Справа в тому, що, по-перше, багатогранники – порівняно рідкісні природні утворення, а по-друге, – це найчастіше мінерали гідротерм, пегматитів, зон окиснення, евапоритів тощо, яких не так багато. Мінерали поширених

магматичних і метаморфічних порід звичайно представлені зернами – неограниченими кристалами.

На нашу думку, усі перелічені види аналізів важливі під час вивчення мінеральних багатств України. Кожен з них має певне конкретне значення – від загальної оцінки мінерального стану земної кори у випадку виявлення симетрійних особливостей мінералів у надрах України до з'ясування конкретних умов утворення мінералів у разі вивчення їхньої зовнішньої форми й анатомії.

*Симетрійний аналіз.* Процитуємо висновок розробників аналізу стосовно результатів досліджень [2]: вони “засвідчили, що у надрах України так само, як у земній корі, провідна роль належить моноклінним мінералам і мінералам планаксіальних видів симетрії, але з відкриттям нових мінералів частка кубічних мінералів в Україні дещо підвищилася. Висновок аналізу – симетрійна характеристика мінералів України дещо вища, ніж така для земної кори загалом, отже надра України мають резерв для відкриття нових мінеральних видів, переважно нижчої симетрії”. Мабуть, варто оновити такий аналіз окремо для мінералогічних провінцій чи для найважливіших рудних районів України.

*Кристаломорфологічний аналіз.* Серед кристалографічно вивчених мінералів України із застосуванням гоніометричних та зрідка електронно-мікроскопічних методів наведемо такі: прості речовини (вісім мінералів) – мідь, золото, срібло, залізо, вольфрам, графіт, діамант, сірка; сульфіди (12) – халькозин, сфалерит, метацинабарит, вюртцит, галеніт, кіновар, піротин, стибніт, пірит, марказит, арсенопірит, молібденіт; галоїди (чотири) – галіт, сильвін, карналіт, флюорит; оксиди, гідроксиди (18) – шпінель, магнетит, хроміт, корунд, гематит, ільменіт, нігерит, пірохлор, кварц, тридиміт, рутил, ільменорутит, колумбіт, танталіт, фергусоніт, баделеїт, гетит, граутит; карбонати (вісім) – кальцит, сидерит, родохрозит, доломіт, арагоніт, азурит, паризит, ітросинхізит; сульфати (сім) – целестин, барит, алуніт, гексагідрит, цинко-вольтаїт, сингеніт (калушит), гіпс; фосфати (п'ять) – монацит, флоренсит, апатит, вівіаніт (керченіт), анапаїт; силікати (36) – фенакіт, олівін, гранат, циркон, топаз, ставроліт, титаніт, датоліт, епідот, ортит, берил, кордієрит, турмалін, діопсид, авгіт, рогова обманка, бабінгтоніт, преніт, фторапофіліт, мусковіт, флогопіт, каолініт, санідин, мікроклін, ортоклаз, анортоклаз, альбіт, натроліт, ломонтит, гейландит, кліноптилоліт, стильбіт, філіпсит, шабазит, гмелініт, анальцим. Наведений перелік мінералів не претендує на повноту – усвідомлюємо, що можливі пропуски деяких гоніометрично вивчених багатогранників мінералів. Мінерали, кристаломорфологію яких описано тільки за візуальними спостереженнями, у переліку не враховано.

Кристаломорфологію зазначених мінералів вивчено з різним ступенем детальності та з використанням різних методів. Наприклад, добре гоніометрично досліджено багатогранники міді, сірки, сфалериту, кіноварі, баделеїту, бариту, целестину й сингеніту, тоді як логічно, що кристаломорфо-

логію багатогранників каолініту вивчено із застосуванням електронної мікроскопії. Для одних мінералів простежено їхню кристаломорфологію в різних геологічних ситуаціях (наприклад, мідь, золото, сірка, сфалерит, кіновар, циркон), для інших – тільки на рівні поодиноких знахідок (вольфрам, паризит, ітросинхізит, азурит). Найліпше морфологічно вивчено мідь із волинських базальтів, топаз, берил, кварц і польові шпати з камерних пегматитів Волині, низку мінералів карбонатитів Чернігівської зони, родовищ і рудопроявів поліметалевих і ртутних руд Закарпаття й Донбасу.

*Анатомічний аналіз.* Таких досліджень мінералів України виконано обмаль. Найліпше анатомічно вивченими кристалами є багатогранники кварцу з камерних пегматитів Волині та циркону з лужних порід, гранітів і пегматитів Українського щита. Ще згадаємо результати детального вивчення анатомії кристалів кварцу типу мармароських “діамантів” з Карпат і Донбасу.

*Приклади важливих результатів кристаломорфологічного й анатомічного аналізів.* Під час вивчення багатогранників самородного золота України доведено, що як і в інших золоторудних районах світу, у разі переходу від давнього глибинного й середньоглибинного зруденіння до молодшого приповерхневого збільшується кількість добре утворених кристалів золота, їхня морфологія стає складнішою, водночас зростає роль дендритів і складних двійників (рис. 1). Найрізноманітнішою є кристаломорфологія малоглибинного низькопробного золота Закарпаття.

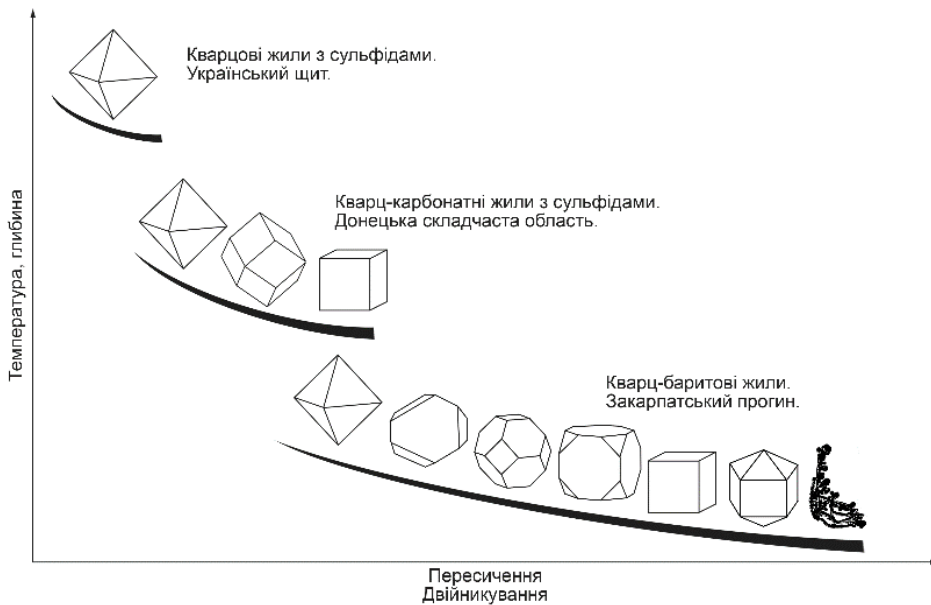


Рис. 1. Тенденція зміни форми багатогранників самородного золота в родовищах і рудопроявах України.

Досліджено кристаломорфологію рідкісного мінералу мангану – граутиту  $Mn^{3+}O(OH)$  з брекчіє-тріщинуватих зон Заваллівського родовища графіту (рис. 2). Нині в світі відомо близько двох десятків місцезнаходжень граутиту (див. <http://www.mindat.org/min>). Найчастіше це мінерал поверхневих процесів, характерний для низькотемпературних гідротермальних проявів. Подібність морфології кристалів граутиту з усіх рудопроявів світу свідчить про дуже вузький фізико-хімічний інтервал кристалізації мінералу.

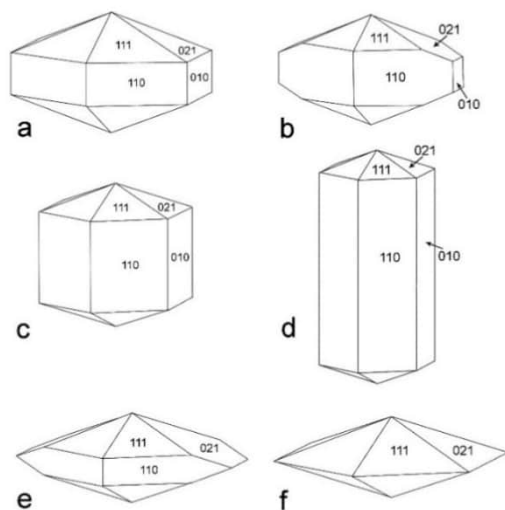


Рис. 2. Основні морфологічні типи кристалів граутиту Заваллівського родовища графіту:

*a* – порівняно ізометричний; *b* – видовжений за  $[010]$ ; *c*, *d* – видовжений за  $[001]$ ; *e*, *f* – лінзоподібний.

Отримані на підставі електронно-мікроскопічного вивчення вирізаних надтонких плівок картини внутрішньої будови параморфоз імпактного апографітового діаманта з метеоритного кратера Білилівка дали змогу виявити їхнє полісинтетичне двійниковання по  $(11\bar{2}1)$  та полікристалічну будову власне двійників (рис. 3). Такі особливості анатомії кристалів діаманта є індикаторами їхнього ударного походження.

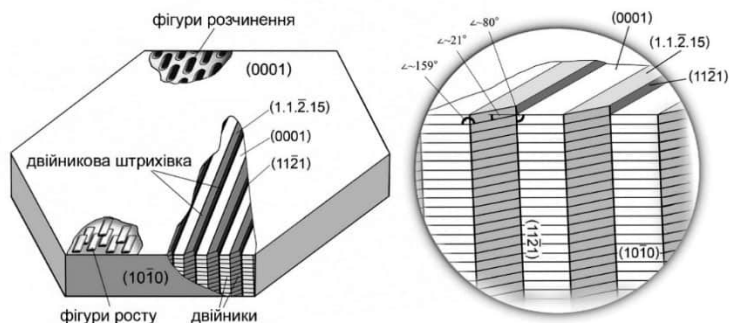


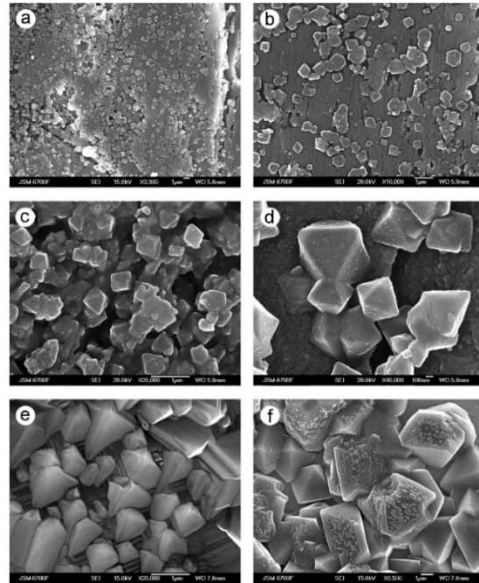
Рис. 3. Модель двійниковання для чорних параморфоз імпактного апографітового діаманта з метеоритного кратера Білилівка (Український щит).

За допомогою електронно-мікроскопічних і рентгеноспектральних досліджень виявлено мініатюрні багатогранники природного і штучного діаманта (рис. 4). Це наномікронні кристали ( $\leq 1$  мкм). Наномікродіаманти з метеоритного кратера Білилівка мають глобулярну поверхню граней октаедра; припускають їхній ріст глобулами (достатньо рідкісне в природі явище). Кристали діаманта розміром 40–50 нм є його найдрібнішими октаедричними багатогранниками; імовірно, саме з зародка такого розміру починається огранювання кристала діаманта.

Отже, в Україні виконано великий обсяг досліджень з мінералогічної кристалографії. Активно працювали мінералоги закладів вищої освіти, академічних установ і геологічних науково-дослідних інститутів країни.

Рис. 4. Наномікродіаманти, SEM-зображення:

*a–d* – нарости глобулярних октаедрів на (0001) площині імпаکتного апографітового діаманта з метеоритного кратера Білилівка, Україна (*a–c* – загальний вигляд; *d* – деталізація скупчення октаедрів); *e* – нарости гладкогранних октаедрів на площині (0001) імпаکتного апографітового діаманта з Попігайського метеоритного кратера, Сибір; *f* – нарости гладкогранних октаедрів і кубо-октаедрів діаманта на мікрооктаедрах CVD-діаманта; *e, f* – прояв автоепітаксії кристалів діаманта.



Однак треба визнати недостатність кристалографічного вивчення мінералів. Це зумовлено вже багаторічним загальним кризовим станом мінералогії в країні, зокрема, кадровим вакуумом мінералогічних кристалографів та відсутністю сучасного обладнання для проведення кристаломорфологічних і анатомічних досліджень. Давно назріла необхідність створення чи відновлення кафедр кристалографії у провідних закладах вищої освіти України.

1. Матковський, О., Павлишин, В., Сливко, Є. (2009). *Основи мінералогії України*. Львів: ВЦ ЛНУ імені Івана Франка
2. Павлишин, В. І. Мінералогія в незалежній Україні (1991–2021 рр.) (2021). *Мінерал. журн.*, 43 (3), 3–24. <https://doi.org/10.15407/mineraljournal.43.03.003>
3. Павлишин, В. (2021). *Шляхи розвитку та доля мінералогії України в кризових умовах*. Київ: Вид-во ІГМР НАН України.

**Наталія Кичань**

*Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення імені М. П. Семененка НАНУ,  
просп. акад. Палладіна, 34, Київ, Україна, 03142  
E-mail: cosmin@i.ua*

## **ОСОБЛИВОСТІ СТРУКТУРИ Й МІНЕРАЛЬНОГО СКЛАДУ ВКЛЮЧЕНЬ У ЗАЛІЗНИХ МЕТЕОРИТАХ**

Залізні метеорити є другим найчисленнішим типом з-поміж усіх метеоритів, зареєстрованих натепер у Meteoritical Bulletin. Однак їхня сумарна маса значно більша, ніж кам'яних метеоритів, які домінують. Це пов'язано з тим, що найбільші взірці метеоритів є залізними, отже, їхня маса значно більша за інші типи метеоритів [2].

На відміну від хондритів, хімічний і мінеральний склад яких взаємопов'язаний, у залізних метеоритах не виявлено чіткої кореляції між хімічним і мінеральним складом. Одна з причин цього – нерівномірний розподіл і великий розмір зерен мінералів-включень, наприклад, троїліту і шрейберзиту. Тільки в окремих групах залізних метеоритів мінеральний склад є визначальним. Зокрема, смуги камаситу в метеоритах групи ІА містять когеніт, а метеорити групи ІІВ – великі жовна троїліту в асоціації зі шрейберзитом. Одним із критеріїв виділення груп ІАВ та ІІЕ є хімічний склад силікатів і хроміту. У групах, багатих на вуглець (ІАВ та ІІСД), плесит має перлітову і сфероїдальну структуру. У метеоритах групи ІАВ силікати мають кутасту форму, а в групі ІІЕ – округлу [3].

Головними мінералами залізних метеоритів є камасит і теніт, хімічний склад яких переважно однорідний, середній вміст нікелю становить 6–16 %. Мінералогія включень залізних метеоритів досить різноманітна. Найбільше поширені зерна троїліту і шрейберзиту. До другорядних належать включення діопсиду, хроміту, графіту, олівіну, піроксену, плагіоклазу. Акцесорними мінералами є діамант, лонсдейліт, самородна мідь, макінавіт, сфалерит, халькопірит, пентландит, кристобаліт, тридиміт, рутил, ільменіт, магнетит, вюстит, мериліт, графтоніт, саркопсид, хлорапатит, циркон, рихтерит. Також у залізних метеоритах в акцесорних кількостях виявлено мінерали, яких у земних породах не виявлено: хаксоніт, карлбергіт, брезинаїт, добресліт, джесферит, панетит, бріаніт, фарингтоніт, космохлор (юріїт), криновіт та ягіїт.

Троїліт і шрейберзит у залізних метеоритах діагностують у вигляді окремих зерен або зростків один з одним, решту мінералів – як “силікатні включення”. До них належать [1]: 1) окремі дрібні зерна силікатів; 2) полімінеральні агрегати розміром до декількох сантиметрів; 3) включення, які зовні подібні на брекчії. Окремі метеорити містять до 15 мас. % таких включень. Форма перших двох типів силікатних включень змінюється від рідкісних цілком сформованих монокристалів до округлих, амебоподібних чи

кутастих уламків. Другий тип зазвичай складений асоціацією олівіну, піроксену й плагіоклазу. За мінералогічними, структурними характеристиками й валовим хімічним складом ця група включень подібна до перекристалізованих хондритів. Припускають, що вони утворилися внаслідок механічного змішування уламків хондритів з пластичним металом. Третя група – брекчія, яка, за результатами валового хімічного аналізу, має нехондритовий склад. Форма цих включень крапле- чи амебоподібна. Вони мають магматичну структуру й численні ознаки нерівноважності: наявність скла й негомогенних мінералів, дуже низький вміст олівіну, досить великі зерна польового шпату. На цій підставі зроблено висновок, що це сильно диференційовані силікатні розплави, які були захоплені масою металу під час його охолодження та, можливо, додатково диференційовані в металі в процесі його повторного нагрівання.

Метеорити, що містять багато силікатних полімінеральних включень чи брекчій, іноді складно класифікувати. Наприклад, метеорит Сеймчан, для якого характерний дуже неоднорідний розподіл переповнених силікатними включеннями ділянок, одразу після знахідки 1967 р. класифікували як залізний метеорит хімічної групи ПЕ. Наявність таких ділянок, які вважали “перехідними зонами” від залізних метеоритів до паласитів, призвела в подальшому до “перекласифікації” цього метеорита у *Meteoritical Bulletin* як залізного метеорита невизначеної хімічної групи. Однак 2004 р. відшукали нові зразки Сеймчану, 20 % яких мали типову паласитову структуру. Після додаткового детального дослідження різних частин метеорита нейтронно-активаційним методом та порівняння його з іншими аномальними паласитами 2007 р. метеорит Сеймчан остаточно класифікували як паласит [4]. Отже, за допомогою сучасних приладів і тонких прецизійних методів дослідники нарешті можуть остаточно класифікувати деякі метеорити неоднорідної будови й хімічного складу, оскільки поки що їх зачислено до аномальних метеоритів або метеоритів невизначеної хімічної групи.

1. Додд, Р. Т. (1986). *Метеориты. Петрология и геохимия*. Москва: Мир.
2. Мейсон, Б. (1965). *Метеориты*. Москва: Мир.
3. Собонович, Э. В., Семенов, В. П. (1984). *Вещество метеоритов*. Киев: Наук. думка.
4. Van Niekerk, D., Greenwood, R. C., Franchi, I. A., Scott, E. R. D., & Keil, K. (2007). Seymchan: a main group pallasite – not an iron meteorite. *70<sup>th</sup> Annual Meteoritical Society Meeting*, 5196.

## **Мирон Ковальчук**

*Інститут геологічних наук НАН України,  
вул. Олесь Гончара, 55 б, Київ, Україна, 01601  
E-mail: kms1964@ukr.net*

### **ГЕОЛОГІЧНИЙ МУЗЕЙ НА ФАКУЛЬТЕТІ ПРИРОДНИЧО-ГЕОГРАФІЧНОЇ ОСВІТИ ТА ЕКОЛОГІЇ НАЦІОНАЛЬНОГО ПЕДАГОГІЧНОГО УНІВЕРСИТЕТУ ІМЕНІ М. П. ДРАГОМАНОВА**

Музеї – це культурно-освітні та науково-дослідні заклади, призначені для вивчення, збереження й використання матеріальної і духовної культури, пам'яток природи, залучення громадян до надбань національної і світової історико-культурної спадщини (Закон України “Про музеї і музейну справу”, 1995).

Ініціаторами створення геологічного музею на факультеті природничо-географічної освіти та екології Національного педагогічного університету імені М. П. Драгоманова були декан факультету, доцент Ганна Турчинова, завідувачка кафедри географії, доцент Валентина Щабельська та професор кафедри географії Мирон Ковальчук. Музей є однією зі складових навчально-виховного процесу, вагомим чинником залучення студентів до краєзнавчої, науково-дослідницької, художньо-естетичної роботи. Цінність музею полягає у можливості впливу на особу студента наочними засобами, які сприяють розвитку уяви й поглибленню знань відповідно до профілю музею, створюють умови для пізнавальної діяльності студентів. За сучасних умов, коли Україна перебуває у стані неоголошеної повномасштабної війни з московськими загарбниками, створення музею має важливе значення і для національно-патріотичного виховання молодого покоління.

Керівництво факультету надало музею аудиторію, у якій зробили ремонт, і придбало вітрини для експозиції взірців мінералів і гірських порід. Основою експозиції музею стали колекції кафедри географії, власні колекції В. Щабельської та М. Ковальчука. До наповнення музею експонатами долучилися Геологічний музей і Коледж геологорозвідувальних технологій КНУ імені Тараса Шевченка, геологічний відділ Національного науково-природничого музею НАН України та Полтавський гірничозбагачувальний комбінат, а також знані українські фахівці: професори В. Нестеровський (КНУ імені Тараса Шевченка) і К. Деревська (НУ “Києво-Могилянська академія”), доктори геологічних наук С. Мачуліна (Інститут геологічних наук НАН України), В. Сукач (Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення імені М. П. Семененка НАН України), Н. Вергельська (Науковий центр гірничої геології, геоелектрогеології та інфраструктури НАН України), завідувач кафедри мінералогії, петрографії та геохімії, доцент Л. Скакун (Львівський національний університет імені Івана Франка) та ін. Ми щиро

вдячні всім, хто долучився до поповнення колекції новоствореного геологічного музею.

Урочисте відкриття музею відбулося 27 вересня 2022 р. У 18 вітринах представлено 490 зрізів мінералів і гірських порід з різних куточків світу (див. рисунок). Незважаючи на незначну кількість експонатів та подекуди їх “непредставницький” розмір, географія колекції достатньо широка. Зокрема, Україна представлена зрізками із Передкарпатського й Закарпатського прогинів, Складчастих Карпат, усіх мегаблоків Українського щита, Складчастого Донбасу, Дніпровсько-Донецької та Причорноморської западин, Кримського півострова, острова Зміїний. Наявні зрізки мінералів і гірських порід із таких країн, як Азербайджан, Албанія, Бразилія, В’єтнам, Вірменія, Грузія, Заір, Індія, Іспанія, Італія, Казахстан, Киргизстан, Китай, Конго, Мадагаскар, Марокко, Мексика, Молдова, Монголія, Німеччина, Норвегія, Перу, Словенія, США, Туреччина, Узбекистан, Філіппіни та ін.



а



б



в



г

Фрагменти експозиції геологічного музею:

а, в – загальний вигляд експозиції; б – фрагмент вітрини, де експонують мінерали класу карбонатів; г – М. Ковальчук демонструє палеонтологічні рештки мамонта.

В експозиції представлені інтрузивні, пірокластичні, метаморфічні й осадові породи, в окремих вітринах виставлені зрізки мінералів за класами, а також за формами знаходження в природі. Окрасою експозиції є колекційні зрізки бурштину, агатів, яшми, зразки з Волинського родовища та залізородних родовищ Кременчуцького і Криворізького районів, які представлені в тематичних колекціях. Унікальними експонатами є кістка ноги

мамонта, фрагмент його щелепи, зуб і ребро (див. рисунок). Кам'яний матеріал удало доповнений картографічним, зокрема геологічною картою та картою корисних копалин України.

Звичайно, музей відкритий для широкого кола екскурсантів – не тільки студентів НПУ імені М. П. Драгоманова, а й студентів інших закладів вищої освіти, учнів середніх шкіл, гімназій, коледжів. Однак, передусім, він є навчальним, адже демонстровані в музеї взірці слугуватимуть для засвоєння студентами матеріалів з окремих навчальних дисциплін (“Геологія”, “Геоморфологія”) і конкретних тем, які читають студентам-географам. Наприклад, органогенні осадові породи й породи з залишками чи відбитками флори і фауни, породи з внутрішньопластовими текстурами і текстурами поверхні пласта слугуватимуть наочним матеріалом для засвоєння матеріалу з теми “Відтворення палеогеографічних умов геологічного минулого”.

У планах керівництва факультету природничо-географічної освіти та екології створити палеонтологічний музей, який буде розташований навпроти геологічного. В аудиторії вже зроблено ремонт, наразі займаються придбанням стендів і вітрин для експозиції викопних решток. В основу експозиції музею буде покладено відповідну колекцію кафедри географії.

Для поповнення експозиції музею ми з радістю і вдячністю готові прийняти взірці мінералів, гірських порід від колег, друзів і просто ентузіастів музейної справи.

**Юлія Крошко, Мирон Ковальчук**

*Інститут геологічних наук НАН України,  
вул. Олесь Гончара, 55 б, Київ, Україна, 01601  
E-mail: ykrosh.79@ukr.net; kms1964@ukr.net*

## **ОСОБЛИВОСТІ РОЗПОДІЛУ РОЗСИПНИХ МІНЕРАЛІВ У ВІДКЛАДАХ НОВОПЕТРІВСЬКОЇ СВІТИ В ПІВНІЧНІЙ ЧАСТИНІ БУЗЬКО-РОСИНСЬКОГО МЕГАБЛОКА УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА**

На теренах України наявні корінні, елювіальні та розсіпні родовища мінералів титану й цирконію. Нині розробляють тільки розсіпні родовища, які становлять близько 10 % від усіх розвіданих запасів, решта міститься в корінних родовищах. Основні регіони поширення давніх титан-цирконієвих розсіпів – Український щит (УЩ) і Дніпровсько-Донецька западина.

У північній частині Бузько-Росинського мегаблока УЩ у відкладах новопетрівської світи виявлено значну кількість розсіпних проявів і родовища титан-цирконієвих мінералів алювіального, лиманного і мілководно-морського генезису. Дослідження рудоносності новопетрівської світи в описуваному районі розпочали ще в 1960-х роках. Протягом тривалого

часу тут провадили геологічні знімання території масштабу 1:50 000 і 1:200 000, а також розшукові роботи на титан. Унаслідок виконаних досліджень виявили значне поширення відкладів новопетрівської світи з промисловим умістом титан-цирконієвих і рідкісноземельних мінералів, тому вирішили провести розшуково-розвідувальні роботи на титан, завдяки яким було відкрито Тарасівське родовище і значну кількість розсипищ різного ступеня перспективності [4]. Детальні розшуково-розвідувальні роботи в межах окремих розсипних ділянок дали змогу виокремити й оконтурити в їхніх межах низку розсипищ та виконати підрахунок перспективних ресурсів. У 1980-х роках розпочали тематичні роботи, наслідком яких стали тематичні металогенічні і прогнозні карти. Наприкінці минулого століття та на початку XXI ст. виконали загальні розшуки й переоцінку перспектив титан-цирконієвого зруденіння [4].

Тривалі різнопланові дослідження відкладів новопетрівської світи дали змогу виокремити в її складі три підсвіти, які характеризують різні етапи геологічної історії утворення й розвитку цієї субформації – від континентальних умов до мілководно-морських і знову до континентальних. Визначено стратиграфічну приуроченість розсипищ до середньої підсвіти, відклади якої представлені алеврито-дрібнозернистими пісками (переважають зерна розміром 0,10–0,25 мм), що утворилися за мілководно-морських умов [1–6].

Як перспективну ресурсну базу для розширення сировинних запасів Тарасівського родовища виявлено, оконтурено й досліджено низку ділянок, зокрема, розсипища Ріжківської ділянки, де виокремлено вісім розсипів (Західноріжківський, Південноріжківський, Західнопетрівський, Східнопетрівський, Західноулашівський, Південноволодимирівський, Північнолук'янівський і Східноріжківський-I (у пісках верхньої підсвіти)) та розсипи Строківської ділянки, у межах якої виділено Голуб'ятинське (Північно- та Південноголуб'ятинське) й Почуйківське розсипища [1–6].

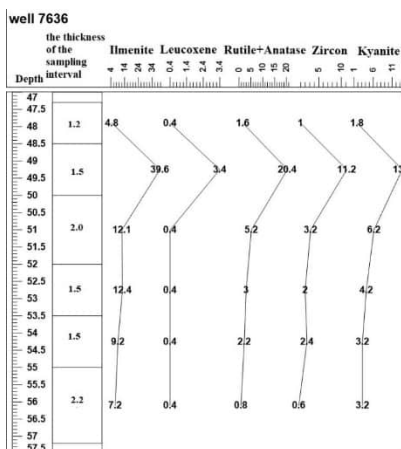
На підставі матеріалів, викладених у виробничих звітах [1–6], і з використанням координат, описів та результатів опробування свердловин ми дослідили структуру розсипів, а саме: потужність розкритих порід, рельєф поверхні й підшви пісків новопетрівської світи, латеральну зміну потужності рудних пісків, речовинний склад і структурні особливості відкладів, вертикальний і латеральний розподіл рудних мінералів.

Розсипи мають складну, латерально не витриману будову. Важкі мінерали представлені ільменітом, лейкоксеном, рутилом, анатазом, цирконом, кіанітом, силіманітом та ін.; вони більш-менш рівномірно розсіяні по всій породі або формують збагачені прошарки незначної потужності.

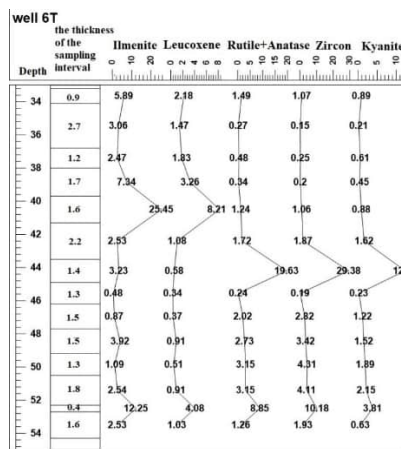
На підставі узагальнення й аналізування даних із праць [2, 4, 6] з'ясовано, що в межах Ріжківської ділянки вміст рудних мінералів такий, кг/м<sup>3</sup>: ільменіт – 2,6–193,2; лейкоксен – 0,2–7,8; циркон – 0,2–101,6; рутил + анатаз – 0,4–101,6; кіаніт + силіманіт – 0,2–33,8; загальний вміст концентрату – від 10,0 до 506,6 кг/м<sup>3</sup>. На Строківській ділянці [3] вміст рудних мінералів

такий, кг/м<sup>3</sup>: ільменіт – 3,4–24,2; лейкоксен – 0,2–2,4; рутил + анатаз – 1,4–10,0; циркон – 1,6–10,6; кіаніт + силіманіт – 1,0–8,0; загальний уміст концентрату – від 10,8 до 59,4 кг/м<sup>3</sup>.

Звичайно у вертикальному перерізі відкладів новопетрівської світи наявний один чіткий горизонт максимального збагачення пісків рудними мінералами (рис. 1, а та 2, а). Іноді в розрізі є два чи більше горизонтів збагачення, серед яких тільки в одному фіксують максимальний вміст рудних мінералів; в інших горизонтах збагачення цей вміст значно менший (див. рис. 1, б та 2, б).

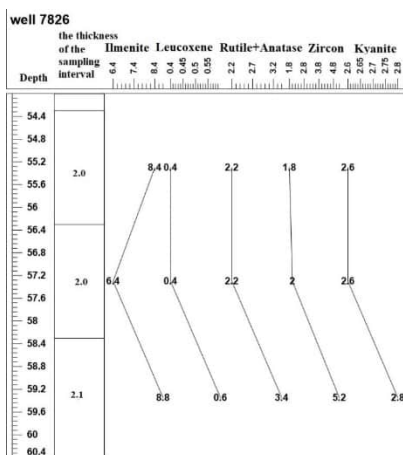


а

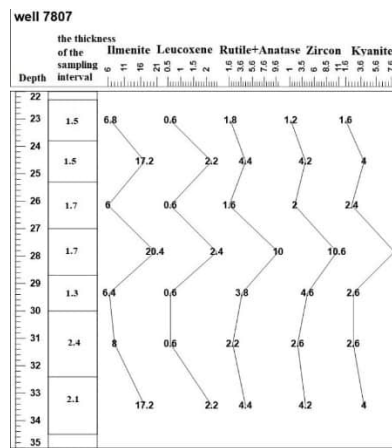


б

Рис. 1. Розподіл рудних мінералів у розрізі новопетрівської світи на Ріжківській ділянці: а – свердловина 7636; б – свердловина 6Т.



а



б

Рис. 2. Розподіл рудних мінералів у розрізі новопетрівської світи на Строківській ділянці: а – свердловина 7826; б – свердловина 7807.

Аналіз розподілу рудних мінералів за розрізом свердловин засвідчив, що в більшості випадків є прямий кореляційний зв'язок між всіма дослідженими рудними мінералами; подекуди його порушують лейкоксен або ільменіт + лейкоксен (див. рис. 1, б).

За площею розподіл рудних мінералів теж нерівномірний (рис. 3). Саме ця нерівномірність стала підґрунтям для виокремлення в межах ділянок розсипищ різного ступеня перспективності. Зокрема, на Ріжківській ділянці найперспективнішими є розсипи Східноріжківський-I, Західноріжківський та Східноріжківський-II, а на Строківській – Північногуб'ятинський та Південноголуб'ятинський [4].

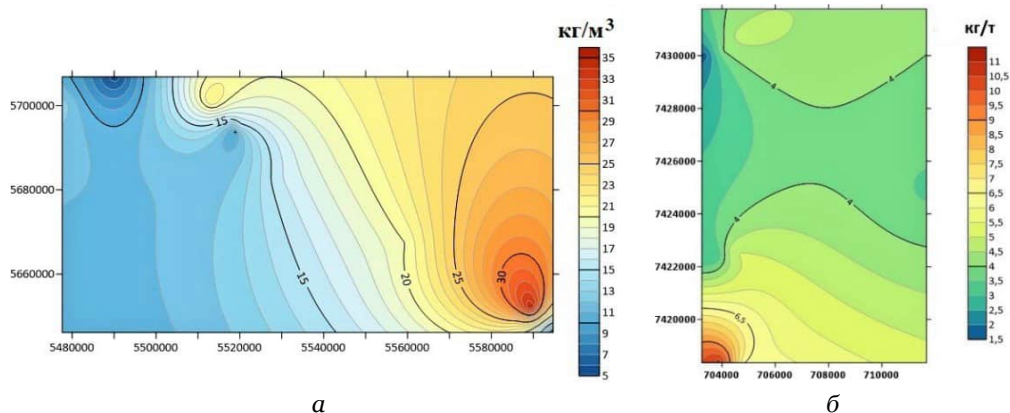


Рис. 3. Латеральний розподіл середньозваженого вмісту ільменіту в межах Ріжківської (а) і Строківської (б) ділянок.

*Дослідження виконано в межах держбюджетної теми “Геолого-генетичні моделі рудоносних кір вивітрювання Українського щита та осадових формаційних одиниць, утворених за рахунок їх розмиву”.*

1. Безверхний, Г. С. и др. (1966). Геологическая карта м-ба 1:50 000 листов М-35-83-Б; 84-А,Б; 95-Б,Г. Отчет ГСП-37 Правобережной ГЭ за 1962–1966 гг. Киев.
2. Бондар, И. И. (1969). Отчет о результатах поисковых работ на титан, проведенных в центральной части Украинского щита. Отчет Правобережной ГЭ за 1966–1968 гг. Киев.
3. Бондар, И. И. (1970). Отчет о результатах поисковых работ на титан, проведенных в пределах Медвинского и Строковского участков центральной части Украинского щита. Отчет Правобережной ГЭ за 1968–1970 гг. Киев.
4. Виходцев, М. К., Дорковська, З. М., Павлюк, В. М. (2007). Оцінка перспектив титан-цирконієвих розсипів північно-східного схилу УЩ (на території діяльності Північного державного регіонального геологічного підприємства “Північгеологія”). Київ: Міністерство охорони нав-

колишнього природного середовища України; Державна геологічна служба; Північне ДРГП “Північгеологія”.

5. Кулик, С. Н. и др. (1996). *Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна рек Раставица и Каменка. Результаты геологической съемки (листы М-35-84-Б,Г) и геологического доизучения (листы М-35-84-А, В, м-б 1:50 000 Сквирский район)*. Отчет ГСО-30 за 1991–1996 гг. Киев.
6. Кулик, С. Н., Выходцев, Н. К. и др. (1997). *Поиски комплексных ильменит-цирконовых россыпей в неогеновых отложениях СВ склона УЩ (Белоцерковский и Кочеровский районы)*. Отчет геологосъемочного отряда Правобережной ГЭ за 1991–1997 гг. Киев.

### **Ганна Кульчицька, Дарія Черниш, Лариса Сетая**

*Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення імені М. П. Семененка НАНУ,  
просп. акад. Палладіна, 34, Київ, Україна, 03142  
E-mail: kulchechanna@gmail.com*

### **АКАДЕМІК ЄВГЕН ЛАЗАРЕНКО – ТВОРЕЦЬ МОВИ МІНЕРАЛОГІВ**

“Мінералогічна номенклатура – мова мінералогів”.  
*Євген Лазаренко*

Спільна мова – атрибут кожної більш-менш організованої спільноти, один із показників переходу від тварини до *Homo sapiens* – людини розумної. Без знання мови людина фактично стає німою. Згадаймо, що в Україні вихідців з германських племен, мова яких була вкрай незрозуміла, називали німцями. Кожна первісна община мала свою мову, яка збагачувалась унаслідок міжплемінного обміну. Та на етапі державотворення виникла необхідність в єдиній національній мові, зрозумілій у найдальших куточках держави. З поширенням писемності розвиткові національної мови допомагали тлумачні словники.

**Професійні мови.** У кожній галузі науки чи техніки є своя мова, часто незрозуміла для сторонніх. На загал кожна з них складається із загальнозрозумілих слів і певної частки професійних. В одних мовах частка професійних термінів незначна, в інших – велика. Професійна мова ІТ-спеціалістів настільки незрозуміла, що спричинила вже появу жартів на цю тему. У загальній геології є багато термінів, на кшталт *блок, зсув, плита, копалина* тощо, які не потребують особливого тлумачення. Найбільш незрозумілими є декілька десятків термінів, пов'язаних з геохронологічною шкалою. Більше професійних термінів знаходимо в петрології – для позначення порід, що відрізняються за хімічним складом, структурою, текстурою, генезисом і навіть місцем знаходження.

Та найбільше їх у мінералогії. Сучасна номенклатура мінералів налічує десятки тисяч термінів. Кількість тільки затверджених видів наближається до 6 000 (5 849 на вересень 2022 р.), а ще є багато синонімів, назв дискредитованих видів і термінів, що належать відмінам мінералів. З розвитком рудознавства і мінералогії, зокрема (з латинської *minera* означає руда), з'являлося щораз більше спеціальних термінів для позначення знахідок мінералів, що відрізнялися за кольором, твердістю, ковкістю, крихкістю, формою кристалів, поведінкою в полум'ї паяльної лампи тощо. Вони отримували власні назви. Завдяки розвитку хімії стало зрозуміло, що деякі з них мають однаковий склад (кварц, аметист, моріон, цитрин, халцедон та ін.), однак їх сприймали як різні мінерали. Найголовніше, що в окремій країні, навіть в окремій гірничодобувній провінції були свої назви мінералів. Для прикладу, кварц в Україні називали кремінка, арагоніт – це жерлинець, тальк – лояк, барит – тяжень, слюда – лосняк [5, 10]. Ще й досі в науковій літературі можна побачити такі назви мінералів, як важкий шпат замість барит, плавиковий шпат замість флюорит, соляний шпат замість галіт. Іноземні назви деяких мінералів зазнавали спотворення під впливом української мови: гіпс (*gypsum*) ставав кіпсом, бірюза (*turquoise*) – туркезою, шпінель (*spinel*) – спінеллю.

**Мінералогічні тлумачні словники.** Коли кількість мінералів не перевищувала сотні, а наука імперських держав була ізольована, існування власних назв для тих самих мінералів у кожній державі проблем не створювало, хоча необхідність систематизувати знання вже з'явилась. Перша книжка з переліком назв мінералів англійською мовою з різнобічною їх характеристикою (на подобу тлумачного словника) вийшла 1837 р. Це була “A System of Mineralogy” Джеймса Дена (J. D. Dana). З доповненнями її перевидавали майже два десятки разів. У Російській імперії спробу систематизувати мінералогічні знання зробив В. Вернадський у незавершеній праці “Опыт описательной минералогии” (1908–1922) [3]. В Австро-Угорській імперії, завдяки І. Верхратському, 1909 р. світ побачив українсько-німецький словник з мінералогії “Виразня мінеральогічна” [4], який вважають першим тлумачним словником такого роду [2]. Це був словник властивостей мінералів, головно морфологічних, розтлумачених українською мовою, дещо незрозумілою для сучасного читача. Наприклад, морфологія мінералів у словнику озаглавлена як “видіння мінералів і кристалічних скупній”. Кількість відомих на той час мінералів було надто мала, щоб мінералогічна номенклатура вплинула на мову мінералогів.

До середини ХХ ст., коли кількість назв мінералів перевищила тисячу, найповнішим кириличним довідником була “Минералогия” А. Бетехтіна [1]. Хоча книга задумана як підручник для студентів, на 750 сторінках описової частини з різною детальністю наведено “тлумачення” для 1,5 тис. мінералів. Варто також згадати монографію О. Поваренних з короткими характеристиками 1,6 тис. мінералів [12]. Проте ці довідкові видання не можна вважати тлумачними словниками, оскільки опис мінералів зроблено

не за абеткою. Першим на терені колишнього СРСР дійсно тлумачним словником став “Мінералогічний словник” Є. Лазаренка й О. Винар [10].

**Синоніми і діалекти в мові мінералогів.** Глобалізація мінералогічної науки і стрімкий ріст кількості знахідок нових мінералів у середині минулого сторіччя змусили мінералогів усього світу домовлятися, упорядковувати номенклатуру мінералів і складати словники нормативної мінералогічної мови. Створена 1959 р. Міжнародна мінералогічна асоціація (ММА) (International Mineralogical Association (IMA)) і організована при ній Комісія з нових мінералів, номенклатури і класифікації (КНМНК) (Commission on New Minerals, Nomenclature and Classification (CNMNC)) поставили перед собою завдання “почистити” мову мінералогів, упорядкувавши номенклатуру мінералів.

Багатство національних мов ґрунтується на наявності синонімів. У мові мінералогів їх також багато, особливо після об’єднання номенклатурних термінів з різних країн під “дахом” ММА. Подібно до того, як у національній мові є слова, вживані в офіційних документах, та їхні синоніми, рекомендовані до вживання тільки в художній літературі, у мові мінералогів є назви мінералів, ухвалені КНМНК, і синоніми, які не заборонено, проте не рекомендовано (без винятку) використовувати в наукових працях. У “Мінералогічному словнику” [10] синоніми назв мінералів позначено словами “те саме, що...”, а пріоритет закріплено за ухваленими назвами. Багато термінів у згаданому словнику містять позначку “зайва назва...”. Їх можна прирівняти до застарілих синонімів, які давно не використовують. Насамкінець, є позначка “помилкова назва...”. Такі терміни можна вважати аналогами діалектних слів у національній мові. У мові мінералогів є також омоніми. На щастя, серед ухвалених назв їх було тільки два: галіт  $\text{NaCl}$  і галіт  $\text{CuGaS}_2$ .

Не можна погодитися з думкою вже згадуваного І. Верхратського про те, що чим більше назв, тим багатіша мова, що маючи синоніми, нема потреби їх ігнорувати. До ширшого використання українських синонімів закликають також упорядники російсько-українського геологічного словника [5], помістивши в ньому багато забутих історичних термінів і навіть власні новотвори. Такий підхід допустимий щодо опису властивостей мінералів, що, власне, і пропонував І. Верхратський [4], проте аж ніяк до номенклатури мінералів. Назва мінералу має однозначно відповідати його хімічному складові і структурі, тому навіть омонімів слід позбуватися й уникати вживання синонімів.

**Створення й удосконалення мінералогічної мови.** Усім відомо про створену 1887 р. планову міжнародну мову Есперанто, яка так і не здобула загального визнання. Такі спроби виникали й щодо мови мінералогів. Найвідоміші з них – реформаторські ідеї О. Поваренних [12], який запропонував замінити всі історичні назви мінеральних видів на планово уніфіковані. Його новотвори також не підтримали [7].

Академік Є. Лазаренко дотримувався думки, що “головна роль будь-якої номенклатури полягає в універсальності й стабільності” [8, переклад наш – Г. К.]. Зміни, які він намагався зробити в номенклатурі, виглядали швидше як зміни в правописі назв мінералів. Ще до виходу “Мінералогічного словника” Є. Лазаренко запропонував виділити два нижчі від мінерального виду таксони: різновид і відміну [9]. Різновидами стали крайні члени мінерального виду змінного складу, відміною – сукупність індивідів, що відрізняється від інших індивідів того самого виду за фізичними, хімічними або морфологічними особливостями. Саме таке тлумачення назв мінералів бачимо в “Мінералогічному словнику” [10]. Внесені вченим зміни полягали в найменуванні хімічних відмін, назву яких рекомендовано записувати двома словами: поєднанням іменника – назви виду – з узгодженим наступним прикметником, що характеризує особливості відміни (пірохлор стронційстий, титаніт ітріїстий, магнетит хромистий). Забігаючи наперед зазначимо, що ММА-КНМНК пропонує для відмін (*varieties*) саме двослівну назву, тоді як назву мінерального виду треба подавати одним словом. У передмові до “Мінералогічного словника” автори навели перелік прикметників від назв хімічних елементів для відмін за хімічною ознакою. У пізнішій праці [8], написаній російською мовою, Є. Лазаренко виділив у межах виду вже чотири таксони: *подвид* (підвид), *минал* (мінал), *разновидность* (різновид хімічний і структурний) і *разность* (відміна). Підвид трактують як мінерал змінного складу з домінуванням одного з ізоморфних компонентів, мінал – теоретично можливий крайній член ізоморфного ряду. Підставою для виділення хімічного різновиду є вміст ізоморфного елемента на рівні 10–15 %, тоді як для відміни межа становить 1–2 %. Ті самі прикметники тепер пропонують приєднувати до назв хімічних різновидів. Ці останні номенклатурні зміни спричинили певні неясності.

У 1998 р. ММА-КНМНК виробила правила щодо власне поняття мінерал, його назви і щодо ізоморфних рядів, де виділяють тільки два крайні види, у яких вміст одного з двох елементів перевищує 50 % [14]. У світлі рекомендацій ММА таксони “підвид” і “мінал”, пропоновані Є. Лазаренком, об’єднані з видом, “різновид” – з відміною (чи навпаки). Тобто “різновид” і “відміна” – рівнозначні поняття, тоді як у “Мінералогічному словнику” різновид (*variety*) ідентичний до сучасного поняття “вид” (*species*). Пізніше правило для виділення видів розширили [13], узявши до уваги кількість заміщувальних елементів та їхній заряд, унаслідок чого частка видоутворювального елемента може становити 25 % і навіть менше, тобто межа між видом і пропонованим Є. Лазаренком різновидом у деяких випадках зникає. Зауважимо, що навіть після опублікування правил [14], деякі види зберігали двослівну назву. Коли нині натрапляєш у національній науковій літературі 1970–2010 рр. на двослівні назви мінералів, складно визначити, з чим маємо справу – з різновидом, що став видом, чи з відміною.

**Сучасна база даних мінералів України.** У 1994 р. Українське мінералогічне товариство ввійшло до складу ММА. Відтоді ми зобов'язались дотримуватися рекомендацій КНМНК, зокрема, щодо номенклатури. Українські мінералоги “заговорили” міжнародною мінералогічною мовою, записаною кирилицею. Тепер з'являється інша проблема: як тисячі послань на знахідки мінералів, що трапляються в мінералогічній літературі радянських часів і навіть дещо пізніше, іноді без хімічних чи структурних підтверджень, “перекласти” на сучасну мову мінералогів. Багато в цьому напрямі зробив О. Зінченко [6, 11], та, як не прикро, не все встиг. До того ж, за 20 років з часу його останньої публікації відбулося багато змін у номенклатурі мінералів, і база даних України поповнилася новими знахідками. На жаль, для достовірної ідентифікації виду багато з них потребує додаткових досліджень.

Натепер кількість назв мінералів, згадуваних у публікаціях і геологічних звітах для території України, перевищує 1 660 одиниць. З них тільки 900 належать мінеральним видам, та й ті, як зазначено вище, не завжди однозначні. Перелік містить 175 термінів, визначених як синоніми назв мінералів (абукумаліт, бронзит, барбертоніт, броценіт тощо), 33 дискредитованих види (верліт, ідингсит, камасит, карбонат-фторапатит), 16 перейменованих (магнезіокатафорит став катафоритом, магноколумбіт – колумбітом-(Mg), манганотанталіт – танталітом-(Mn)). Близько трьох сотень однослівних назв належать відмінам (дизаналіт, діабантит, ентероліт, антраконіт тощо). Найбільше плутанини серед хімічних відмін, власна назва яких співзвучна з назвою виду (алюмохроміт, гідрогетит, ітроапатит, манганокальцит, магномагнетит тощо).

**Замість висновків.** Євген Лазаренко, академік-мінералог, писав: “Мінералогічна номенклатура – мова мінералогів. Мова може бути хорошим засобом спілкування тільки за умови її значного поширення й однакового змістового значення тих самих слів” [8, переклад наш – Г. К.]. Іншому академікові, поету Максиму Рильському належать слова: “Не бійтесь заглядати у словник: це чистий яр, а не сумне провалля; збирайте, як розумний садівник...”. Словникам належить значна роль у сучасній культурі й науці, у них зібрано знання, накопичені протягом століть. Якщо ми хочемо бути грамотними, то повинні постійно звертатися до словників.

Євген Лазаренко й Оксана Винар за допомогою редакторів видавництва “Наукова думка” виконали титанічну роботу, створивши піввіку тому перший розгорнутий тлумачний словник мінералогічної мови. У вік безкомп'ютерних технологій вручну зібрали, обробили й упорядкували 14 тис. карточок з інформацією про мінерали. Успіх був би значно більший, якби не українська мова словника, за яку його критикували (і в Україні, зокрема). Навіть у часи, коли українська мова стала затребувана, багато національних мінералогів, як про це свідчать виявлені помилки, радше зверталися до російськомовних словників, самостійно калькуючи російські терміни для українських текстів.

Архів Є. Лазаренка, у якому залишилися листування з автором англо-мовних мінералогічних словників М. Флейшером і сотні карточок з новими мінералами, свідчить, що академік планував продовжити роботу над мінералогічними словниками. Нині така праця значно спрощена завдяки комп'ютерним програмам та Інтернету. Не обов'язково йти до бібліотеки за інформацією. Її можна отримати з вебсайтів, зокрема, у нашій країні українську номенклатуру мінералів висвітлено на сайті “Українська мінералогічна енциклопедія”: <http://mineralopediaukraine.com/>. Актуальну інформацію про статус мінералів можна отримати безпосередньо з сайту ММА-КНМНК: <http://cnmnc.main.jp/>, детальну характеристику про мінерал (від місця його знахідки до місця у світі мінералів) – з англо-мовних сайтів <http://webmineral.com/>; <https://rruff.info/ima/>; <https://www.mindat.org/>. Головне – не лінуватися підвищувати свою мінералогічну грамотність.

1. Бетехтин, А. Г. (1950). *Минералогия*. Москва: Госгеолиздат.
2. Білоніжка, П. М., Матковський, О. І. (1997). З історії української мінералогічної і кристалографічної термінології (до 150-річчя від дня народження Івана Верхратського). *Праці Наук. т-ва ім. Шевченка*, 1, 170–176.
3. Вернадский, В. И. (2012). Опыт описательной минералогии. У *Вибрані наукові праці академіка В. І. Вернадського. Т. 5. Мінералогічна спадщина Володимира Івановича Вернадського* (с. 9–456). Київ: ІГМР НАН України.
4. Верхратський, І. (1909). Виразня мінеральогічна. *Збірник математично-природописно-лікарської секції наукового товариства імені Шевченка*, 13, 1–64.
5. Вовченко, Р., Матковський, О., Бохорська, Л., Полубічко, О. (2011). *Російсько-український геологічний словник*. Львів: ЛНУ імені Івана Франка.
6. Зінченко, О. В., Павлишин, В. І., Васинюк, А. В. (2011). Мінерали України: база даних. *Зап. Укр. мінерал. т-ва*, 8, 96–98.
7. Кульчицька, Г. О., Пономаренко, О. М., Черниш, Д. С. (2022). Номенклатура мінералів та збереження їх історичної назви. *Мінерал. журн.*, 44 (3), 30–39.
8. <https://doi.org/10.15407/mineraljournal.42.03.030>
9. Лазаренко, Е. К. (1978). Таксономические категории минералогии. В Е. К. Лазаренко (отв. ред), *Основные понятия минералогии* (с. 16–29). Киев: Наук. думка.
10. Лазаренко, Є. К. (1970). *Курс мінералогії*. Київ: Вища школа.
11. Лазаренко, Є. К., Винар, О. М. (1975). *Мінералогічний словник*. Київ: Наук. думка.

12. Павлишин, В. І., Зінченко, О. В., Довгий, С. О. (2007). Загальні особливості мінерального складу геологічних утворень України. *Мінерал. журн.*, 29 (2), 5–18.
13. Поваренных, А. С. (1966). *Кристаллохимическая классификация минеральных видов*. Киев: Наук. думка.
14. Hatert, F., & Burke, E. A. T. (2008). The IMA–CNMNC dominant-constituent rule revisited and extended. *Canad. Mineral.*, 46, 717–728. <https://doi.org/10.3749/canmin.46.3.717>.
15. Nickel, E. H., & Grice, J. D. (1998). The IMA Commission on new minerals and mineral names: Procedures and guidelines on mineral nomenclature. *Canad. Mineral.*, 36, 3–16.

**Тетяна Лупашко, Аркадій Таращан, Катерина Ільченко,  
Олена Гречановська**

*Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення імені М. П. Семененка НАНУ,  
просп. акад. Палладіна, 34, Київ, Україна, 03142  
E-mail: lupashkot@ukr.net*

## **ГЕНЕТИЧНА ІНФОРМАТИВНІСТЬ СПЕКТРОСКОПІЧНИХ ПАРАМЕТРІВ ЗЕЛЕНОГО І БЛАКИТНОГО АМАЗОНІТУ**

Максимальний мікроклін – наскрізний мінерал практично всіх парагенезисів субсольвусних масивів рідкіснометалевих двопольовошпатових порід. На завершальних стадіях кристалізації розплавів він нагромаджує в своїй структурі високі концентрації Rb, Cs, Tl, Li та ін., а його найбільш низькотемпературні індивіди різною мірою збагачуються ізоморфною домішкою Pb і забарвлюються в широкий спектр біло-рожевих і блакитно-зелених кольорів.

Для виявлення важливих аспектів геохімічних процесів формування зеленого і блакитного забарвлення мікрокліну ми використали методи рентгенолюмінесценції (РЛ), інфрачервоної (ІЧ-) спектроскопії і рентгеновського аналізу. Зокрема, досліджено кристали мікрокліну з рідкіснометалевих родовищ – берилієвого Пержанського (Україна) і танталового Орловського (РФ), де наявні амазоніт (Am) зеленого і блакитного кольору, відповідно, а також тантало-ніобієвого Катугінського (РФ), де амазоніту нема. Ці добре вивчені родовища зачислено до лужно-гранітної (Пержанське й Катугінське) і сублужно-лейкогранітної (Орловське) формацій. Закономірні зміни вмісту Pb у мікрокліні є геохімічним індикатором кристалізаційної диференціації рідкіснометалевих порід, сформованих за умов різного градієнта значень окисно-відновного потенціалу (Red/Ox) і фугітивності кисню ( $fO_2$ ) “вологоді” (Пержанське й Орловське) та “сухості” (Катугінське) петрогенетичних систем. У їхніх магматичних флюїдах переважають дві різні рухомі форми перенесення Pb: оксидна і гідроксидна. Перша призводить до кристалохімічного розсіяння Pb у мінералах (Катугін-

ське), а друга – до його міграції у вигляді водорозчинних гідроксидів  $Pb(OH)_2$  з наступним нагромадженням у структурі мікрокліну як головного мінералу-концентратора (Пержанське й Орловське). Також досліджували взірці зеленого амазоніту з рідкісноземельних пегматитів Кольського півострова та зеленкувато-блакитного – з рідкіснометалевих пегматитів штату Вірджинія (США).

Спектри РЛ розтертих до 0,05 мм кристалів Am (наважка – 80 мг) реєстрували у спектральному діапазоні 220–1000 нм за 300 К і атмосферного тиску. Для чіткішої генетичної інтерпретації РЛ-параметрів вивчали динаміку й кінетику їхньої температурної стійкості у взірцях різнобарвного Am, прожарених на повітрі (за 1173 К, 30 хв) та в атмосфері гелію в піролізаторі (висушування за 523 К, 1 год і прожарювання у струмені гелію за 923 К, 30 хв). Зазначимо, що на повітрі взірці Am прожарювали за однакової температури двічі: прожарювання-I вихідних взірців і прожарювання-II взірців, попередньо прожарених в атмосфері гелію. За основу генетичної інтерпретації спектрів РЛ Am взято емпіричні співвідношення складу й інтенсивності смуг випромінювання домішкових і електронно-діркових центрів на власних дефектах структури польових шпатів, найповнішу систематизацію кристалохімічних і енергетичних моделей яких запропоновано раніше [1, 3]. Згідно з нею, конфігурацію спектрів РЛ калішпату визначає змінна інтенсивність чотирьох смуг випромінювання з  $\lambda_{\max}$  285, 470, 700 і 865 нм центрів  $Pb^{2+}$ ,  $O_{-Al}^-$ ,  $Fe^{3+}_{IV}$  і  $Pb^+$ , відповідно. ІЧ-спектри спайних пластинок (завтовшки 0,15–0,92 мм) вихідних, прожарених на повітрі (за 1173 К, 30 хв) та в струмені гелію (за 923 К, 30 хв) кристалів Am досліджували в діапазоні 2000–7000  $cm^{-1}$ . Рентгенівським аналізом у вихідних і прожарених на повітрі (1173 К, 1 год) взірцях Am визначали вміст альбітової (Ab) фази, ступінь триклінності ( $\Delta\rho$ ), упорядкованість Si/Al ( $2t_1$ ) і розподіл алюмінію за тетраедричними позиціями  $T_{1o}$ ,  $T_{1m}$ ,  $T_{2o}$  і  $T_{2m}$ .

За ступенем Si/Al-упорядкованості структури ( $2t_1 = 0,959-1,000$ ) різнобарвні кристали Am подібні між собою, однак суттєво відрізняються за вмістом Pb, який у зелених різновидах мінералу досягає 2000–10000 частин на мільйон (ч/м), а в блакитних – 200 ч/м. У спектрах РЛ вихідних зелених і зеленкувато-блакитних Am наявні смуги всіх чотирьох центрів –  $Pb^{2+}$ ,  $O_{-Al}^-$ ,  $Fe^{3+}_{IV}$  і  $Pb^+$ . За інтенсивністю домінує смуга діркових центрів типу  $Al^{3+}-O_{-Al}^-$  [2], позначених, відповідно до тетраедра, як  $O_{-Al}^-$ . Конфігурацію спектрів РЛ блакитних кристалів Am формують три смуги центрів  $Pb^{2+}$ ,  $O_{-Al}^-$  і  $Pb^+$ , за інтенсивністю переважає смуга  $Pb^{2+}$  (285 нм). Смуги центрів  $Fe^{3+}_{IV}$  (700–720 нм) або нема, або ж її фіксують на рівні слідів. Проте вміст домішки Fe в блакитних Am досягає близько 800 ч/м, хоча, порівняно з зеленими, він значно менший (майже удвічі–утричі). Між ІЧ-спектрами кристалів зеленого, зеленкувато-блакитного і блакитного Am в діапазоні 2800–3800  $cm^{-1}$  також виявлено суттєві відмінності, а саме – у кількості, спектральному положенні й ширині смуг поглинання оксиген-гідрогенних дефектів  $OH_n$  (ОН-груп, молекул структурно зв'язаної води  $H_2O_{str}$  або ж

води у включеннях  $\text{H}_2\text{O}_{\text{incl}}$ ). ІЧ-спектри зелених кристалів Am подібні між собою, складені з широкої смуги  $3440\text{--}3456\text{ см}^{-1}$  та смуги  $3240\text{--}3235\text{ см}^{-1}$  у її низькочастотному крилі (напівширина  $\Delta\nu = 305$  і  $285\text{ см}^{-1}$ , відповідно). В ІЧ-спектрах блакитних і зеленкувато-блакитних Am зареєстровано низку інтенсивних вузьких смуг поглинання ( $\Delta\nu = 27\text{--}78\text{ см}^{-1}$ ) з максимумами  $3068$ ,  $3267$ ,  $3326$  та  $3396$ ,  $3407\text{ см}^{-1}$ , які накладені на ширші смуги ( $\Delta\nu = 144\text{--}425\text{ см}^{-1}$ ) з максимумами близько  $3012$ ,  $3215$  і  $3440\text{ см}^{-1}$ .

Результати експериментальних досліджень термо-радіаційного впливу на різнокольорові кристали амазоніту засвідчили, що вони однаково знебарвлюються як за умов прожарювання на повітрі, так і в струмені гелію, однак найбільші структурно-хімічні трансформації, відмінні для кожного кольорового різновиду Am, відбуваються внаслідок високотемпературного прожарювання на повітрі. У зелених взірцях термічно стабільними залишаються тільки центри  $\text{Fe}^{3+_{\text{IV}}}$ , а концентрація центрів на власних дефектах структури  $\text{O}^-_{\text{Al}}$  зменшується майже вдвічі. Руйнування частини центрів  $\text{O}^-_{\text{Al}}$  у цих кристалах, вірогідно, пов'язане з відривом протонів ( $\text{H}^+$ ) унаслідок процесів загального зневоднення під час прожарювання. Втрата води кристалами відкриває шляхи для дифузії електронів та їхньої релаксації на йонах  $\text{Pb}^{2+}$  ( $\text{Pb}^{2+} + \text{e}^- \rightarrow \text{Pb}^+$ ), що призводить до зменшення концентрації центрів  $\text{Pb}^{2+}$  і збільшення  $\text{Pb}^+$  та зміни співвідношення  $\text{Pb}^{2+} > \text{Pb}^+$  на  $\text{Pb}^{2+} < \text{Pb}^+$  у прожарених взірцях зі збереженням значення параметра  $\text{Pb}^{2+} + \text{Pb}^+$ . Подібну термічну іонізацію центрів РЛ іонів  $\text{Pb}^{2+}$  зафіксовано й у структурі кристалів блакитного Am, що відбувається практично без зміни концентрації центрів  $\text{O}^-_{\text{Al}}$  і спектрального положення й інтенсивності смуг поглинання ОН-груп ( $3068$ ,  $3110$ ,  $3267$ ,  $3326\text{ см}^{-1}$ ) та  $\text{H}_2\text{O}_{\text{str}}$  ( $3012$ ,  $3215\text{ см}^{-1}$ ) в ІЧ-спектрах. Смуги поглинання ОН-груп та  $\text{H}_2\text{O}_{\text{str}}$  зберігаються і в ІЧ-спектрах прожареного-I на повітрі зеленкувато-блакитного Am, однак вони цілком зникають після прожарювання в атмосфері гелію. Різний склад оксиген-гідрогенних дефектів у вихідних і прожарених взірцях Am свідчить про різну генетичну природу стабілізації центрів РЛ  $\text{O}^-_{\text{Al}}$  у структурі різнобарвних кристалів: у зеленому мінералі від'ємний заряд на містковому йоні  $\text{O}^-$  компенсований протоном ( $\text{H}^+$ ), а в блакитному позицію вакансії цього оксигену займає гідроксил ( $\text{OH}^-$ ) [5].

Високий вміст домішки Pb (до  $10\ 000\text{ ч/м}$ ) у зелених Am передбачає неоднорідний розподіл іонів  $\text{Pb}^{2+}$  в їхній структурі та утворення різних домішково-структурних дефектів – агрегації один з одним або з іншими домішковими атомами, формування кластерів та ін. На жаль, люмінесцентні методи не можуть дати інформацію про структурні моделі цих дефектів, однак прикладом можуть бути димерні кластери  $[\text{Pb}^{2+}\text{--}\text{Pb}^+]^{3+}$ , виявлені в Am методом ЕПР [6]. Вони утворюються, коли два іони  $\text{Pb}^{2+}$  займають дві сусідні позиції йонів  $\text{K}^+$ , відстань між якими становить  $\sim 4,0\text{ \AA}$ , і за РЛ-опромінення внаслідок обмінної взаємодії між ними один із них захоплює електрон і переходить в одновалентний стан. Відсутність лінійної залежності між вмістом домішки Pb і концентрацією центрів  $\text{Pb}^{2+}$  засвідчує справед-

ливість існування таких кластерів у структурі зеленого Am. Для збереження електронейтральності кристалів зеленого Am з великою кількістю обмінно-зв'язаних пар  $[Pb^{2+}-Pb^+]^{3+}$  у структурі для компенсації їхніх надлишкових зарядів потрібне додаткове входження йонів  $Al^{3+}$ , і не тільки в позиції  $T_{1m}$  Si-тетраєдрів, а й  $T_2$ . Це призводить до утворення неупорядкованих доменів субмікроскопічного розміру й деформації аніонного каркасу структури максимального мікроклін-амазоніту та зниження ступеня її триклінності. Значно менший вміст ( $\sim 200$  ч/м) домішки Pb у кристалах блакитного Am, порівняно з зеленим, ставить під сумнів вірогідність домінантності “парного” розташування йонів  $Pb^{2+}$  в їхній структурі і створення достатньої кількості дефектів типу  $[Pb^{2+}-Pb^+]^{3+}$  як хромоформних центрів забарвлення.

Дуже слабе випромінювання йонів  $Fe^{3+IV}$  у блакитних Am або його цілковита відсутність (за загального вмісту Fe  $\sim 800$  ч/м) може свідчити про входження в структуру кристалів у відновленій формі йонів  $Fe^{2+}$ , які разом з іонами  $Pb^{2+}$  займають M-позиції в катіонній підрешітці. Подібні припущення робили й раніше: в оптичних спектрах блакитно-зеленого Am виявили дві смуги поглинання, одну з яких (з  $\lambda_{max} = 720$  нм) пов'язали з тетраєдрично координованими йонами  $Fe^{3+}$  – вона відповідає за зелене забарвлення, а другу (з  $\lambda_{max} = 625$  нм) – з іонами  $Fe^{2+}$  і блакитним кольором [1, 4].

Гетеровалентні ізоморфні заміщення в зелених Am відбуваються зі збереженням кількості атомів у катіонній і аніонній підрешітках за схемою  $K^+ + Si^{4+} \rightarrow Pb^{2+} + Al^{3+}_{Si}$ . Формування локально скомпенсованих кластерів  $[Pb^{2+}-Pb^+]^{3+}$  пов'язане з високою концентрацією центрів  $O^-_{Al}$  та вмістом Al в позиціях  $t_{1m}$  від 0,021 до 0,055, а в позиціях  $t_{2o} = t_{2m}$  – від 0,000 до 0,0025. Зафіксоване в прожарених-I і -II на повітрі кристалах Am (одночасно з їхнім знебарвленням) зменшення концентрації  $O^-_{Al}$  і зміна співвідношення концентрації  $Pb^{2+}>Pb^+$  на  $Pb^{2+}<<Pb^+$ , на нашу думку, є доказом достовірності вибору димерної пари  $[Pb^{2+}-Pb^+]^{3+}$  як моделі хромоформних центрів зеленого кольору [6].

Знебарвлення кристалів і трансформація кристалічної структури під час прожарювання на повітрі блакитного Am, на відміну від зеленого, відбувається тільки за незворотної руйнації центрів РЛ на йонах  $Pb^{2+}$  (супроводжується суттєвим зростанням концентрації центрів  $Pb^+$ ) і збереження стабільності центрів  $O^-_{Al}$ . Заміщення йонів  $K^+$  іонами  $Pb^{2+}$  у кристалічній структурі цього кольорового різновиду амазоніту відбувається за двома схемами гетеровалентного ізоморфізму. Для першої схеми характерна одночасна зміна валентності йонів у катіонній і аніонній підрешітках (як у зелених Am) –  $K^+ + Si^{4+} \rightarrow Pb^{2+} + Al^{3+}_{Si}$  (Al в  $t_{1m} = 0,019$ , а в  $t_{2o} = t_{2m} = 0,00$ ). За другої схеми (переважає) кристалохімічна компенсація валентності двох йонів  $K^+$  у сусідніх еквівалентних позиціях відбувається завдяки сумарній валентності йона  $Pb^{2+}$  (у позиції одного з йонів  $K^+$ ) в асоціації з вакансією (на місці другого йона  $K^+$ ) як компенсатора надлишкового заряду

домішки ( $2K^+ \rightarrow Pb^{2+} + V_K$ ). Сформовані в такий спосіб домішково-вакансійні кластери  $Pb^{2+}-V_K$  під час прожарювання на повітрі зазнають твердофазових перетворень, які відбуваються внаслідок активізації процесів об'ємної дифузії електронів по катіонних вакансіях і кінетики електронних переходів в іонах  $Pb^{2+}$ . Раніше [1] димерні кластери  $Pb^{2+}-V_K$  уже пропонували як модель хромофорних центрів блакитного забарвлення, що, на нашу думку, коректно. Проте наведені вище результати експериментального дослідження кристалів амазоніту різного кольору дають нам підстави припускати й іншу модель хромофорних центрів блакитного забарвлення, а саме – димерного кластера  $Fe^{2+}-V_K$ .

Виявлена подібність спектроскопічних параметрів зеленкувато-блакитного Am, зелених і блакитних кристалів дає змогу припустити формування в його структурі – як хромофорних центрів забарвлення – обох типів димерних кластерів –  $[Pb^{2+}-Pb^+]^{3+}$  і  $Pb^{2+}-V_K$ . Подібність до зеленого Am означає вищий (удвічі більший, ніж у блакитному) вміст домішки Pb (450 ч/м) і наявність у спектрах РЛ чотирьох смуг центрів  $Pb^{2+}$ ,  $O^-_{Al}$ ,  $Fe^{3+}_{IV}$  і  $Pb^+$ , серед яких чітко виявлена смуга  $Fe^{3+}_{IV}$ . Від зеленого Am він відрізняється тим, що після прожарювання-I, подібно до блакитного Am, інтенсивність смуг  $O^-_{Al}$  в його спектрах РЛ залишається стабільною, як і термічно стійкими – вузькі смуги поглинання валентних коливань ОН-груп та  $H_2O_{str}$  в ІЧ-спектрах. Найвірогідніше, процес утворення зеленкувато-блакитного Am був досить тривалий і відбувався за специфічних умов виявлення різних за інтенсивністю і спрямуванням окиснювально-відновлювальних процесів, визначальними чинниками яких були змінні концентрація оксигену у флюїдах, кислотність і *PT*-параметри мінералоутворювального середовища.

Еволюційні зміни в значеннях параметрів Red/Ox та  $fO_2$  мінералоутворювального середовища є найважливішими чинниками, які спричинюють активність і кислотно-основну взаємодію компонентів у суттєво водних залишкових флюїдах, зумовлюючи процеси відновлення (приєднання електронів,  $2H_2O + 2e^- \rightarrow H_2 + 2OH^-$ ) або окиснення (віддавання електронів,  $2H_2O - 4e^- \rightarrow O_2 + 4H^+$ ). Генетична природа зеленого і блакитного забарвлення Am пов'язана з різними параметрами геохімічного режиму залишкових розплавів як найпізніших диференціатів закономірно спрямованої кристалізації магм під час формування рідкіснометалевих масивів лужногранітної і сублужно-лейкогранітної формацій. Широкі варіації концентрації центрів РЛ іонів  $Fe^{3+}_{IV}$  у мікрокліні з рідкіснометалевих об'єктів є відображенням еволюції окисно-відновних процесів формування вмісних порід і корелюють з різним ступенем окиснення Fe ( $Fe^{3+} \rightarrow Fe^{2+}$ ).

Виявлені відмінності в складі й концентрації спектроскопічно активних центрів у вихідних взірцях різнобарвного Am є свідченням впливу Red/Ox і  $fO_2$  водовмісних флюїдів на ізоморфне входження Pb ( $2Pb^{2+} + O^{2-} + 2H_2O \rightarrow 2Pb(OH)_2$ ) і механізми кристалохімічної зарядової компенсації йонів  $Pb^{2+}$  у структурі кристалів, що створює умови для формування спе-

цифічних нанорозмірних дефектів – домішкових ( $[\text{Pb}^{2+}\text{-Pb}^+]^{3+}$ ) і домішково-вакансійних ( $\text{Pb}^{2+}\text{-V}_K$ ) кластерів – хромофорних центрів зеленого й блакитного забарвлення, відповідно.

Гетерогенне мінералоутворювальне середовище за умов різних значень  $f\text{O}_2$  передбачає розмаїтий прояв змінної активності окисненої й відновленої форм різних елементів, у зв'язку з чим в окремих об'єктах можуть траплятися кристали Am, забарвлені в різні відтінки зеленого і блакитного кольору, які, зазвичай, по-різному розподіляються з часом і в просторі: зелені, здебільшого, – у внутрішніх зонах масивів, блакитні – у периферійних.

1. Вохменцев, А. Я., Остроумов, М. Н., Марин, Ю. Б., Платонов, А. Н., Попов, В. А., Таращан, А. Н., Шмакин, Б. М. (1989). *Амазонит*. Москва: Недра.
2. Марфунин, А. С. (1975). *Спектроскопия, люминесценция и радиационные центры в минералах*. Москва: Недра.
3. Таращан, А. Н., Серебренников, А. И., Платонов, А. Н. (1973). Особенности люминесценции свинца в амазоните. *Конституция и свойства минералов*, 7, 106–111.
4. Hofmeister, A. M., & Rossman, G. R. (1985). A spectroscopic study of irradiation coloring of amazonite; structurally hydrous, Pb-bearing feldspar. *Am. Mineral.*, 70 (7–8), 794–804.
5. Matyash, I. V., Bagmut, N. N., Litovchenko, A. S., & Proshko, V. Y. (1982). Electron paramagnetic resonance study of new paramagnetic centers in microcline-pertites from pegmatites. *Phys. Chem. Minerals*, 8 (2), 149–152.
6. Petrov, I., Mineeva, R. M., Bershov, V. L., & Agel, A. (1993). EPR of  $[\text{Pb-Pb}]^{3+}$  mixed valence pairs in amazonite-type microcline. *Am. Mineral.*, 73, 500–510.

## **Орест Матковський, Євгенія Сливко**

*Львівський національний університет імені Івана Франка,  
вул. Грушевського, 4, Львів, Україна, 79005  
E-mail: emslivko@i.ua*

### **ВНЕСОК АКАДЕМІКА ЄВГЕНА ЛАЗАРЕНКА В ІСТОРІЮ МІНЕРАЛОГІЇ**

У багатогранній науковій спадщині Є. Лазаренка особливе місце посідає історія науки загалом і мінералогії, зокрема. На жаль, досі нема жодної спеціальної публікації про внесок ученого в історію науки, а він досить значний, адже в багатьох працях Євгена Костянтинівича є огляд історії досліджень регіону чи аналізованої проблеми. Це стосується, передусім, монографічних зведень з регіональної мінералогії (“Мінералогії вивержених комплексів Західної Волині”, “Мінералогія осадових утворень Прикар-

паття”, “Минералогия Закарпатья” та ін.) та інших видань, серед яких “Основы генетической минералогии”, “Опыт генетической классификации минералов”, підручник “Курс мінералогії” та “Мінералогічний словник”, у якому відтворено історію мінералогії в світовому масштабі.

Серед статейних публікацій Є. Лазаренка є понад десять праць (особистих і в співавторстві), які присвячені історії мінералогії, її розвитку й завданням. Серед них “Развитие минералогии за 30 лет Советской власти” (1948), “Сто лет минералогическому музею” (1953), “Из истории минералогии и петрографии во Львовском университете” (1954), “Успехи минералогии на Украине” (1954), “Минералогические исследования во Львовском университете после 1939 г.” (1959), “Из истории минералогии на Украине” (1966), “Пути развития минералогии” (1967), “Состояние и задачи современной минералогических исследований” (1967), “Успехи минералогии в СССР” (1967), “Развитие минералогии на Украине за годы Советской власти” (1967), “Успіхи мінералогії і кристалографії на Україні за роки Радянської влади” (1967), “Состояние и задачи минералогии” (1972). Дві статті під назвою “Мінералогія” опубліковано в матеріалах “Історія Академії наук Української РСР” (1967, 1982).

Низка колективних публікацій присвячена пам’яті видатних науковців і вчених, які зробили значний внесок у розвиток мінералогії (А. Бетехтін, Б. Гаврусевич, О. Заварицький, В. Міхєєв, С. Родіонов, К. Савич-Заблоцький, Ф. Славік, С. Тутут, М. Шкабара та ін.), а також ювілейним датам відомих науковців – Д. Бобровника, Г. Бокія, М. Єрмакова, Л. Карякіна, І. Шафрановського та ін. Дані з історії мінералогії містяться в семи статтях “Литература по минералогии Украины” (1947–1953), опублікованих у “Мінералогічному збірнику” (перша особиста, решта – у співавторстві з Ф. Максименком, тодішнім заступником директора наукової бібліотеки університету).

Дуже важливою є публікація Є. Лазаренка й М. Сливка стосовно шляхів розвитку мінералогії (Советская геология. 1967. № 4; International Geological Review. 1967. Vol. 9, N 10). У ній зазначено, що в основі тогочасної мінералогії є два взаємопов’язані, однак нерівномірні принципи – генетичний і кристалохімічний. Найважливішим є генетичний принцип, який дає змогу найповніше й аргументовано розкрити причини виникнення значних концентрацій мінералів в окремих структурах земної кори та еволюцію мінеральної речовини в планетарному масштабі. Саме ця публікація сприяла бурхливому розвитку мінералогії в другій половині ХХ ст., завдяки чому мінералогія здобула статус фундаментальної серед наук геологічного циклу, на чому неодноразово наголошували Є. Лазаренко та академіки Д. Коржинський, О. Сидоренко, О. Поваренних.

Значна кількість публікацій Є. Лазаренка присвячена розвитку мінералогії в Україні. Зокрема, у праці [3] висвітлено розвиток описової, теоретичної, експериментальної і прикладної мінералогії, схарактеризовано навчальні видання Л. Іванова, Й. Танатара й М. Безбородька, наведено спи-

сок відповідної літератури (понад 400 найменувань). У праці [4] наголошено, що показником розвитку мінералогічних досліджень є кількість опублікованих протягом 1947–1967 рр. наукових праць – 400, у тім числі 40 солідних монографій. Окремо проаналізовано регіонально-мінералогічне вивчення різних за віком і складом геологічних утворень та загальні питання мінералогії, які стосуються класифікації мінералів, конституції, кристаломорфології, генезису і методів дослідження, а також основних понять мінералогії, номенклатури і термінології. У генезисі мінералів особливу увагу звернуто на вивчення включень, що започаткував у Львівському університеті М. Єрмаков з учнями.

Досить значна інформація з історії мінералогії міститься в матеріалах періодичних наукових форумів, що їх проводили Львівське геологічне товариство, кафедра мінералогії Львівського університету та Українське мінералогічне товариство (УМТ) під керівництвом Є. Лазаренка: “Осадове мінералоутворення” (1955), “Мінералогія і використання глин” (1957), Четвертий з’їзд КБГА (1958), Сьома нарада з експериментальної і технічної мінералогії та петрографії (1964), Перша всесоюзна міжвідомча нарада з мінералогічної кристалографії (1966), перше–четверте засідання Комісії мінералогії і геохімії КБГА (1961, 1973, 1977, 1979), виїзні сесії УМТ “Типоморфизм кварца Украины” (1974), “Роль минералогии в поисках и разведке нефтяных и газовых месторождений” (1976), “Минералогические критерии поисков редких и цветных металлов в пределах Украинского щита” (1977), “Основные понятия минералогии” (1978).

Під час дванадцятирічного керівництва Львівським університетом Є. Лазаренко приділяв особливу увагу історії розвитку різних наук, особливо гуманітарних. Згадаємо його книгу “300 років Львівського університету” [5], яка з’явилася у зв’язку з відзначенням 300-літнього ювілею університету. Урочистий захід, ініційований Євгеном Костянтиновичем, було проведено на високому рівні. У книзі особливу увагу звернуто на становлення навчального закладу як університету українського народу, на його складну суперечливу історію, а також на зв’язки Львівського університету з Києво-Могилянською академією.

На посаді ректора університету Є. Лазаренко постійно цікавився роботою університетського видавництва, стежив, щоб у тематичних планах були ювілейні видання, присвячені Іванові Франку, Лесі Українці, Тарасові Шевченку, Маркіяну Шашкевичу й іншим класикам української літератури. За його підтримки продовжено видання збірника “Іван Франко: статті і матеріали”, збережено видання збірника “Класична філологія”, опубліковано низку видань з франкознавства. З ініціативи Євгена Костянтиновича організовано переклад українською мовою й видання збірки поезій канадської (індіанської) поетеси Полін Джонсон. Завдяки наполегливості Є. Лазаренка українці перші серед слов’янських народів почали вивчати твір давньогрецького комедіографа Менандра “Відлюдник”, що його переклав українською мовою тодішній студент п’ятого курсу А. Содомора

(згодом – професор Львівського медичного університету імені Данила Галицького) [10].

Євген Лазаренко планував написати разом з відомим кристалографом та істориком науки І. Шафрановським спеціальну працю, присвячену історії мінералогії й кристалографії. На жаль, передчасна смерть Євгена Костянтиновича завадила цьому, однак започатковані ним дослідження з історії мінералогії нині активно провадять його учні й послідовники в межах заснованого ним УМТ і наукової мінералогічної школи, яка має ім'я Євгена Лазаренка [6, 7].

УМТ продовжило проведення виїзних наукових сесій та інших нарад з різних проблем мінералогії, у матеріалах яких міститься досить значна інформація з історії мінералогії. Серед них “Вопросы прикладной и технологической минералогии рудных месторождений” (Кривий Ріг, 1981), “Проблеми регіональної мінералогії” і “120 років мінералогії у Львівському університеті” (Львів, 1982, 1984), “Минералогическая кристаллография и ее роль в практике поисково-разведочных работ” і “Циркон” (Одеса, 1983, 1987). У 1987 р. УМТ організувало виїзну наукову сесію в Харкові на тему “Історія мінералогії”, суміщену з науковою конференцією “150 років мінералогії у Харківському університеті”. Окреме засідання на цьому форумі було присвячене пам'яті акад. Є. Лазаренка – випускника Харківського університету. Матеріали опубліковано 1991 р. в окремому збірнику [13]. У них наведено нарис мінералогічних досліджень в Україні (В. Павлишин), історію мінералогічних досліджень у Київському (О. Зінченко, В. Латиш, В. Малявко), Харківському (П. Заріцький) та Львівському (О. Матковський) державних університетах, Дніпропетровському гірничому інституті (Л. Куцевол, Л. Козловський, П. Баранов), а також у Донецькому басейні (Б. Панов) та на Кримському півострові (Ю. Полканов, Є. Марченко), історію розвитку технічної мінералогії і петрографії в Харкові (А. Бережної), історію вивчення Криворізького залізорудного басейну (Б. Пирогов), кір звітрування Українського щита (А. Додатко), становлення мінералогії імпактних утворень (А. Вальтер), історичний огляд і проблеми вивчення ртутних руд Донбасу (А. Горovий) та інші відомості.

Посилена увага до історії мінералогії в Україні характерна для трьох останніх десятиліть. Різноманітні її аспекти висвітлено в численних публікаціях на сторінках “Мінералогічного збірника”, “Мінералогічного журналу” і “Записок Українського мінералогічного товариства”. Зокрема, у двох перших томах “Записок” містяться публікації про діяльність окремих відділень УМТ – Донецького (Б. Панов), Київського (О. Зінченко), Кримського (О. Палкіна, Ю. Полканов), Львівського (О. Матковський, Є. Сливко), Одеського (О. Чепіжко), Харківського (А. Вальтер), а також про результати досліджень з конкретних напрямів мінералогії – генетичної (В. Павлишин), регіональної (О. Матковський), структурної (В. Мельников), космічної (В. Семененко), технологічної (В. Євтехов), експериментальної (Ю. Мельник, Г. Остапенко, В. Міцюк), біомінералогії (Ф. Зузук), фізики мінералів

(О. Платонов), вивчення включень у мінералах (Д. Возняк), мінералогії ім-пактних утворень (А. Вальтер). Схарактеризовано мінералогічні проблеми Азово-Чорноморської неогенової залізорудної провінції (Є. Шнюков) та наведено бібліографію з мінералогії України за 2001–2004 рр. (Ю. Гала-бурда).

Віхам історії мінералогії в Україні присвячено спеціальний розділ у підручнику “Основи мінералогії України” [11]. Важливі дані з цього пи-тання наведено в матеріалах з’їздів УМТ [1, 2] та одинадцяти наукових чи-тань імені академіка Євгена Лазаренка [9], а також у чотирьох моногра-фіях, опублікованих останніми роками: “Здобутки мінералогії в Україні. До 100-річчя геологічної служби України та Національної Академії наук України” [14], “Історія мінералогії в Україні. Від глибокої давнини до 90-х років ХХ ст.” [15], “Термобарогеохімія в Україні” [12], “Розвиток мінерало-гічних досліджень у Львівському національному університеті імені Івана Франка” [8].

1. Квасниця, В. М. (гол. ред.). (2016). *Записки Українського мінералогічного товариства*, 3. Київ. (Матеріали ІХ з’їзду Українського мінералогічного товариства).
2. Кульчицька, Г. О. (гол. ред.). (2017). *Записки Українського мінералогічного товариства*, 14. Київ. (Доповіді, виголошені на ІХ з’їзді Українського мінералогічного товариства).
3. Лазаренко, Е. К. (1948). Развитие минералогии в Украинской ССР за 30 лет Советской власти. *Минерал. сб.*, 2, 5–24.
4. Лазаренко, Е. К., Матковский, О. И., Сливко, М. М. (1967). Развитие минералогии на Украине за годы Советской власти. *Минерал. сб.*, 21 (1), 6–34.
5. Лазаренко, Е. К. (1961). *300 років Львівського університету*. Львів: Вид-во Львів. ун-ту.
6. Матковський, О. (2016). Мінералогічна школа академіка Євгена Лазаренка та її внесок у розвиток сучасної мінералогії. *Мінерал. зб.*, 66 (2), 3–23.
7. Матковський, О. (2019). Внесок у розвиток української мінералогії вче-них, опосередковано пов’язаних з мінералогічною школою Євгена Ла-заренка. *Мінерал. зб.*, 69 (1–2), 3–16.
8. Матковський, О. (2021). *Розвиток мінералогічних досліджень у Львів-ському національному університеті імені Івана Франка*. Львів: ЛНУ імені Івана Франка.
9. Матковський, О., Сливко, Є. (2021). Наукові читання імені академіка Євгена Лазаренка та їхній внесок у розвиток сучасної мінералогії. *Мінерал. зб.*, 71, 3–27.
10. Матковський, О., Білоніжка, П., Павлишин, В. (упоряд.). (2005). *Акаде-мік Євген Лазаренко. Нарис про життєвий і творчий шлях, спогади, фотоальбом*. Львів: Видавн. центр ЛНУ імені Івана Франка.

11. Матковський, О., Павлишин, В., Сливко, Є. (2009). *Основи мінералогії України*. Львів: Видав. центр ЛНУ імені Івана Франка.
12. Матковський, О., Наумко, І., Павлунь, М., Сливко, Є. (2021). *Термобарогеохімія в Україні*. Львів: Простір-М.
13. Мельник, Ю. П. (1991). (отв. ред.). *История минералогических исследований на Украине*. Киев: Наук. думка.
14. Павлишин, В. І., Матковський, О. І., Довгий, С. О. (2018). *Здобутки мінералогії в Україні. До 100-річчя геологічної служби України та Національної Академії наук України*. Київ: Інститут обдарованої дитини НАПН України.
15. Павлишин, В. І., Матковський, О. І., Довгий, С. О. (2021). *Історія мінералогії в Україні. Від глибокої давнини до 90-х років ХХ ст.* Київ.

### **Михайло Матрофайло, Ірина Бучинська, Андрій Побережський**

*Інститут геології і геохімії горючих копалин НАН України,  
вул. Наукова, 3 а, Львів, Україна, 79060  
E-mail: mmatrofaylo@gmail.com; ibuchynska@ukr.net;  
andriy.poberezhsky@gmail.com*

### **БУРЕ ВУГІЛЛЯ НА ЗАХОДІ УКРАЇНИ: ІСТОРІЯ, СУЧАСНИЙ СТАН І ПЕРСПЕКТИВИ**

Нині буре вугілля в Україні практично не видобувають. Це зумовлене багатьма причинами: зношеністю обладнання, неефективним управлінням вугледобувними підприємствами, відсутністю підтримки галузі, зростанням конкуренції з боку розроблення покладів кам'яного вугілля Львівсько-Волинського (ЛВБ) й Донецького басейнів. Буровугільні шахти не витримали конкуренції, і врешті-решт їх закрили через збитковість.

Однак у праці [2] зазначено, що як паливо для виробництва електричної енергії можна й економічно доцільно використовувати буре вугілля, розвідані запаси якого в Україні дуже значні й досягають 2,5 млрд т. У 1990 р. в Україні видобуто 3,6 млн т бурого вугілля, а з 2010 р. видобуток припинено.

За даними багатьох дослідників, буре вугілля нині трактують як альтернативу дорожчому кам'яному вугіллю (антрациту), видобуток якого в Україні останніми роками значно скоротився, а потреби зросли. Водночас буре вугілля є дешевим енергетичним ресурсом, а його низька ціна пов'язана з невеликою глибиною залягання і можливістю видобування відкритим способом [3].

Вирішити проблему можуть допомогти поклади бурого вугілля західних областей України: тут вугленосні площі поширені в різних геолого-структурних регіонах – на південно-західній окраїні Східноєвропейської платформи, у Передкарпатському й Закарпатському прогинах. Зазначимо, що поклади бурого вугілля Придністер'я (Північного Поділля), Передкар-

паття й Закарпаття взаємопов'язані, а їхнє формування визначене подібними палеокліматичними, тектонічними, палеогеоморфологічними, палеогідрологічними й палеоландшафтними умовами, які були в міоцені.

У межах Придністерської (Північно-Подільської) вугленосної площі виявлено десять буровугільних родовищ: Монастирське, Дубрівське, Глинківське, Мокротинське, Бузьке, Золочівське, Ясенівське, Радомиль-Звеняцьке, Бриківське, на Прикарпатській вугленосній площі – п'ять: Коломийське, Тростянецьке, Новоселиця-Джурівське, Мілієве-Іспаське, Коропчівське, а на Закарпатській – шість: Ужгородське, Березинське, Бийганське, Льницьке, Рокосовське, Горбське (див. рисунок).

Поклади бурого вугілля на заході України відомі давно, їх інтенсивно розробляли ще наприкінці XIX ст. у Карпатському й Північно-Подільському районах невеликими шахтами і штольнями. На Львівщині, наприклад, у повоєнні роки буре вугілля використовували головно для потреб місцевих підприємств і населення. До 1949 р. основний обсяг робіт на шахтах виконували вручну, тому продуктивність була невисока. Буре вугілля видобували в Жовкві, Дубрівці, Ясеніві, Новоселищі та інших селах Жовківського, Бродівського й Золочівського районів. Загалом тут функціонувало понад десять невеликих копалень. Після механізації робіт річний обсяг видобування лігніту збільшився до 250 тис. т. Однак 1958 р. копальні закрили у зв'язку з початком освоєння покладів кам'яного вугілля ЛВБ. На Закарпатській буровугільній площі протягом 1946–1958 рр. розробляли п'ять родовищ, на яких працювало 11 шахт. Найбільший видобуток вугілля становив 450 тис. т/рік (1955–1957). Льницьку буровугільну шахту, щорічний видобуток якої становив близько 10 тис. т, закрили в січні 1991 р. Поклади розробляли також кар'єрним способом [1].

Пласти бурого вугілля в регіоні приурочені до відкладів міоцену. Міоценове вугленагромадження тривало тут недовго і мало незначну інтенсивність, тому потужність буровугільних покладів невелика. У післяміоценовий час тектонічні й геоморфологічні процеси зумовили руйнування цих покладів, зменшення потужності й ускладнення обрисів площ поширення. Відтак запаси бурого вугілля тут незначні. Потужність пластів досягає 5–7 м (Закарпаття), а площа окремих покладів становить 2,5–3,0 км<sup>2</sup> [1]. Однак комплексне видобування бурого вугілля в усьому регіоні може мати промислове значення.

За марочним складом буре вугілля неоднорідне. Вугілля марки Б<sub>1–2</sub> поширене у Придністер'ї й на більшій частині Закарпатської буровугільної площі (див. таблицю), де вугілля більш вуглефіковане, напівблискуче і належить до марки Б<sub>2–3</sub>. Це зумовлено впливом температури під час активної вулканічної діяльності в регіоні.

У Передкарпатті поширене буре вугілля вищого ступеня вуглефікації (марка Б<sub>3</sub>), яке близьке до кам'яного, що, вірогідно, зумовлено проявами динамометаморфізму в процесі формування Карпатської гірської системи [1].

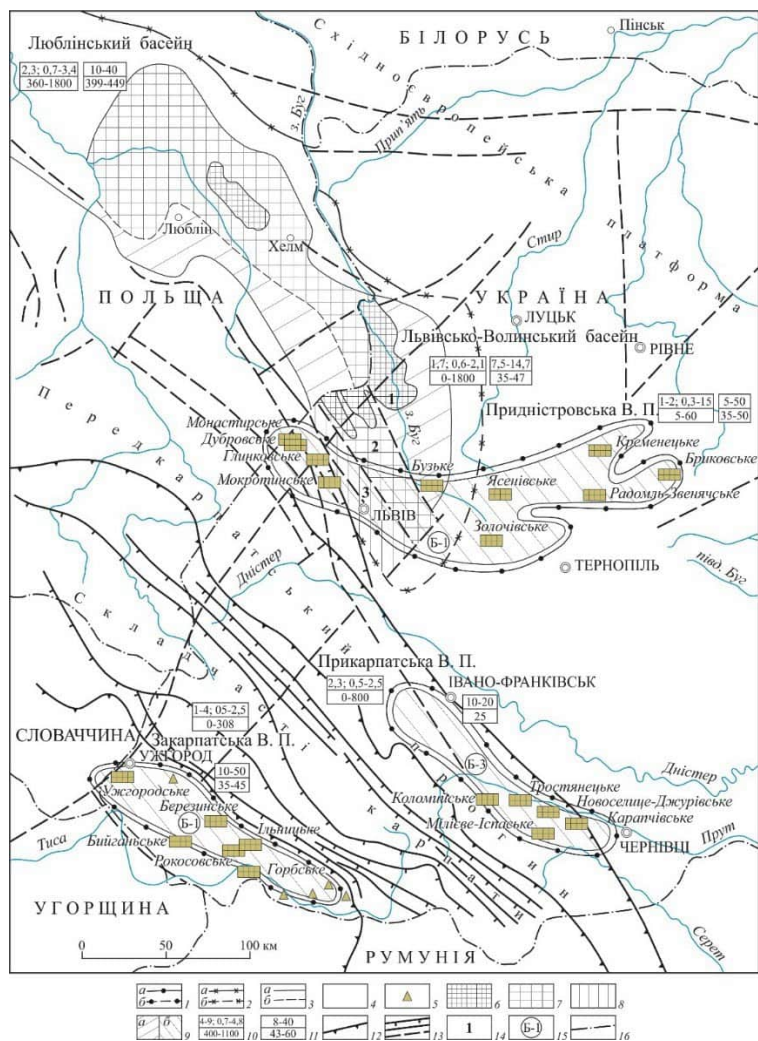


Схема вугленості заходу України і прилеглої території Польщі, за М. Решком (1993):

1, 2 – межі поширення відкладів вугленосних формацій: 1 – N, 2 – C<sub>1</sub>, C<sub>2</sub> (a – достовірні, б – передбачувані); 3 – контури вугільних басейнів, вугленосних площ, родовищ у масштабі (a – достовірні, б – передбачувані); 4 – вугленосні площі, не відображені в масштабі, або ті, що не мають господарського значення; 5 – вуглепроваї; 6–9 – вугленосні площі: 6 – з розвіданими запасами кам'яного вугілля; 7 – з прогнозними запасами кам'яного вугілля; 8 – неоцінені перспективні; 9 – з нез'ясованою або непромисловою вугленосністю (a – для кам'яного вугілля, б – для бурого вугілля); 10 – у чисельнику – кількість робочих пластів вугілля та їхня середня потужність, у знаменнику – глибина залягання пластів, 11 – показники якості вугілля: у чисельнику – зольність A<sup>d</sup>, % сухої речовини, у знаменнику – вологість робочого палива W<sub>1</sub><sup>v</sup> для бурого вугілля, вихід легких речовин на горючу масу V<sup>daf</sup> для кам'яного вугілля й антрацитів; 12 – межі тектонічних структур; 13 – розломи; 14 – кам'яне вугілля ЛВБ (1 – ділянка Межиріччя-Східна, 2 – площа Куликів-Винники, 3 – Бишківська площа); 15 – вугілля: Б-1 – буре м'яке (Придністерська й Закарпатська вугленосні площі), Б-3 – буре щільне (міцне) (Прикарпатська вугленосна площа); 16 – державний кордон.

## Характеристика бурого вугілля заходу України, млн т [1]

Буровугільна площа	Тип, марка вугілля	Загально-геологічні запаси	Кондиційні запаси			Позабалансові запаси	Прогнозні ресурси	
			A+B+C <sub>1</sub>	C <sub>2</sub>	Разом		P <sub>1</sub>	P <sub>2</sub>
Закарпатська	B <sub>1-2</sub>	541,00	58,7	4,6	63,3	14,80	6,9	456,0
Прикарпатська	B <sub>3</sub>	120,85	10,0	–	10,0	0,85	–	110,0
Північно-Подільська	B <sub>1-2</sub>	9,10	6,2	–	6,2	2,90	–	–
Разом		670,95	74,9	4,6	79,5	18,55	6,9	566,0

Північно-Подільська буровугільна площа простягається смугою субширотного напрямку завширшки від 7 до 80 км і завдовжки 136 км – від державного кордону з Польщею (м. Рава-Руська) до м. Шумськ Тернопільської обл. У продуктивній товщі, складеній сірими й темно-сірими кварцовими пісками з прошарками глин, залягає до чотирьох пластів бурого вугілля.

Потужність продуктивної товщі змінюється від 1 до 25 м і залежить від коливання рельєфу крейдових порід, які залягають нижче. Більші її значення приурочені до западин у крейдовій основі, що сформувалися внаслідок розмивання крейдових утворень у палеогеновий час. На підвищених ділянках вугленосні відклади виклинюються [4]. Поклади вугілля мають лінзоподібну форму і невеликий розмір, потужність пластів – від 0,5 до 3,0 м, звичайно 0,5–0,9 м. Загальні геологічні запаси бурого вугілля оцінили в 9,1 млн т, однак реальні вугільні ресурси більші, тому що не всі райони детально досліджено й оконтурено, а запаси там не оцінено. На цих територіях доцільно виконати розшукові роботи на буре вугілля.

Поклади бурого вугілля в Передкарпатті охоплюють площу близько 3 тис. км<sup>2</sup>. Смуга завширшки 15–30 км простягається в південно-східному напрямі від м. Калуш Івано-Франківської обл. до м. Красноільськ Чернівецької обл. Прикарпатську буровугільну площу розділено на два райони – Івано-Франківський і Покутський. Вугленосність площі нерівномірна. На ділянці між верхів'ями Прута і нижньою течією Черемоша вона найбільша, а на північний захід і південний схід від неї поступово зменшується. Вугленосні відклади найбільшого Коломийського родовища, яке розробляли до 1968 р., представлені ковалівськими верстами косівської світи; тут виявлено чотири пласта вугілля. З них тільки два (“верхній” і “нижній”) придатні до розроблення. Родовище цілком розвідане й оконтурено, а запаси оцінено в 7,59 млн т. Решту родовищ регіону цілком не оконтурено, вони малопродуктивні, оскільки потужність вугільних пластів неробоча (до 0,40 м). Однак пізніше в межах Покутського вугленосного району виділили нову перспективну площу – від с. Кути на північному сході до с. Банилів на південному заході. Тут доцільно планувати подальші розшукові роботи з метою виявлення промислових запасів бурого вугілля. В Івано-Франківсь-

кому вугленосному районі виділено тільки один пласт бурого вугілля потужністю до 0,20 м, що свідчить про його неперспективність [1].

У межах Закарпатської буровугільної площі основна промислова вугленосність пов'язана з піщано-глинистими породами з прошарками туфів і туфітів, потужність товщі від десяти до сотні метрів і більше, вугленасиченість нерівномірна. Виявлено до семи вугільних пластів дуже складної морфології й потужністю від 0,7–1,0 до 5–7 м. Вони містять від двох до п'яти вугільних пачок, розділених прошарками глин, алевролітів, туфів і туфітів.

Колись у регіоні діяло 11 шахт; найпотужніша – Ільницька, у якій розробляли два верхніх із п'яти вугільних пластів промислової потужності. Нині резервом шахти є ділянка з пластами I, IV і V (балансові запаси становлять 13,31 млн т). Нижні пласти Ільницького родовища дотепер не розкрито, а їхнє промислове освоєння дало би змогу збільшити видобуток вугілля до 200–250 тис. т і забезпечити побутові потреби Закарпаття. Крім того, перспективними можуть бути ділянки, де пласти бурого вугілля залягають неглибоко і його можна видобувати відкритим способом. До таких зачислено Ільницьку й Ужгородсько-Мукачівську перспективні площі, прогнозні ресурси яких за категорією  $P_2$  становлять, відповідно, 250 і 120 млн т. Водночас доведено, що на території Закарпатської буровугільної площі відкриття нових родовищ зі значними запасами малоімовірне [1].

Отже, буре вугілля західних областей України можна використовувати завдяки низькій собівартості і наявним технологіям переробки як паливо й хімічну сировину для місцевих потреб та в сільському господарстві. Для цього потрібно, по-перше, відновити вуглерозробки в Придністер'ї й Передкарпатті, а по-друге, – збільшити вуглевидобуток у Закарпатті завдяки подальшому освоєнню Ільницького родовища й розширенню видобутку вугілля відкритим способом на Ільницькій та Ужгородсько-Мукачівській перспективних площах.

1. Іванців, О. Є. (1992). Оцінка ресурсів бурого вугілля Західної України. *Геологія і геохімія горючих копалин*, 4 (81), 55–60.
2. Коберник, В. С. (2018). Оцінка перспективи використання бурого вугілля на ТЕС України. *Проблеми загальної енергетики*, 4 (55), 25–28. <https://doi.org/10.15407/pge2018.04.025>
3. Собко, Б. Е., Шустов, А. А., Белов, А. П. (2018). *Потенциальная роль бурого угля в энергетическом балансе страны*. Национальный горный университет. Интехпроект. Днепр. 12 апреля 2018 г. Режим доступа: <https://dtek.com/content/files/boris-sobko.pdf>
4. Сябряй, В. Т. (1959). *Вугілля на території України*. Київ: Вид-во АН Української РСР.

## Віктор Мельничук<sup>1</sup>, Григорій Мельничук<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Національний університет водного господарства та природокористування,  
вул. Соборна, 11, Рівне, Україна, 33028

E-mail: v.g.melnychuk@nshwt.edu.ua

<sup>2</sup>Військова частина А1393, Збройні Сили України

E-mail: g.v.melnychuk@nshwt.edu.ua

### МІНЕРАЛЬНО-РЕСУРСНИЙ ПОТЕНЦІАЛ ДОНЕЦЬКОГО І ПРИДНІПРОВСЬКОГО ЕКОНОМІЧНИХ РАЙОНІВ ЯК ЧИННИК ВІЙСЬКОВОЇ АГРЕСІЇ РФ ПРОТИ УКРАЇНИ

Донецький і Придніпровський економічні райони (див. рисунок) – це найбільші за кількістю населення й економічним потенціалом регіони України. У часи СРСР вони були у складі Донецько-Придніпровського економічно-географічного району, який був найбільш інтегрований в економіку сусідньої російської республіки, а нині є об'єктом військової агресії з її боку. Досі ці райони поєднують тісні господарські зв'язки, які частково були зруйновані військовими конфліктами через утворення так званих ДНР і ЛНР.



Позиція Донецького (темно-коричневий) і Придніпровського (коричневий) економічні райони та лінія (червона) військового протистояння агресії з боку росії станом на 08.07.2022 р.

Влада росії 24 лютого 2022 р. оголосила про початок так званої військової операції в Україні з абсурдною метою захисту населення, “демлітаризації” й “денацифікації” нашої країни. Наразі, згідно з заявами міноборони росії, вона зосередиться на завоюванні території, на яку претендують ДНР і ЛНР. Ця територія цілком відповідає Донецькому економічному

району. Оскільки Донецький район найтісніше економічно пов'язаний з Придніпровським, а через нього сухопутними шляхами сполучення – з Кримом, то актуальності набуває передбачення стратегії завоювання ро-сією всього Донецько-Придніпровського регіону.

Промисловий потенціал регіону визначають великі родовища корис-них копалин: кам'яного вугілля, заліза, мангану, титану, алюмінію, урану, флюсових вапняків і вогнетривів [1, 5, 6], які в комплексі становлять по-тужну базу для металургії й енергетики України.

Територіальна близькість до росії, сформовані ще в СРСР господарські зв'язки з нею промислових підприємств і компаній, які експлуатують за-значені мінеральні ресурси, значно зумовлюють нинішню загарбницьку політику сусідньої країни проти нашої держави. Мета такої політики ціл-ком прагматична – оволодіти ключовою мінерально-сировинною і про-мисловою базою України, зосередженою в аналізованих економічних районах.

*Донецький економічний район* [3] охоплює Донецьку й Луганську адмі-ністративні області й донедавна посідав перше місце в Україні за обсягами промислового виробництва (25 %) та його концентрації. Промисловий комплекс району історично сформувався на базі родовищ кам'яного ву-гілля, які в регіоні розміщені повсюдно (станом на 2017 р. в Донецькій обл. ще працювало 117 вугільних шахт). На базі видобутку вугільного палива сформувалася потужна теплова енергетика, найбільші електростанції – Ву-глегірська, Зуївська, Старобешівська, Курахівська.

На території Донецького району розташований однойменний район чорної металургії, що сформувався на базі власного видобутку коксівного вугілля, вогнетривів і вапняків та привізних руд (з Наддніпрянщини). Ос-новні металургійні центри – Маріуполь, Алчевськ, Харцизьк, Макіївка, Лу-ганськ, Донецьк, Краматорськ.

Кольорова металургія представлена виробництвом свинцю й цинку (Костянтинівка) і ртуті (Горлівка), що їх видобувають з місцевих родовищ.

Серед галузей машинобудування переважає важке, яке виробляє обла-днання для гірничої промисловості й металургії – заводи в Краматорську, Горлівці, Ясинуватій, Слов'янську, Донецьку, Харцизьку та ін. Залізничне обладнання випускають у Луганську, Стаханові й Маріуполі, крани – у Кра-маторську, різноманітні прилади (у тім числі холодильники) – у Донецьку.

Район є великим виробником продукції хімічної промисловості, соди з місцевих вапняків (Лисичанськ, Слов'янськ) і барвників з металевих руд і глин (Рубіжне). Родовища будівельних матеріалів різноманітні й поширені повсюдно. Район виділяється в Україні виробництвом цементу з мергелів і крейди (Амвросіївка, Краматорськ, Єнакієве), листового скла з кварцових пісків, залізобетонних виробів.

Харчова промисловість у значних обсягах виробляє кухонну сіль з най-більших в Україні родовищ кам'яної солі (Слов'янськ, Артемівськ).

Збройний конфлікт, який спалахнув на території Донецького економічного району в середині 2014 р., поділ його території на підконтрольні й не підконтрольні Україні – усе це завдало значної шкоди економіці, екології і населенню. Неоіндустріальна модернізація району [4], яка відбувалася до війни, фактично зупинилась.

*Придніпровський економічний район* [3, 4], який об'єднує Дніпропетровську й Запорізьку адміністративні області, також є найбільше розвиненим економічним районом України. Господарство району багатогалузеве, головними галузями є важка й харчова промисловість та сільське господарство.

Серед галузей важкої промисловості розвинені гірничодобувна, електроенергетична, металургійна, машинобудівна, хімічна промисловість.

Гірничодобувна галузь розвинута завдяки родовищам залізистих кварцитів (джеспілітів) у Криворізькому басейні й Білозерському районі, манганових руд у Нікопольському басейні й Великотокмацькому родовищі, урану (Жовті Води) і будівельних матеріалів. Кам'яне вугілля видобувають у Павлограді.

Електроенергетика представлена декількома потужними тепловими електростанціями, які працюють на кам'яному вугіллі, – Запорізькою, Криворізькою, Придніпровською, Кам'янською, двома гідроелектростанціями та найбільшою в Україні атомною електростанцією (Запорізька в м. Енергодар).

На базі місцевих запасів залізних і манганових руд та привізного вугілля (з Донбасу) сформувався потужний металургійний комплекс (половина виробництва чорних металів України). Найбільші центри галузі – Кривий Ріг, Запоріжжя, Кам'янське, Дніпро, Новомосковськ, Нікополь.

Кольорова металургія базується на експлуатації родовищ алюмінію, титану й магнію.

Машинобудування має складну галузеву структуру. Важке машинобудування спеціалізоване на виробництві металургійного обладнання (Кривий Ріг, Запоріжжя, Дніпро, Марганець), підйомно-транспортних машин (Нікополь, Верхньодніпровськ, Бердянськ). З галузей транспортного машинобудування в районі є виробництво автомобілів і автомобільних двигунів (Запоріжжя, Мелітополь), тролейбусів і трамваїв (Дніпро). У м. Дніпро на одному з найбільших у світі ракетобудівних комплексів виробляють космічну техніку. Сільськогосподарське машинобудування розвинуте в Запоріжжі, Дніпрі, Павлограді, Нікополі, Бердянську.

Хімічна промисловість представлена коксохімічними виробництвами (Дніпро, Кривий Ріг, Запоріжжя), нафтохімічні підприємства розташовані в Запоріжжі, Дніпрі, Бердянську.

Значна щільність автомобільних доріг дає змогу здійснювати внутрішні й зовнішні перевезення. На території району є морський порт Бердянськ, річкові порти й аеропорти (найбільші – Дніпро, Запоріжжя).

Останнім десятиліттям зафіксовано поліпшення показників сталого розвитку Дніпровського економічного району, посилення неоіндустріальної модернізації економіки [4], зокрема, завдяки модернізації деяких металургійних підприємств, сільськогосподарського сектору, зростання смак-індустрії.

*Чинники розвитку/деградації Донецько-Придніпровського регіону в контексті військової агресії росії.* Наприкінці 1990-х–на початку 2000-х років Донецько-Придніпровський регіон активно розвивався. Skorиставшись зростанням світового попиту на продукцію чорної металургії, наявністю вільних потужностей і поставками дешевих російських енергоносіїв, приватизовані металургійні підприємства змогли суттєво наростити обсяги випуску експортно-орієнтованої продукції, що призвело до економічного поживавлення в промислових районах Донбасу й Наддніпрянщини. У 2008 р. Донецька обл. виробляла близько 20 % від промислової продукції України. Водночас економічна криза, яка почалася 2008 р., засвідчила вразливість недиверсифікованої експортно-орієнтованої економіки. Коливання цін на сталь і прокат серйозно позначилися на економіці і промислових областей, і країни загалом.

Чималий збиток національній економіці завдав збройний конфлікт, який спалахнув на сході країни в середині 2014 р. Частину території Донецької й Луганської областей, де у квітні 2014 р. було проголошено псевдореспубліки, влада України де-факто не контролювала.

Нині економічна криза поширилася й на південну частину Придніпровського району, де зараз ведуться активні бойові дії майже всіх родів військ з обох боків. Унаслідок боїв були нанесені значні збитки виробничій діяльності підприємств Донбасу й Наддніпрянщини, їхнім господарським зв'язкам, соціальній і транспортній інфраструктурі. Претензії російської влади й бізнесу на Донецький і Придніпровський економічні райони як найважливіші для господарства України та Європи [2] очевидні й можуть стати головним мотивом подальшого вторгнення російських військ.

*Головні чинники розвитку Донецько-Придніпровського регіону такі:* розміщення на його території найбільших в Європі глибоко освоєних родовищ залізних, манганових, алюмінієвих, титанових, ртутних руд, коксівного кам'яного вугілля, а також промислових покладів уранових, літієвих, золотих руд, вогнетривких глин, каоліну, графіту, кам'яної солі, цементного мергелю, флюсових вапняків, іншої стратегічної мінеральної сировини; зручне економіко-географічне становище на перетині транспортних шляхів, які сполучають північні й південні, східні та західні регіони України; вихід до моря, близькість до інших промислово розвинених економічних районів країни; найвищі в Україні показники щільності населення й урбанізації, густа мережа міських поселень з великою кількістю міст і агломерацій; забезпеченість трудовими ресурсами зі значною часткою потужного науково-технічного потенціалу; родючі ґрунти (переважно чорноземні) і значні рекреаційні ресурси Азовського моря.

Головні чинники деградації Донецько-Придніпровського регіону за умов небезпеки окупації військами росії такі: сусідство і протекторат з боку технологічно відсталої росії; економічна ізоляція з боку розвинених країн світу і деструктивні наслідки можливої руйнації економічних зв'язків з Україною; зменшення кількості населення (у тім числі відтік висококваліфікованих кадрів) унаслідок вимушеної міграції через військові дії; згортання ринкових відносин на користь командно-адміністративного управління господарством; погіршення умов промислового й сільськогосподарського виробництва у зв'язку з руйнуванням інфраструктури, мінуванням значних територій, недостатнім природним зволоженням ґрунтів та низькою водозабезпеченістю регіону; погіршення екологічної ситуації через забруднення навколишнього середовища вибухами боєприпасів та військової технікою, послаблення моніторингу й контролю за станом урбанізованих територій за умов війни, зупинки промислових підприємств, шахт і кар'єрів без належної консервації й рекультивациі.

Викладене дає змогу зробити такі висновки:

1) основою господарства Донецького і Придніпровського економічних районів України є найбільші в Європі глибоко освоєні родовища чорних і кольорових металів, а також коксівного енергетичного вугілля й урану, розвинена на їхній базі потужна металургія й енергетика, які є головними чинниками військово-економічних домагань сусідньої росії у війні проти України;

2) Донецький і Придніпровський економічні райони України становлять цілісний господарський комплекс із взаємозалежними галузями гірничодобувної промисловості, металургії й енергетики. Тісні економічні зв'язки цих районів можуть визначити стратегію завоювання сусідньою росією всього Донецько-Придніпровського регіону як найважливішого економічного центру України, що потрібно брати до уваги під час стратегічного планування оборони;

3) зручне економіко-географічне положення, розвинена транспортна мережа, вихід до моря, забезпеченість висококваліфікованих кадрами можуть стати найважливішими чинниками подальшого соціально-економічного розвитку цього регіону. Однак за умов військово-політичного тиску з боку технологічно відсталої росії, згортання ринкових відносин, відтоку населення через війну й загострення екологічних проблем у Донецько-Придніпровському регіоні неминуче відбуватимуться деструктивні соціально-економічні процеси, що зумовлять його занепад.

1. Бугрім, О. Ю. (2016). Природно-ресурсний потенціал Придніпровського економічного району. *Екон. вісн. ЗДІА, 1 (01)*, 90–96.
2. Галецький, Л. С., Ремезова, О. О., Чернієнко, Н. М. (2016). Роль і значення стратегічних мінеральних ресурсів України для Європи. В *Актуальні проблеми та перспективи розвитку геології: наука й виробництво. Матеріали міжнар. геол. форуму* (с. 47–52). Київ.

3. Заставний, Ф. Д. (2010). *Економічні райони України. Реалії та перспективи*. Львів: Априорі.
4. Ляшенко, В. І. (заг. ред.). (2021). *Інноваційне Придніпров'я: гра на випередження*. Київ: Дніпро.
5. Примушко, С. І., Величко, В. Ф. (2021). *Мінеральні ресурси України. Щорічник*. Київ: ДНВП “Геоінформ України”.
6. Сивий, М., Паранько, І., Іванов, Є. (2013). *Географія мінеральних ресурсів України*. Львів: Простір-М.

**Євген Науменко<sup>1</sup>, Олена Гречановська<sup>2</sup>, Ірина Луньова<sup>2</sup>,  
Юрій Литвиненко<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>Національний науково-природничий музей НАН України,  
вул. Богдана Хмельницького, 15, Київ, Україна, 01601  
E-mail: kyivmineralogist@gmail.com

<sup>2</sup>Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення імені М. П. Семененка НАНУ,  
просп. акад. Палладіна, 34, Київ, Україна, 03142  
E-mail: e.grechanovskaya@gmail.com

## **НОВІ ЗНАХІДКИ СУЛЬФАТНИХ МІНЕРАЛІВ У ЗОНІ ОКИСНЕННЯ СУЛЬФІДНИХ РУД МУЖІЄВСЬКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО РОДОВИЩА**

Вивчення геохімії й мінералогії процесів окиснення сульфідних руд дуже важливе як для їхнього видобутку, так і для проектування розробки інших корисних копалин, у нашому випадку – золота. Процеси окиснення сульфідних руд добре вивчені як загалом [4], так і на прикладі конкретних родовищ, у тім числі Мужієвського. Зокрема, у класичній “Мінералогії Закарпаття” [1] описано кристаломорфологію й особливості хімічного складу *бариту*, *англезиту*, *брошантиту*, *ярозиту*, *алуніту*, *гіпсу*, *мелантериту*, *галотрихіту* й достеменно не визначеного “волокнистого сульфату”. У книгах із циклу “Мінерали Українських Карпат” [2, 3] серед сульфатів ще описано *фіброферит*, *копіаніт*, *біанкіт*, *епсоміт* (Zn-епсоміт), декілька сульфатів (*халькантит*, *ботріоген*) визнано рідкісними й такими, що потребують подальшого дослідження. У тезах мінералогічної конференції в Братиславі 2018 р. [5] згадують ще *дитрихіт*.

На нашу думку, сульфатні мінерали Мужієвського родовища (як і процеси їхнього формування) різноманітніші й потребують ретельнішої уваги дослідників.

Мужієвське родовище є частиною Берегівського рудного поля, локалізованого в східній частині Берегівської (Геленеської) палеокальдери, обмеженої зі сходу Куклянським вулканотектонічним горстом. Родовище розташоване в східній прибортовій частині палеокальдери, яка заповнена ріолітовими туфами й туфітами з прошарками аргілітів та ріолітовими куполами. Родовище має двоповерхову будову: нижній поверх локалізований у

середній туфовій товщі, а верхній – у породах осадової та верхньої туфової товщ. У нижній частині родовища є зони відриву та сколювання, еруптивні дайки ріолітів і субширотні розломи, з якими пов'язані сульфідні, кварц-сульфідні, кварц-баритові і кварцові жили. У прибортовій зоні сульфідна мінералізація значно бідніша, виявлено тільки тонкі кварц-сульфідні прожилки і вкраплення сульфідів у породі. Важливо, що з погляду сульфідної мінералізації поділ родовища на два поверхи дуже умовний – сульфідні жили наявні з горизонту 270 до нуля метрів над рівнем моря.

На родовищі виділено чотири стадії мінералоутворення:

1) сульфідну – з утворенням переважно галеніт-сфалеритових або галеніт-сфалерит-вюртцитових жил з вкрапленнями піриту та/або халькопіриту, інколи з сульфосолями срібла й самородним сріблом;

2) кварц-баритову;

3) кварц-карбонатну;

4) карбонат-гетитову.

На нашу думку, інтенсивність і різноманіття проявів вторинних сульфатних мінералів дають підстави для виділення на родовищі п'ятої – сульфатної стадії мінералоутворення.

Колекцію сульфатів Мужієвського родовища відібрав Є. Науменко під час декількох експедицій (2016–2017, 2021–2022 рр.) у штольні “130-й горизонт” (рудні зони 8 і 12), у районі розвитку потужних Pb-Zn жил, інтенсивно окиснених, зі значною кількістю різноманітних сульфатів. Це були сніжно-білі сфероліти з тонких голочок, присипаних маленькими сірчано-жовтими кристалами, а також брудно-білі антоліти (викривлені паралельно-волокнисті агрегати). У внутрішніх частинах білих радіально-променевих агрегатів помітні невеликі блідо-бузкові, коричнево-рожеві й чорні кристалики, а також сірчано-жовті кристалики – як у середині агрегатів, так і на їхній поверхні. Поширені натічні форми (кораліти, сталактити, сталагміти й навіть сталагнати), забарвлення яких змінюється від світло-сірувато-білого до світло-зеленого, та скупчення крихких голчастих кристалів білого кольору й антолітів (рис. 1).

Рентгенівський фазовий аналіз виконано в лабораторії кристалохімії та структурного аналізу ІГМР НАН України на автоматичному дифрактометрі ДРОН-3М (Cu<sub>Kα</sub>-випромінювання) з кроком сканування 0,05 °/сек. в інтервалі кутів 5–65° 2θ. Результати діагностики порівнювали з еталонними зразками банку даних PCPDFWIN (PDF-2) Міжнародного центру дифракційних даних (ICDD) 2003 р.

Хімічний склад взірців досліджено в лабораторії електронної мікроскопії ІГМР НАН України на растровому електронному мікроскопі JSM 6600F з енерго-дисперсійною системою для мікроаналізу JED-2300. Режим вимірювань: прискорювальна напруга – 20 кВ, сила струму – 0,6 нА, локальність зонда – 1–2 мкм. Для аналізу з монофракцій відбирали зерна приблизно однакового розміру. Загалом для досліджень відібрано понад 50 зерен мінералу.



Рис. 1. Зовнішній вигляд кінця 130-го штреку рудної зони 8 з проявами сульфатних мінералів.

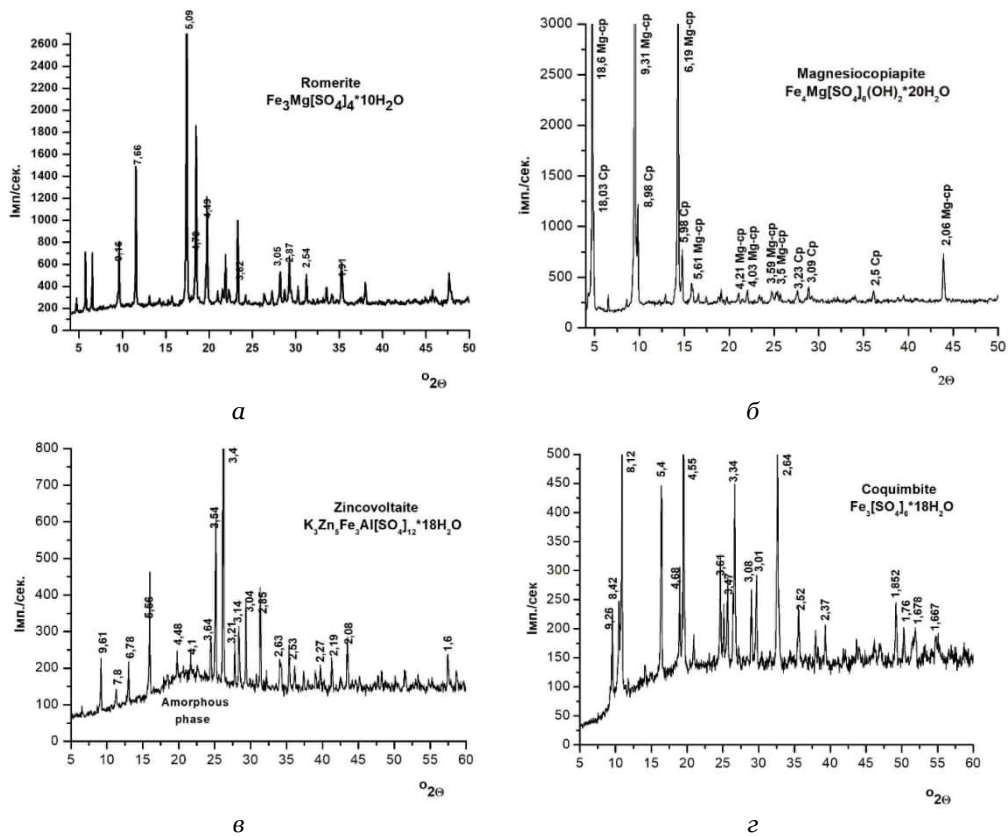


Рис. 2. Рентгенограми сульфідів, уперше виявлених на Мужівському родовищі: а – ромерит; б – магнезіокопіапїт; в – цинковольтаїт; г – кокімбіт.

Зерна наносили на клейку струмопровідникову стрічку; поверхню зерен напилювали тонким шаром платини. Вимірювання проводили в трьох–чотирьох точках кожного зерна.

Рентгенівським аналізом серед взірців сульфатів, відібраних на Мужівському родовищі, виявлено вже відомі на ньому сульфати Fe, Zn та Al – копіапїт, мелантерит, халькантит, пікерингіт, галотрихіт і алуноген, а також уперше визначено *ромерит* (römerite) (рис. 2, а), *магнезіокопіапїт* (magnesiocopiapite) (див. рис. 2, б), *цинковольтаїт* (zincovoltait) (див. рис. 2, в), *кокімбіт* (coquimbite) (див. рис. 2, г), *цинкмелантерит*.

На рентгенограмі цинковольтаїту (див. рис. 2, в) виявлено аморфну фазу, яка, найвирогідніше, представлена аморфним кремнеземом, а підвищений фон на рентгенограмі кокімбіту (див. рис. 2, г) можна пояснити тим, що у його складі є залізо.

Дослідження мінералів методом мікроаналізу (СЕМ) засвідчили, що серед них є як уже відомі на родовищі сульфати, так і нові знахідки – ромерит (рис. 3, а), *алюмінокопіапїт* (див. рис. 3, б), *цинкокопіапїт* (див. рис. 3, в) і кокімбіт. Визначено, що вміст Fe в алюмінокопіапїті змінюється в межах 29–30 %, а  $Al_2O_3$  – 7,0–7,5 %, у цинкокопіапїті вміст ZnO не перевищує 4,8–6,9 %, а FeO – 28–29 %. У кокімбіті виявлено підвищений вміст  $Al_2O_3$  – до 10 %, а вміст FeO становить 22 замість 28 %. Зазначимо, що в американській базі даних PCPDFWIN серед еталонних взірців кокімбіту є такі, що містять підвищену кількість  $Al_2O_3$  (картка № 74-2406, PDF-2).

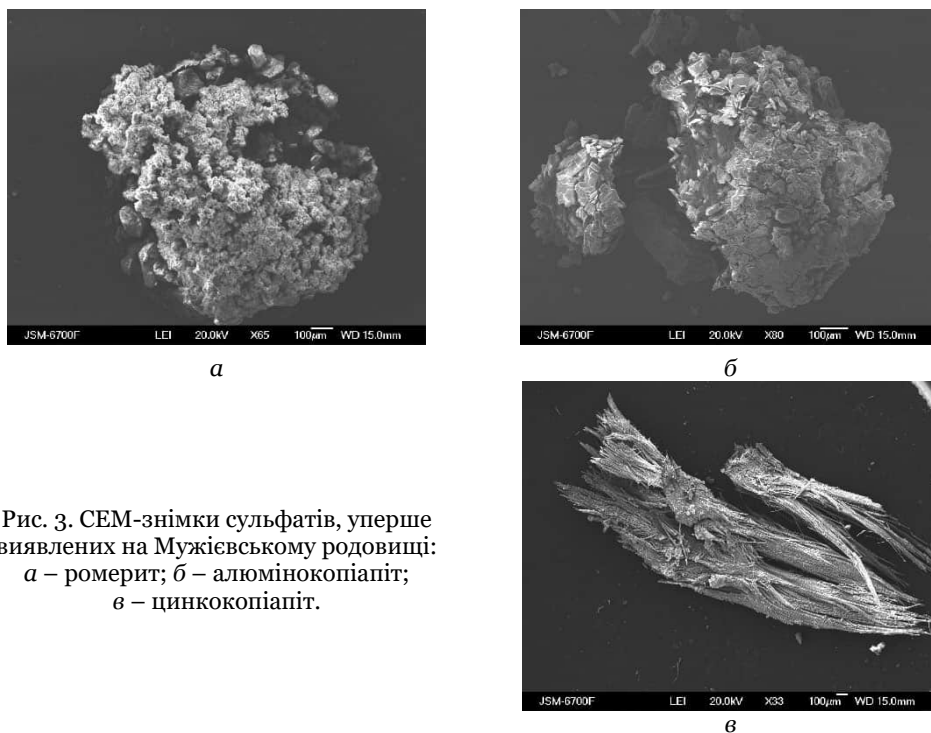


Рис. 3. СЕМ-знімки сульфатів, уперше виявлених на Мужівському родовищі:  
а – ромерит; б – алюмінокопіапїт;  
в – цинкокопіапїт.

Отже, виконані дослідження дали змогу виявити на Мужієвському родовищі як уже відомі там сульфати (копіапїт, мелантерит, халькантит, пікерингіт, галотрихіт, алуноген), так і досі не відомі. Рентгенівським аналізом уперше на родовищі визначено ромерит, кокімбіт, магнезіокопіапїт, цинковольтаїт і цинкмелантерит, методом мікроаналізу (СЕМ) – ромерит, кокімбіт, алюмінокопіапїт і цинкокопіапїт. Серед виявлених особливостей сульфатних мінералів – дещо підвищений вміст  $Al_2O_3$  у кокімбіті.

Без сумніву, дослідження комплексу сульфатних мінералів Мужієвського родовища потрібно продовжувати.

*Автори висловлюють велику подяку директору ООО “Авелана-Голд” Валерію Шпаку та головному геологу Мужієвського родовища Михайлу Костюченку за допомогу в збиранні мінералогічного матеріалу, а також завідувачеві кафедри мінералогії, петрографії і геохімії ЛНУ імені Івана Франка Леоніду Скакуну за важливі зауваження й поради в процесі написання статті.*

1. Лазаренко, Е. К., Лазаренко, Э. А., Барышников, Э. К., Малыгина, О. А. (1963). *Минералогия Закарпатья*. Львов: Изд-во Львов. ун-та.
2. Матковський, О. І. (гол. ред.). (2003). *Мінерали Українських Карпат. Борати, арсенати, фосфати, молібдати, сульфати, карбонати, органічні мінерали і мінералоїди*. Львів: Видав. центр ЛНУ імені Івана Франка.
3. Матковський, О. І. (гол. ред.). (2014). *Мінерали Українських Карпат. Процеси мінералоутворення*. Львів: ЛНУ імені Івана Франка.
4. Смирнов, С. С. (1951). *Зона окислення сульфидних месторождений*. Москва: Изд-во АН СССР.
5. Ostarčuk, J. (Ostapchuk, Yu.), Skakun, L., Luptáková, J., & Biroň, A. (2018). Recent supergeneous minerals from abandoned mines of Au-Ag-Pb-Zn deposit Muzhievo (Ukraine). In *Joint 5<sup>th</sup> Central-European Mineralogical Conference and 7<sup>th</sup> Mineral Sciences in the Carpathians Conference. Book of abstracts*. Bratislava: Comenius University in Bratislava.

**Володимир Павлишин, Наталія Чернієнко, Лариса Соломатіна**

*Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення імені М. П. Семененка НАНУ,  
просп. акад. Палладіна, 34, Київ, Україна, 03142  
E-mail: V.I.Pavlyshyn@gmail.com*

### **ПРО ЩО СВДЧИТЬ СУЧАСНА КРИСТАЛОХІМІЧНА ФОРМУЛА ГЕНТГЕЛЬВІНУ?**

Варіанти написання формули гентгельвіну:

$Zn_8[S_2|BeSiO_4]_6$  – Є. Лазаренко (1975);

$[BeSiO_4]_3^{\infty \infty} \cdot Zn_4S$  – О. Годовіков (1983);

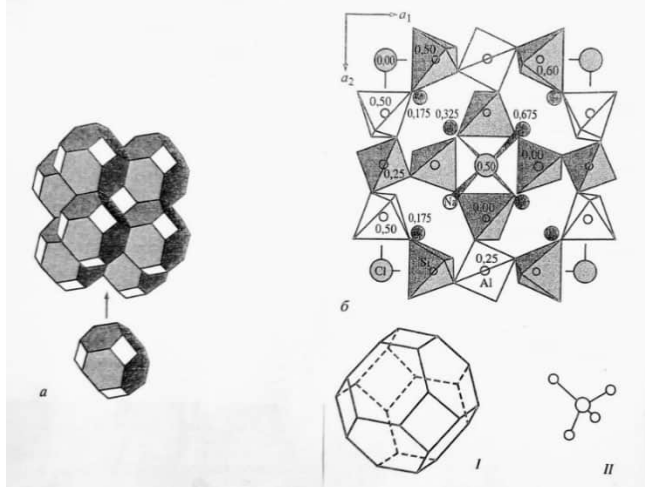
$Zn_8[S_2|(BeSiO_4)_6]$  – Г. Штрюбель, З. Циммер (1987);

$Zn_4Be_3(SiO_4)_3S$  – М. Флейшер (1990);  
 $Zn_8[S_2](Be_6Si_6O_{24})$  – С. Вейс (1990);  
 $Zn_4[Si](BeSiO_4)_3$  – Г. Штунц (2001);  
 $Zn_4Be_3(SiO_4)_3S$  – Є. Семенов (2002);  
 $Be_3Zn_4(SiO_4)_3S$  – Міжнародна мінералогічна асоціація (2003);  
 $Zn_8[Be_6Si_6O_{24}]S_2$  – довідник “Минералы” (2003);  
 $Zn_8Si_6Be_6O_{24}S_2$  – М. Флейшер (2004);  
 $Zn_8[BeSiO_4]_6S_2$  – А. Бетехтін (2008);  
 $Zn_4(BeSiO_4)_3S$  – В. Кривовічев (2008);  
 $Zn_4S[BeSiO_4]_3$  – В. Павлишин (2022).

За О. Беусом, у формі концентрації, тобто у формі своїх власних мінералів, у земній корі міститься тільки 0,001 % берилію, а решта його атомів розсіяна в структурах різних мінералів.

За [2], між мінералами Zn і Be є кристалохімічний паралелізм. Наприклад, бромеліт  $BeO$  паралелізується з цинкітом  $ZnO$ , фенакіт  $Be_2[SiO_4]$  – з вілемітом  $Zn_2[SiO_4]$ ; штучна сполука  $Na_4Be_2Si_2O_8$  – з такою ж  $Na_4Zn_2Si_2O_8$  тощо. Водночас ізоморфізм між Be і Zn обмежений через суттєву відмінність у розмірі їхніх іонних радіусів. Тому однотипні мінерали Zn і Be існують фактично як самостійні види доти, доки в кристалічну структуру Si,Be-сполуки не ввійшли великі йони сірки, які здатні об'єднати ці елементи (тетраедри) в одній гентгельвіновій структурі.

Кристалічна структура гентгельвіну аналогічна до структури содаліту, де місце Na посідає Zn, Al – Be, Cl – S (див. рисунок) [2, 11]. Її основу становить упорядкований берилієво-кремнієвий каркас (1:1), у якому, на відміну від содаліту, тетраедричні позиції Al заселені Be. У порожнинах каркасу розташовані кластери  $[Zn_4S]^{6+}$ , які нейтралізують від'ємні заряди, що виникають унаслідок приєднання тетраедрів  $[BeO_4]^{6-}$  до тетраедрів  $[SiO_4]^{4-}$ .



Кристалічна структура содаліту:

а – за М. Беловим (1976); б – за I. Hassan, H. D. Grundy (1984); I – кубооктаедрична порожнина в каркасі содаліту; II – кластер  $[Na_4Cl]^{3+}$ , розташований у центрі комірки.

І тут виникає питання: чому у кристалохімічній формулі ми бачимо  $Zn_4S$ , а не тривіальний  $ZnS$ ? Тому що за високої температури сфалерит нестійкий, він не зароджується, а сірка вимушено (за донорно-акцепторним механізмом зв'язку) кластеризує цинк, ховаючи його в порожнинах каркасної структури. Цьому процесові сприяють невисоке (мінімальне) значення  $f_{S_2}$ , високе –  $f_{O_2}$ , низька активність глинозему й висока активність цинку [3, 8].

Основною деталлю в кристалічній структурі гентгельвіну є відомий “китайський ліхтарик” (за М. Беловим). “Входження” у його порожнину відбувається через шість вузьких вікон – четверних кілець і вісім ширших – шестерних. Симетрія ліхтарика не голоедрична, а геміморфна, тобто не  $m\bar{3}m$ , а  $R\bar{3}2m$ . У восьми вікнах кожного ліхтаря міститься катіон  $Zn$ , а у власне порожнині – великий аніон сірки. Якщо з'єднати прямими лініями центри  $Si$ ,  $Be$ -тетраєдрів з найближчими подібними тетраєдрами, то отримаємо полієдр – 24-вершинник з вісьмома шестикутними гранями і шістьма квадратними – федорівський кубооктаєдр, який є паралелоєдром; сукупність таких фігур заповнює простір без пропусків за об'ємноцентрованим законом. Іншими словами, основу структури становить тривимірний каркас 1:1 з упорядкованим заселенням атомів  $Si$ ,  $Be$  та  $O$ ; йому притаманна кубооктаєдрична комірка з шести- і чотиричленних кілець. У його порожнинах розміщені йони  $Zn$  і  $S$ . Кожний іон  $Zn$ , який міститься в порожнині шестичленного кільця, розташований у центрі тригональної піраміди, вершини якої заселяють три атоми кисню та йон  $S^{2-}$ . Аніони  $S^{2-}$  оточені за тетраєдром чотирма катіонами  $Zn^{2+}$  з утворенням кластерів  $[Zn_4S]^{6+}$ , які розміщені у вершинах і в центрі кубічної комірки. Гентгельвін належить до планального виду симетрії –  $3L_44L_36P$ .

Гентгельвін – рідкісний мінерал земної кори, зазвичай це домішка до інших мінералів  $Zn$  й  $Be$ . Проте в одному місці – на Пержанському родовищі [1, 6, 8, 10] – він є головним рудоутворювальним мінералом, тобто має значення промислового мінералу, який, за Л. Галецьким, репрезентує нову берилієносну формацію. У переважній більшості випадків ми фіксуємо іншу картину – малопоширені мінерали (наприклад, той же гентгельвін у Яструбецькому масиві) промислових скупчень не утворюють. Постає питання про винятковість пержанського гентгельвіну. А воно не просте.

Звернімося до структури і кристалохімічної формули гентгельвіну. З них випливає, що гентгельвін – “заборонений” мінерал, оскільки в ньому поєднані несумісні підґратки – силікатна  $[BeSiO_4]_3^{6-}$  і сульфідна  $[Zn_4S]^{6+}$ . Таких або подібних мінералів у природі небагато, і вони рідкісні [12]. З аналізу кристалохімічної формули випливає ще один парадокс. Усі мінералоутворювальні елементи –  $Be$ ,  $Si$ ,  $Zn$ ,  $O$ ,  $S$  – широко представлені в земній корі, кожен з них є потужним видоутворювальним елементом (сотні видів); коли ж вони “збираються до купи” в каркасній структурі гентгельвіну, то, за винятком одного випадку, не вистачає живильного ресурсу для помітного росту мінералу й утворення значних його покладів. Чому?

Відповідь прихована в умовах знаходження й генезису мінералу.

Гентгельвін у метасоматитах Суцано-Пержанської зони наявний у вигляді окремих зерен, їхніх агрегатів, тетраедричних кристалів, інколи вповнює прожилки. Мінерал формувався під час метасоматозу (пневматолітово-гідротермальної переробки порід) за  $T = 500\text{--}250\text{ }^{\circ}\text{C}$  [5, 6]. Характерною особливістю метасоматично змінених гранітоїдів, з якими пов'язана берилієва мінералізація, є широкий розвиток мікроклінізації й порівняно слабка альбітизація. Цікавий такий факт: В. Павлишин і Т. Рокачук відшукали в цих метасоматитах найчистіший на Українському щиті мікроклін  $\text{K}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$ .

Зруденіння Пержанського родовища не “передбачене” класичними мінерагенічними концепціями [9, 10, 13, 14]. Поява тут сульфідних руд – явище рідкісне, не парагенетичне і тому не типоморфне для мінералогії рідкіснометалевих гранітів, розвинutih на Коростенському плутоні й у Приазов'ї [4, 15]. Ніяке автономне мінералоутворювальне середовище не спроможне забезпечити наявну асоціацію двох груп мінералів – рідкіснометалевих і сульфідних, до яких додаються ще мінерали флюоритового родовища й алюмофторидної асоціації.

Отже, постає чергове питання: які джерела речовини й енергії забезпечили широкий розвиток гентгельвіну на Пержанському родовищі?

Спочатку стисло проаналізуємо природу рідкіснометалевої мінералізації в зазначених вище гранітах. Є різні критерії розпізнавання рідкіснометалевих гранітів. На нашу думку, таким достатньо чутливим критерієм є наявність у гранітах і пов'язаних з ними метасоматитах слюд  $\text{Li-Fe}$  ізоморфного ряду (аніт–сидерофіліт–лепідоліт). Ці слюди є в камерних пегматитах, лізниківських і  $\text{Li-F}$  гранітах, пержанських гранітах, гранітах і пов'язаних з ними пегматитах кам'яномогильського комплексу [7, 13, 15]. Отже, у всіх зазначених породах є як рідкіснометалева мінералізація, так і  $\text{Li-Fe}$  слюди.

За даними Є. Шеремета зі співавт. [15], усі ці граніти мають подібні параметри й утворилися за подібних геотектонічних умов. Автори припускають подібність магматичного розплаву, який сформував гранітні масиви у Приазов'ї, з розплавами, з яких утворилися рідкіснометалеві граніти Коростенського плутону, а концентрування рідкісних металів відбувалось у процесі кристалізаційної диференціації в кінцевих продуктах – рідкіснометалевих гранітах і на стадії їхнього післямагматичного перетворення.

Л. Зубков, Л. Галецький і С. Металіді запропонували так звану автосоматичну концепцію [8]. Дослідники акцентували увагу на концентрації берилію, спричиненій мобілізацією, перерозподілом і локалізацією у сприятливих ділянках рудної речовини, що зумовлено метасоматичними процесами за активної участі калію й легких компонентів. Продуктивність зруденіння визначена, передусім, глибиною розвитку метасоматозу та пов'язаною з ним диференціацією речовини. На нашу думку, зазначені

автори, як і їхні соратники, не замислювалися над справжнім джерелом берилію, обмежившись автometасоматичною концепцією.

У праці [10, с. 114] С. Металіді та С. Нечаєв висловили слушну, з нашого погляду, думку про те, що надзвичайне різноманіття хімічних елементів, які беруть участь у процесі мінералізації й рудоутворення Пержанського вузла, свідчить про полігенність речовини, мобілізованої з різних, у тім числі глибинних, зон земної кори. Ці автори вивели нас на широку дорогу особливих полігенних родовищ, до яких, на нашу думку, належить Пержанське родовище [5, 13, 14]. Народилося нове бачення формування цього родовища [5], згідно з яким, за даними вивчення флюїдних включень у мінералах, у кристалізації його зруденіння брали участь  $\text{CO}_2$ -флюїди – продукти дегазації, імовірно, ультраосновної магми. З ранніми продуктами дегазації ( $\text{CO}_2$ , S) пов'язано утворення гентгельвіну, з пізнішими, відповідно до збільшення  $f_{\text{S}_2}$ , – сульфідів, ще пізнішими (F) – флюориту, алюмофторидів, Li-Fe слюд.

Стислі висновки, які випливають з аналізу кристалохімічної формули гентгельвіну:

1) у мінерагенетичній системі, яка розвивається автономно й еволюційно, гентгельвін – заборонений мінерал;

2) гентгельвін Пержанського родовища – еволюційно-революційний продукт складного процесу мінералоутворення: мінерагенетична система + глибинний флюїдний потік;

3) з формули мінералу також видно, що гентгельвін утворюється за великих значень  $f_{\text{S}_2}$  (за великих зароджуються й ростуть сульфідів);

4) висока температура сприяла високій активності  $\text{Zn}^{2+}$  ( $\text{ZnS}$  за таких умов не виникає, він нестійкий), яка завершилася кластеризацією структури. Кластер  $[\text{Zn}_4\text{S}]^{6+}$  стабілізував Be-Si каркас (1:1) тетраедрів – зародився гентгельвін;

5) формула мінералу також свідчить, що під час росту гентгельвіну Al був інертний або витрачений на побудову  $\text{K}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$ ;

6) опосередковано формула свідчить про полігенне походження Пержанського родовища.

1. Безпалько, Н. А. (1970). *Петрологія і акцесорні мінерали гранітів та метасоматитів Північної Волині*. Київ: Наук. думка.
2. Белов, Н. В. (1976). *Очерки по структурной минералогии*. Москва: Недра.
3. Беус, А. А., Диков, Ю. П. (1967). *Геохимия бериллия в процессах эндогенного минералообразования*. Москва: Недра.
4. Бучинская, К. М., Нечаев, С. М. (1990). К проблеме пержанских гранитов. *Геол. журн.*, 3, 22–32.
5. Возняк, Д., Галабурда, Ю., Бельський, В., Довбуш, Т. (2015). Нове бачення особливостей умов формування Пержанського берилієвого родовища на Українському щиті. У *Матеріали міжнар. конф. "Фундамен-*

тальне значення і прикладна роль геологічної освіти і науки” (с. 37–39). Львів: ЛНУ імені Івана Франка.

6. Галецкий, Л. С., Мельник, Ю. М., Разумеева, Н. Н. (1970). Условия образования гентгельвина. *Минерал. сб.*, 24 (2), 176–183.
7. Зинченко, О. В., Павлишин, В. И. (1980). Конституционные и типоморфные особенности слюд из метасоматитов Украины. *Минерал. сб.*, 34 (2), 53–61.
8. Зубков, Л. Б., Галецкий, Л. С., Металиди, С. В. (1976). *Минералы гентгельвиновой группы и их месторождения*. Киев: Наук. думка.
9. Лазарева, І. І. (2006). Геохімія процесів формування метасоматитів Суццано-Пержанської зони та їх найбільш розповсюджених акцесорних мінералів (Український щит). *Автореф. дис. на здобуття наук. ступеня канд. геол. наук*. Київ.
10. Металиди, С. В., Нечаев, С. В. (1983). *Суццано-Пержанская зона (геология, минералогия, рудоносность)*. Киев: Наук. думка.
11. *Минералы. Справочник. Т. 5. Каркасные силикаты. Вып. 2. Фельдшпатоиды*. (2003). Москва: Наука.
12. Органова, Н. И. (1989). *Кристаллохимия несоразмерных и модулированных смешанослойных минералов*. Москва: Наука.
13. Слободян, Б. І., Павлишин, В. І., Бондаренко, С. М., Степанюк, Л. М., Сьомка, В. О., Курило, С. І. (2017). Самороднометалево-сульфідна мінералізація Пержанського рудного вузла (Український щит). *Мінерал. журн.*, 4, 77–87.
14. Слободян, Б. І., Степанюк, Л. М., Бондаренко, С. М., Павлишин, В. І., Сьомка, В. О., Висоцький, О. Б., Довбуш, Т. І. (2018). Галеніт Пержанської рудної зони. У *Геологія і корисні копалини України. Збірник тез наук. конф.* (с. 202–204). Київ.
15. Шеремет, Е. М., Кривдик, С. Г., Седова, Е. В. (2014). *Редкометальные граниты Украинского щита (петрология, геохимия, геофизика и рудоносность)*. Донецк: Ноулидж.

## **Микола Павлунь**

*Львівський національний університет імені Івана Франка,*

*вул. Грушевського, 4, Львів, Україна, 79005*

*E-mail: geology.faculty@lnu.edu.ua*

## **ГЕНЕТИЧНІ ОСОБЛИВОСТІ ЗОЛОТОРУДНИХ РОДОВИЩ**

Розрізняють такі промислові джерела золота:

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

штучні (техногенні) – відвали кар’єрів, шахт, драг (ефіль), хвостосховища золотозбагачувальних фабрик (площі екологічного дисбалансу),

нагромадження вторинної сировини з різним умістом металу (промислові гуртовні, військові арсенали, радіоелектронні вироби тощо).

Нижче йдеться винятково про ендегенні й екзогенні концентрації золота, серед яких чітко розрізняють власне *золоторудні родовища* і *родовища комплексних золотонесних руд*, з яких золото вилучають супутньо (частка його видобутку становить 8 %). Серед них виділяють такі генотипи:

- сульфідні мідно-нікелеві (з Co, Pt, Au) ліквіційно-магматичні в габро-норитах трапової формації – Садбері, Бушвельд, Норильск, Талнах та ін.;

- хромітоносні дуніти (з Pt й Au) – пізньомагматичні в диференційованих масивах ультраосновних порід геосинкліналей – Кемпирсайське, Донське та ін.;

- рідкіснометалеві (W, Mo, Sn, Li, Be, Bi, Au) грейзенові з накладеною гідротермальною мінералізацією – Джида, Бом-Горхон, Акчатау та ін.;

- скарноворудні (Cu, Pb, Zn, Au) контактово-метасоматичні з гідротермальною мінералізацією – Оурей, Санта-Фе, Синюхівське та ін.;

- власне гідротермальні мідно-молібденово-порфірові у вторинних кварцитах (Коунрад, Бошекуль), мідно-колчеданові у спліт-кератофірах (Ріо-Тінто, Ергані, Гай), колчеданово-поліметалеві в осадово-вулканогенних товщах (Зирянівське, Рубцовське), власне свинцево-цинкові (Ag, Au) у карбонатних товщах (Запокровське, Сарилах);

- бурозалізнякові з залишковим золотом (до 20–30 г/т) – частки окиснення сульфідних або магнетитових руд різного походження (Калгурлі, Майкаїн).

Наведемо також деякі потенційні джерела для видобування золота в майбутньому:

- відомі галоїдні поклади калійних солей з умістом Au > 0,001–0,010 г/т;

- мезо-кайнозойські конгломерати з величезними запасами “бідного” золота, з якими нині працюють технологи США;

- придонні мінералізовані мули (і нагріті води) Червоного, Чорного та інших морів, для яких уже принципово розроблені технології здешевлення видобутку Au, Ag, Pb, Zn, Cu.

Стисло схарактеризуємо такі генетичні типи родовищ золота, як гідротермальні (провідні), розсипні (теж численні, однак дрібніші й уже помітно відпрацьовані) і метаморфізовані розсипища, які дуже мало поширені, проте унікальні за запасами.

В. Ліндгрєн розділив гідротермальні родовища на епі-, мезо- і гіпотермальні, пізніше А. Грейтон і А. Баддінгтон виділили ще лепто- і ксенотермальні. Саме цю схему підтримала більшість геологів (П. Нігглі, О. Ферман та ін.); на генетичному рівні її чітко обґрунтовано науково й у підручниках В. Смірнова (1960–1986) та на рудно-формаційному рівні у працях Н. Петровської (1973, 1976). Класифікаційна система В. Смірнова охоплювала плутоногенно-гідротермальні, вулканогенно-гідротермальні, мета-

морфогенно-гідротермальні та скарнові родовища, а рудно-формаційна система Н. Петровської – золото-кварцову формацію малосульфідного (1–5 %) метаморфогенно-гідротермального зруденіння великих глибин (глибше 3–4 км) щодо синрудної палеоповерхні; золото-сульфідно-кварцову формацію помірно-сульфідного (10–20 %) плутоногенно-пневматолітово-гідротермального зруденіння середніх глибин (3,0–1,5 км); золото-срібно-кварц-карбонатну убогосульфідну формацію (0,1–1,5 %) вулканогенно-гідротермального зруденіння малих глибин (0,1–1,2 км).

У чому ж генетичні особливості різноглибинних гідротермальних родовищ золота? Наведемо лаконічну порівняльну генетичну характеристику на підставі даних термобарогеохімічних досліджень.

Метаморфогенно-гідротермальні родовища сформовані в найбільш високобаричній (350–200 МПа зі зниженням) фізико-хімічній системі рудоутворення, яка здебільшого надкритична гомогенно-гідротермальна водно-вуглекислотна з  $\text{CH}_4$ ,  $\text{H}_2$  за концентрації солей 60–70 мас. %  $\text{NaCl} + \text{KCl}$ , температурний діапазон – від 400 до 50 °С (міжстадійні інверсії не перевищують 5–20 °С); продуктивний інтервал для кристалізації самородного золота – 300–200 °С, режим порівняно термостатований – вертикальний палеотемпературний градієнт  $\Delta T/100$  коливається від 5–6 до 10 °С, часовий градієнт  $\Delta T/\Delta P$  становить 2,5–1,0 °С на 1 МПа. Роль пневматолітово-газової фази обмежена епізодами гетерогенізації гідротерм унаслідок процесів всолювання під час масового руйнування хлорауратних комплексів. Процеси рудоутворення розвиваються в субізохоричному режимі. Генотипні родовища: Колар (Індія), Порк'юпайн (Канада), Калгурлі (Австралія), Хомстейк (США), Мару-Велью (Бразилія), Балка Золота, Сергіївське, Балка Широка (Сурська й Чортотлицька зеленокам'яні структури Українського щита), Майське (чарнокіт-гранулітовий блок Південного Побужжя), Сурозьке (Сорокінська зеленокам'яна структура).

Фізико-хімічна система рудоутворення на плутоногенно-гідротермальних родовищах тектоно-пневматолітово-гідротермальна (вуглекислотноводна з концентрацією солей 9–11 %, на ранніх стадіях – 45–60 %, переважно середньобарна, на початку процесу від 200–100 до 40–30 МПа), у температурному діапазоні від 450–400 до 50 °С (міжстадійні інверсії – 70–110 °С), продуктивний інтервал на золото – 280–200 °С; режим загалом помірно термостатований ( $\Delta T$  – 15–30 °С/100 м), часовий градієнт  $\Delta T/\Delta P$  – 2,0–8,8 °С (у середньому 3 °С) на 1 МПа. Роль пневматолізу важлива на початку першої і другої допродуктивних стадій, на продуктивній поширені процеси гетерогенізації флюїдів (кипіння й дегазація  $\text{CO}_2$ ), що сприяє утворенню золоторудних стовпів-бананців. Генотипні родовища: Бендіго (Східна Австралія), Бестюбе (Північний Казахстан), Березівське (Урал), Куранах (Алдан), Дарасун (Східне Забайкалля), Клинци, Східно-Юрїївське, Бобриківське (Україна).

Фізико-хімічна система рудоутворення вулканогенно-гідротермальних родовищ винятково низькобарна (1п–20 МПа), докритична власне гідро-

термальна (порівняно дегазована, слабо вуглекислотна з концентрацією солей 1–9 %), проте дуже характерна наявність паро-газової фази, що зумовлено процесами ретроградного кипіння, тому вона не є мінералоутворювальною; температурний діапазон – від 360–350 до 50 °С з міжстадійними інверсіями до 100–150 °С (причому поширені інверсійно-регресивний і прогресивно-інверсійний режими). Процеси мінералоутворення багатадійні (п'ять–шість стадій), продуктивні золото-срібні парагенезиси формуються в інтервалі 260–180 °С, температурний режим таких систем загалом не термостатований, з варіаціями вертикального градієнта  $\Delta T$  від 25–30 до 50 °С/100 м (у приповерхневих зонах – до 80–90 °С, за Мігазавою), а часовий градієнт  $\Delta T/\Delta P$  – 8–12 °С/1 МПа (у середньому 10). Генотипні родовища: Годфільд, Карлін (США), Каномай (Японія), Хаканджа, Карамкен, Багатовершинне, Балейсько-Тасєєвське (РФ), Бая-Маре, Нагіар (Румунія), Мужієвське (Закарпаття, Україна).

Що стосується розсипищ, то промислове значення мають алювіальні (найважливіші) і літоральні (прибережно-морські й океанічні) розсипи, які промислово освоєні слабо, тому їх можна трактувати як об'єкти майбутньої експлуатації. Ще один тип родовищ – елювіальні й частково делювіально-колювіальні: суть процесів полягає в гравітаційному нагромадженні вивільненого золота під час латерального звітрювання різних порід (з розсіяною, часто досить бідною золото-кварцовою мінералізацією) уздовж тріщин у породах зони окиснення або в пухкій масі продуктів їхнього цілковитого руйнування здебільшого в найглибшій частині кори звітрювання на рівні ґрунтових вод. Самостійного значення вони не мають, проте супутньо їх експлуатують, зокрема, на родовищі Калгурлі в Австралії на 25-метровій глибині кори звітрювання вміст золота сягає 30 г/т.

Алювіальні розсипища формуються в помірно-континентальних умовах бореального клімату внаслідок фізичного й хімічного руйнування корінних родовищ золота і зон бідної мінералізації або перемивання давніх родовищ.

Під час розшуків розсипищ потрібно брати до уваги типи зв'язків з першоджерелами металу: а) просторовий – головка розсипища завжди вказує в бік джерела; б) велике золото – поблизу джерела, дрібне – у шлейфах на відстані  $n \cdot 10$  км; в) мінералого-геохімічний – за даними аналізу важкої фракції шліхів, термобарогеохімічний – за включеннями в прозорих мінералах легкої фракції шліхів. Наприклад, за спільною наявністю вуглекислотно-водних включень і водно-солевих багатофазових включень з  $\text{NaCl} + \text{KCl}$  прогнозують великий ерозійний зріз родовища, а в разі поширення в мінералах легкої фракції шліху газово-рідких включень – малий; з наближенням до джерела кількість декрептометричних “вибухів” включень на одну і ту ж наважку легкої фракції шліху неодмінно зростатиме (Ермаков, Долгов, 1979). Багаті розсипища найчастіше є результатом руйнування не великих родовищ, а полів і зон поширення “бідної”, навіть не промислової прожилково-вкрапленої мінералізації. Наприклад, у басейні

р. Юкон нема великих родовищ, а в притоках Клондайк і Ельдорадо з кожних 150–200 м розсипищ добували по 150 кг золота.

Прикладом літорального розсипища є тільки одне велике родовище Ном на Алясці, з якого видобуто понад 100 т золота: рудоносна зона тягнеться вздовж узбережжя на 25 км, упоперек досягає 10 км, довжина окремих золотоносних покладів – 1–2 км, ширина – 100–180 м, потужність – 1,2–1,5 м, середній уміст золота – від 0,1 до 1,0 г/м<sup>3</sup>.

Метаморфізовані родовища – це докембрійські золотоносні конгломерати (з ураном, почасти алмазом). До них належать найбільші у світі родовища золоторудного басейну Вітватерсранд (ПАР), рудних поясів Жакобіна (Бразилія), Тарква (Гана), рудних зон Блайнд-Рівер (Канада) завдовжки 125 км і завширшки 15–20 км, а також рудні пояси Українського щита. З метаморфізованих конгломератів Вітватерсранду з 1884 р. видобуто понад 45 тис. т золота, 1 500 т срібла, 1 500 т платиноїдів, понад 100 тис. т уранових руд (U<sub>3</sub>O<sub>8</sub>). Зруденіння розкрито шахтами до глибини 4 300 м, свердловинами – до 4 600 м.

Що стосується природи конгломератів, то навіть після стількох років експлуатації є два основні погляди на їхнє походження:

а) за А. Грейтоном, Ч. Девідсоном, Е. Хейнріком та ін., золото й ураніт мають винятково гідротермальне походження, про що свідчить поширення сульфідних мінеральних асоціацій разом зі сполуками U<sup>4+</sup>, які нестійкі за гіпергенних умов рудоутворення;

б) за Г. Шнейдерхеном, П. Рамдором, С. Шером, можна говорити тільки про протерозойські золотоносні розсипища, які були метаморфізовані за *PT*-умов зеленосланцевої фації. Висувають такі аргументи:

віялоподібна структура золотоносного басейну;

літологія типових алювіально-дельтових відкладів з кварцовими конгломератами, що чітко корелюється з кварцовими жилами архейського віку;

лінійно-струменевий характер розподілу золота, яке контрольоване винятково великогальковими різновидами конгломератів;

чітка приплотикова концентрація золота в банкеті та його кореляція з певними мінералами (хромшпінеліди, рутил, циркон, монацит, ксенотим, апатит, турмалін, алмаз).

Натомість золото не корелює з сульфідами, які, найвірогідніше, є гідротермально накладеними, однак, на думку С. Шера, стійкість сульфідів (S<sup>2-</sup>) і ураніту (U<sup>4+</sup>) була зумовлена слабким окиснювальним середовищем атмосфери раннього протерозою, коли в ній усе ще переважали не кисневі, а вуглеводневі сполуки.

## **АУТИГЕННИЙ МІНЕРАЛОГЕНЕЗ СИЛІЦИТІВ НИЖНЬОГО КРЕМЕНИСТОГО ГОРИЗОНТУ МЕНЛІТОВОЇ СВІТИ**

Біогенні кременисті відклади складчастих областей зазнали значних післяседиментаційних змін, тому їхній мінеральний склад і структурно-текстурні ознаки не містять вичерпної інформації про первинні генетичні особливості. Аутигенний мінералогенез криптобіогенних силіцитів ми вивчали на прикладі фтанітів і вапняковистих силіцитів нижньоменлітрової підсвіти [3, 5, 6].

Нижній кременистий (“нижньороговиковий”) горизонт менлітових відкладів (до 18–20 м) складений темно-сірими й чорними вуглецевмісними кварц-халцедоновими силіцитами (фтанітами) і вапняковистими силіцитами [2, 3, 5, 9]. Зазвичай, нижня частина нижнього кременистого горизонту нижньоменлітрової підсвіти в Скибовій зоні (розрізи по р. Тисмениця в околицях Борислава (Берегова скиба), по р. Опір в околицях сел. Верхнє Синьовидне (Орівська скиба) і м. Сколе (Сколівська скиба), по р. Орява в околицях с. Коростів (скиба Парашки), у басейні р. Опір в околицях с. Тухля (скиба Зелем’янки) та ін.), представлена пачкою темно-сірих до чорних силіцитів (фтанітів), верхня – ясно-сірими карбонатно-кременистими породами (вапняковистими силіцитами, кременистими мергелями) з прошарками й лінзами силіцитів темнішого забарвлення (фтанітів або фтанітоподібних вапняковистих силіцитів).

Фтаніти мають масивну або нерівномірно-шарувату приховану текстуру. У відмінах темно-сірого до чорного кольору простежено проверстки потужністю від 0,3–1,0 до 4–5 см, які на звіттрій поверхні яснішають, а на свіжому відколі породи практично непомітні. У розрізі відкладів вони розподілені досить нерівномірно, часто становлять до 50 % від об’єму фтанітрової породи, а іноді простягаються окремими малопотужними (до 1 см) прошарками у масивних фтанітах. Петрографічні дослідження засвідчили, що для ясніших відмін досліджених порід характерні численні мікропрошарки й мікролінзочки, складені розсіяною органічною речовиною (ОР). Наявність у фтанітах прихованошаруватої текстури (що виявляється тільки на звіттрій поверхні) ми пояснюємо процесами окиснення ОР в зоні гіпергенезу.

Основним породоутворювальним мінералом фтанітів є крипто-, мікрокристалічний халцедон. Серед тонкоагрегатної основної маси  $\text{SiO}_2$ , середній показник заломлення якої становить 1,536–1,539, зрідка трапляються сфероліти й віялоподібні агрегати волокнистого халцедону, а також

поодинокі кварц-халцедонові параморфози по скелетних рештках організмів з кремнієвою функцією (діатомей, радіолярій, губок). На дифрактограмах тонкозернистої маси фтанітів чітко видно рефлекси кварцу (0,1533, 0,1659, 0,1665, 0,1812, 0,1967, 0,226, 0,244, 0,332, 0,420 нм), на інфрачервоних (ІЧ) спектрах породоутворювальної речовини фтанітів – смуги поглинання, притаманні кварцу (1170, 1090 дублетом 800–780, 695, 520 і 475  $\text{cm}^{-1}$ ). За даними растрової електронної мікроскопії, вони мають агрегатно-глобулярну ультрамікроструктуру. У фтанітах, у складі яких домінує кварц (халцедон) високої структурної впорядкованості, фіксують, головню, кристаломорфно-глобулярну і кристаломорфну ультрамікроструктуру. Вміст біогенного  $\text{SiO}_2$  у породах становить 70–95 %,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  – до 4,  $\text{CaO}$  – до 10,  $\text{C}_{\text{орг}}$  – 0,1–6,0, сульфідної сірки – до 2 %.

Розсіяна ОР у фтанітах міститься у вигляді тонкодисперсних частинок розміром до 0,005 мм, що надає породі в шліфі ясно-бурого забарвлення. Нерідко видно більші мікрровключення неправильної або лінзоподібної форми темно-бурого й чорного кольору, складені згустками ОР. Катагенетичні мікротріщини найчастіше заповнені ниткоподібним включенням чорної епігенетичної ОР, яке за простяганням блокуване віялоподібним халцедоном і дрібно- й середньокристалічним кварцом.

Верхня, карбонатно-кремениста частина досліджуваного горизонту складена вапняковистими силіцитами тонкошаруватої й лінзоподібно-плямистої текстури з проверстками темно-сірих до чорних масивних фтанітів і коричнюватого-темно-сірих аргілітів. На контакті з вмісними аргілітами вапняковисті силіцити набувають опокоподібного вигляду. Такі ж опокоподібні облямівки наявні в пластах фтанітів. Тонкошарувата текстура вапняковистих силіцитів виявлена перешаруванням ясно- і темно-сірих проверстків потужністю від 0,5 до 10–20 мм. Між пластами тонкошаруватих вапняковистих силіцитів вклинені брилоподібні стяжіння вапняковистих силіцитів лінзоподібно-плямистої текстури, яка також виявлена нерівномірним, від ясно- до темно-сірого забарвленням порід.

Вапняковисті силіцити складені криптокристалічною кальцит-халцедоною масою. Мінеральна речовина темніших проверстків у шліфі в поляризованому світлі майже непрозора. Помітні мікролінзочки крипто-, мікрокристалічного халцедону, а також мікростилоліти. Вміст  $\text{C}_{\text{орг}}$  у вапняковистих силіцитах становить 0,31–2,32 %. У шліфах вапняковистих силіцитів тонкошаруватої і плямистої текстури на контакті між прошарками або “плямами” наявні “ланцюжки” з вкрапель піриту. Подібні мінеральні утворення приурочені також до контактів між опокоподібними вапняковистими силіцитами і фтанітами. З’ясовано, що ділянки карбонатно-кременистої породи світлішого забарвлення мають підвищений вміст карбонатної домішки. Отже, тонкошарувата й лінзоподібно-плямиста текстура вапняковистих силіцитів зумовлена нерівномірним розподілом у породі карбонатного і кременистого компонентів.

На ІЧ-спектрах досліджених вапняковистих силіцитів наявні смуги карбонатів (1440, 880, 715  $\text{cm}^{-1}$ ) і кварцу (1170 і 1100, дублет 800–780, 695, 520, 470  $\text{cm}^{-1}$ ), співвідношення інтенсивностей яких дає змогу наближено оцінити кількісний мінеральний склад породи. На дифрактограмах видно рефлекси кварцу (0,1533, 0,1659, 0,1665, 0,1812, 0,1967, 0,211, 0,244, 0,332, 0,420 нм) і кальциту (0,1514, 0,1,591, 0,1616, 0,1861, 0,1891, 0,1905, 0,208, 0,227, 0,247, 0,282, 0,301, 0,382 нм).

Олігоценові кременисті породи типу фтанітів і вапняковистих силіцитів ми вважаємо продуктом глибоких діагенетичних і післядіагенетичних перетворень біогенних кременистих осадів переважно діатомового складу та зачисляємо їх до групи криптобіогенних силіцитів. У них тільки спорадично трапляються збережені релікти організмів з кремнієвою функцією. Структурна трансформація біогенного кремнезему відбувалася, головню, за такою схемою: опал-А (скелетні рештки організмів або органогенний гель  $\text{SiO}_2$  після їхнього розчинення)  $\rightarrow$  опал-СТ  $\rightarrow$  кварц (халцедон низької структурної впорядкованості з домішкою мінеральної фази опалу-СТ)  $\rightarrow$  халцедон високої структурної впорядкованості (номенклатура фаз кремнезему згідно з [8]).

Реліктова біоморфна структура виявляється в явнубіогенних відмінах силіцитів – діатомітах. Такі породи в нижньоменілітовій підсвіті Українських Карпат є тільки в околицях Добромиля, де ними складена глинисто-кремениста товща потужністю до 20 м, у якій, на відміну від інших розрізів нижнього кременистого горизонту, нема карбонатного компонента. В олігоценових діатомітах вміст  $C_{\text{орг}}$  становить 0,5–1,3 %, а у взірцях з великої глибини досягає навіть 26,4 % [1]. Діатоміти мають органогенно-детритову й органогенно-пелітову структуру і нерівномірно-шарувату текстуру, зумовлену перешаровуванням проверстків з різним вмістом теригенного кварцу, глинистого матеріалу і розсіяної ОР. Порода складена уламками скелетів діатомей (60–80 %), які зцементовані рентгеноаморфною опаловою речовиною з домішкою глинистого матеріалу і розсіяної ОР. Трапляються спікули губок, частково розкристалізовані до криптокристалічного халцедону, а також незначна кількість кварцу алевритової розмірності. Показник заломлення опалу скелетів діатомей – 1,442–1,454, опалу спікул – 1,454, цементувальної опалової речовини – 1,471.

На дифрактограмах діатомітів у діапазоні 18–26° 2 $\theta$  (близько 0,340–0,490 нм) виділяється сильно дисперсний рефлекс (“гало”), який підтверджує наявність у породі рентгеноаморфного опалу (опалу-А). Виділяються рефлекси кварцу (0,211, 0,244, 0,332, 0,440 нм), низькотемпературного кристалобаліту (0,200, 0,211, 0,247, 0,410 нм), каолініту (0,237 нм) і гідроліти (0,256 нм). Основні смуги ІЧ-спектрів поглинання добромільських діатомітів широкі, дифузні й досить неясного профілю, що характерно для опалу-А. На них виділяються екстремуми в ділянці 1240–1060, 800 і 475  $\text{cm}^{-1}$ , слабкоінтенсивна смуга  $\alpha$ -кристобаліту 620  $\text{cm}^{-1}$ , а також смуги коливальних ОН-груп 3450, 1640 і 970  $\text{cm}^{-1}$ . Зафіксовано слабкоінтенсивні смуги

3770, 3665, 2930  $\text{cm}^{-1}$ , властиві кремнієорганічним сполукам, що, на нашу думку, є доказом хімічної взаємодії органічної й мінеральної речовини біогенних кременистих утворень. Породоутворювальний кремнезем діатомітів під електронним мікроскопом має пластівцеподібну й коломорфну ультрамікроструктуру.

Біогенна седиментація кремнезему в олігоценовому Карпатському басейні відбувалася в аноксичному відновному середовищі (фаза океанічних безкисневих подій ОАЕ-4, згідно з [6]). Такі умови були сприятливі для інтенсивного діагенетичного перетворення біогенного кремнезему у зв'язку з коливаннями рН під час різних реакцій деструкції ОР (сульфат-редукції, метаногенного розкладання). Виділено [3] два головні типи аутигенного мінералогенезу в силіцитах:

1) пізньодіагенетичне формування мінеральних агрегатів піриту й низькотемпературного кремнезему (опал-СТ, халцедон) в осадах седиментаційних басейнів з хорошою аерацією морських вод і чітко вираженим лужно-окисним етапом діагенезу;

2) ранньодіагенетичне сульфідотворення і пришвидшена трансформація низькотемпературного біогенного кремнезему за відновних аноксичних умов.

Під час діагенезу й катагенезу біогенних кременистих відкладів відбувалося, по-перше, часткове або майже цілковите руйнування первинної біоморфної структури і, по-друге, – трансформація низькотемпературних мінеральних форм кремнезему за схемою опал-А  $\rightarrow$  опал-СТ  $\rightarrow$  халцедон (кварц). На післяседиментаційні перетворення біогенного кремнезему суттєво впливали геохімічні процеси з участю ОР, діагенетичний перерозподіл речовини, пов'язаний зі змінними значеннями рН, а також термобаричні умови на стадії катагенезу.

Мінералогічні перетворення в досліджуваних кременистих відкладах відбувалися так [3, 5, 6]. На етапі раннього діагенезу внаслідок біогенного відновлення сульфатів з одночасним окисненням ОР (сульфат-редукції) значення рН зростало. У відновно-лужному середовищі відбувалося розчинення скелетних решток кремнеорганізмів (головно діатомей). На пізніших етапах діагенезу внаслідок метаногенного розкладання ОР значення рН знижувалося, і аутигенний кремнезем осаджувався у вигляді мінеральних агрегатів опалу-СТ або кварцу (халцедону), яким притаманна неорганічна структура.

Важливим чинником аутигенного мінералогенезу був діагенетичний перерозподіл карбонатного і кременистого компонентів відкладів, зумовлений дуже мінливим кислотно-лужним режимом середовища. Менш інтенсивні перетворення біогенного кремнезему відбувалися в глинисто-кременистих відкладах, що можна показати на прикладі добромільських діатомітів, складених опалом-А. У вуглецевмісних прошарках і лінзах, де унаслідок розкладання ОР був високий парціальний тиск  $\text{CO}_2$ , за кислих умов осаджувався  $\text{SiO}_2$ . Карбонати утворювалися в лужному середовищі, а суль-

фіди Fe – за умов, близьких до нейтральних. Власне тому до контактів між різними текстурними елементами карбонатно-кременистих порід приурочені “ланцюжки” вкраплень піриту. Подібні процеси відбувалися під час утворення вивчених нами [3, 6] сульфідно-карбонатно-кременистих конкрецій шипотської (баррем–альб) і дусинської світ. З етапом діагенетичного перерозподілу речовини ми пов’язуємо процес збагачення кремнеземом окремих пластів органогенних відкладів і подальше утворення кременистих порід (зокрема фтанітів) з умістом  $\text{SiO}_{2\text{біог}}$  ~ 90 %, що значно вище від його вмісту в сучасних діатомових і радіолярієвих мулах (близько 50–60 %).

На етапі пізнього діагенезу і стадії катагенезу внаслідок збільшення тиску й температури відбувалася подальша післяседиментаційна трансформація низькотемпературних мінеральних форм  $\text{SiO}_2$ , а саме – розкристалізація халцедону низької структурної впорядкованості з домішкою мінеральної фази опалу-СТ у халцедон високої структурної впорядкованості (кварц). Органічна домішка була інгібітором цих процесів унаслідок утворення органо-мінеральних комплексів, у яких біогенний кремнезем покривався плівкою з органічних і кремнієорганічних сполук. Такий феномен підтверджено зворотною кореляцією між вмістом ОР у силіцитах і ступенем розкристалізованості породоутворювального аутигенного кремнезему цих порід (визначено петрографічними дослідженнями). У менілітових фтанітах шаруватої текстури в прошарках, збагачених тонкодисперсними частинками ОР, зафіксовано підвищений вміст оптично ізотропного  $\text{SiO}_2$ . Згідно з [2], у кременистих горизонтах менілітової світи є низка відмін силіцитів – від чорних бітумінозних фтанітів зі значним вмістом оптично ізотропного  $\text{SiO}_2$ , що розпилений в основній масі кременистої речовини, до коричневих халцедонолітів з незначною кількістю ОР.

Для порівняння цікавими є осадові утворення формації Монтеррей (верхній міоцен) у Каліфорнії. За літологічним складом (значно поширені вуглецевмісні кременисто-глинисті породи й силіцити) і безкисневими умовами седиментації вони дещо подібні до бітумінозних товщ Карпат, однак молодші за віком і зазнали менш глибоких катагенетичних перетворень. Зокрема, з верхньої до нижньої частини розрізу тут можна простежити різні стадії перетворення біогенного кремнезему, які в олігоценових менілітових відкладах у більшості розрізів уже завершені: від складених опалом-А діатомітів до порцеланітів (опал-СТ) і, нарешті, до кварц-халцедонових фтанітоподібних кременистих сланців [4, 7]. У праці [7] описано так звані сфероїди, які дуже нагадують брилоподібні стяжіння вапняковистих силіцитів у верхній кременисто-карбонатній частині нижнього кременистого горизонту менілітової світи.

Отже, структурно-текстурні ознаки і речовинний склад (седиментаційно-діагенетичні текстури, збереженню яких сприяла відсутність бентосної фауни й біотурбацій, підвищений вміст розсіяної ОР, наявність аутигенного піриту, характерного для відновних мінералого-геохімічних фа-

цій) окремих літологічних типів силіцитів (фтанітів, вапняковистих силіцитів) олігоцену Українських Карпат засвідчують, що їхній седиментогенез і діагенез відбувалися за умов значного дефіциту кисню. Тому досліджені кременисті породи можна трактувати як індикатори океанічних безкисневих подій (фаза ОАЕ-4, згідно з [6]), під час яких анаеробне відновне середовище сприяло фосилізації величезної кількості органічної речовини.

1. Габинет, М. П. (1985) *Постседиментационные преобразования флиша Украинских Карпат*. Киев: Наук. думка.
2. Лазаренко, Є. К., Габинет, М. П., Сливко, О. П. (1962). *Мінералогія осадочних утворень Прикарпаття*. Львів: Вид-во Львів. ун-ту.
3. Попп, І. Т., Сеньковський, Ю. М. (2003). Біогенні вуглецьвмісні силіцити баррем-альбу і олігоцену Українських Карпат – свідчення океанічних безкисневих подій. Ч. 1. Петрографія і стадійні перетворення. *Геологія і геохімія горючих копалин*, 3–4, 65–82.
4. Рединг, Х. Г., Колинсон, Дж. Д., Аллен, Ф. А. и др. (1990). *Обстановки осадконакопления и фаши*. Т. 2. Москва: Мир.
5. Сеньковський, Ю. М., Попп, І. Т. (2010). Геохімічні аспекти мінералогенезу силіцитів Карпато-Подільського сегмента континентальної країни Тетіса (крейда, палеоген) *Геол. журн.*, 4, 25–35.
6. Сеньковський, Ю. М., Колтун, Ю. В., Григорчук, К. Г., та ін. (2012). *Безкисневі події океану Тетіс. Карпато-Чорноморський сегмент*. Київ: Наукова думка.
7. Behl, R. J. (2011). Chert spheroids of the Monterey Formation, California (USA): early-diagenetic structures of bedded siliceous deposits. *Sedimentology*, 58, 325–351. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2010.01165.x>.
8. Jones, J. B., & Segnit, E. R. (1971). The nature of opal. 1. Nomenclature and constituent phases *J. Geol. Soc. Austr.*, 1 (18), 57–88.
9. Popp, I. T., Haiyevska, Y. P., & Bubniak, I. M. (2022). Carbonate and siliceous rock horizons at the boundary of Eocene and Oligocene deposits in the Ukrainian Carpathians as geotourism sites. *Journ. Geol. Geograph. Geoecology*, 31 (2), 363–379. <https://doi.org/10.15421/112234>.

## **Віра Семененко, Світлана Ширінбекова**

*Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення імені М. П. Семененка НАНУ,  
просп. акад. Палладіна, 34, Київ, Україна, 03142  
E-mail: cosmin@i.ua*

## **НИТКОПОДІБНІ КРИСТАЛИ ТА ЇХНЯ ПРИРОДА В МЕТЕОРИТАХ**

Ниткоподібні кристали (НПК) досить поширені серед мінералів земних порід, особливо в продуктах звітрювання [4]. Завдяки морфологічним і структурним особливостям їм притаманні неординарні фізичні власти-

вості, що зумовило активізацію експериментальних досліджень у галузі матеріалознавства з вирощування штучних монокристалів із газової фази, розчинів і розплавів [1, 2, 4].

Попередній аналіз результатів оригінальних досліджень і літературних даних свідчить про наявність НПК також у всіх типах метеоритів – кам'яних, залізних і залізо-кам'яних [3, 5]. Вони мають різну природу і визначені нами для зерен олівіну, графіту й Са-піроксену в хондритах, рабдиту, теніту й камаситу в залізних і залізо-кам'яних метеоритах та гідроксидів заліза у звітрених метеоритах усіх типів. Ці гідроксиди заліза представлені головню морфологічним різновидом НПК – віскерсами, тобто кристалами, що виростили не всередині, а на поверхні мінералу [4]. Ниткоподібна форма досить поширена серед кристалів графіту, рабдиту й гідроксидів заліза, іноді серед силікатів.

НПК олівіну виявлені в тонкозернистій речовині матриці, оболонки хондр і деяких ксенолітів хондрита Кримка. Найімовірніше, вона є продуктом акреції пилового конденсату. Зроблено припущення про нерівноважну конденсацію НПК із газової фази в процесі охолодження протопланетної туманності.

НПК графіту діагностовано тільки в унікальних графітовмісних ксенолітах хондрита Кримка. Структурно-мінералогічні, хімічні й ізотопні особливості ксенолітів свідчать про метаморфічну природу графіту, який утворився, найвірогідніше, із органічних сполук проторечовини ксенолітів.

НПК Са-піроксену у вигляді віскерсів виявлено на стінці порожнини ксеноліту AL1 у вуглистом хондриті Allende (CV3). Згідно з їхніми морфологічними особливостями припускаємо нерівноважний ріст віскерсів з імпаکتного газу внаслідок імпаکتного перетворення материнського тіла метеорита.

НПК теніту діагностовано у вигляді субпаралельних голок за допомогою сканувальних електронно-мікроскопічних досліджень у селективно звітреній тонкій плеситовій матриці атакситу Чінге. Зроблено припущення про пріоритетний ріст тенітової фази на ранніх стадіях розкristалізації Fe,Ni-металу материнського тіла метеорита з наступним катастрофічним замороженням продуктів дифузійного твердофазового перетворення в системі Fe,Ni.

НПК рабдиту (Fe,Ni)<sub>3</sub>P досить поширені в залізних і залізо-кам'яних метеоритах. Згідно з результатами електронно-мікроскопічних досліджень глибоко протравлених полірованих шліфів залізних метеоритів Сіхоте-Алінь, Мар'їнка й паласиту Омолон, вони представлені головню дощатими, стовпчастими і, меншою мірою, голчастими кристалами. Окремі НПК або системи паралельних кристалів характеризуються направленим ростом у двох–трьох напрямках відповідно до первинної структури камаситової матриці. Згідно з експериментальними даними [7], кристали рабдиту в метеоритах мають дифузійну природу і утворюються за рівноважних умов під час

повільного охолодження нікелістого заліза в межах 600–500 °С із камаситу, який містить 0,5–0,8 ат. % Ні.

Ниткоподібні утворення Fe,Ni-металу – як рідкісний випадок – діагностовані на поверхні металевого каркасу та в олівіновій фракції паласиту Омолон. Вони представлені ниткоподібними відгалуженнями, окремими нитками, волокнами або їхніми скупченнями, містять скульптури ударної деформації й нагрівання. Наявність на поверхні Fe,Ni-каркасу НПК-відгалужень, а також неоднорідність фазового й хімічного складу дають підстави зачислити їх до псевдовіскерів, тобто до утворень, сформованих унаслідок імпаکتного часткового плавлення речовини Fe,Ni-каркасу з миттєвим проникненням розплаву в міжзерновий простір метеорита і його загартуванням унаслідок ударно-метаморфічних процесів у космосі. Водночас НПК, що їх відшукали в олівіновій фракції, могли сконденсуватися з імпаکتного газу металу в міжзерновому просторі паласиту.

НПК продуктів звітрювання є ординарним компонентом серед метеоритів усіх типів [5, 6]. Звичайно вони розташовані на поверхні звітрених взірців метеоритів і належать до класичних віскерсів. Представлені, головню, окремими голкоподібними і пластинчастими кристалами гідроксидів заліза або їхніми скупченнями у вигляді розеток. Відомо, що метеорити, переважна більшість яких містить нікелісте залізо й сульфід заліза і утворюється за високовідновних умов космосу, досить нестійкі до дії земної атмосфери і води. Моніторинг продуктів звітрювання дає підстави припускати таке: що вищий ступінь примітивності й неоднорідності складу метеоритів, то більша швидкість їхнього звітрювання. Наприклад, після виготовлення полірованого шліфа ксеноліту AL1 вуглистого метеорита Allende на його поверхні досить швидко (протягом трьох років) вирости НПК гетиту FeOОН. Вони густо проросли тільки на поверхні тонкозернистої силікатної речовини, а не на великих силікатних кристалах, що свідчить про селективний характер розвитку НПК, пов'язаний з відмінностями у розмірі зерен і ступені неоднорідності складу речовини хондрита.

Лабораторні спостереження продуктів звітрювання в метеоритах дають підстави для висновку про пріоритетний розвиток серед них ниткоподібних і пластинчатих форм з високоактивною поверхнею, відповідно – з підвищеними адсорбційними властивостями. Саме ця морфологічна й фізична особливість є додатковим чинником, який сприяє послідовному інтенсивному руйнуванню метеоритної речовини за земних умов.

Отже, стислий аналіз результатів оригінальних досліджень і, частково, літературних даних дає змогу зробити такі висновки і припущення [3]:

1) НПК метеоритів мають доземне і земне походження;

2) серед доземних найпоширенішими є кристали рабдиту в залізних метеоритах і паласитах, теніту – в атакситах і графіту – у вуглистих ксенолітах хондритів. Зроблено припущення, що вони утворились унаслідок твердофазових перетворень у процесі повільного охолодження материнського тіла метеоритів. На відміну від них НПК олівіну й піроксену з тонко-

зернистої речовини хондритів, а також Fe,Ni-металу з паласиту є рідкісними. НПК олівину належать, найімовірніше, до продуктів конденсації газової фази протопланетної туманності, а піроксену і Fe,Ni-металу – до конденсатів імпаکتного газу;

3) НПК земного походження є ординарним компонентом і представлені гідроксидами заліза в продуктах звітрявання всіх типів метеоритів. Їхнє утворення зумовлене взаємодією високовідновної метеоритної речовини з атмосферою Землі.

1. Бережкова, Г. В. (1969). *Нитевидные кристаллы*. Москва: Наука.
2. Гиваргизов, Е. И. (1977). *Рост нитевидных и пластинчатых кристаллов из пара*. Москва: Наука.
3. Семененко, В. П., Горovenko, Т. М. (2017). Ниткоподібні кристали в метеоритах. *Доп. НАН України*, 9, 76–83.
4. Сыркин, В. Г. (1989). *Материалы будущего. О нитевидных кристаллах металлов*. Москва: Госиздат.
5. Ширінбекова, С. Н. (2019). *Вплив земного вивітрявання на структурно-мінералогічні особливості метеоритів*. Автореф. дис. на здобуття наук. ступеня канд. геол. наук: 04.00.20. Київ.
6. Юдин, И. А., Коломенский, В. Д. (1987). *Минералогия метеоритов*. Свердловск: Урал. НЦ АН СССР.
7. Clarke, R. S., & Goldstein, J. I. Jr. (1978). *Schreibersite growth and its influence on the metallography of coarse-structured iron meteorites*. Washington: Smithsonian Institution Press, 21.

### **Леонід Скакун, Надія Словотенко**

*Львівський національний університет імені Івана Франка,  
вул. Грушевського, 4, Львів, Україна, 79005  
E-mail: leonid.skakun@lnu.edu.ua; nadiya.slovotenko@lnu.edu.ua*

### **МІНЕРАЛОГІЧНА ЗОНАЛЬНІСТЬ ВОСЬМОГО РУДНОГО ТІЛА МУЖІЄВСЬКОГО РОДОВИЩА (ЗАКАРПАТТЯ)**

Мужієвське родовище розташоване в межах Березівського рудного поля, мінеральний склад рудних тіл якого відповідає мінеральному складові рудних тіл епітермальних родовищ адуляр-серицитового типу. Актуальність наших досліджень зумовлена необхідністю побудови повної фактологічної моделі мінералоутворення на родовищі.

Рудне поле розміщене у Внутрішньокарпатському вулканічному поясі, розташованому в тилевій частині Карпатського орогена на периферії Паннонського серединного масиву [1–8]. Структуру рудного поля розкрито свердловинами до глибини 1,5 км. Гірничі виробки Мужієвського родовища пройдені на п'яти горизонтах (+90, +130, +160, +210, +230 м). Головною структурою рудного поля є Березівська вибухова кальдера сарматського

віку. У складі порід рами є мезозойський фундамент, на якому залягає шар ріолітових туфів (нижня туфова товща) і пісковиково-аргілітова товща (нижня осадова товща) баденію. Кальдера виповнена ріолітовими туфами середньої туфової товщі сармату, на якій залягає верхня осадово-вулканогенна товща і верхня товща ріолітових туфів сарматського віку. У разі контакту псамітових і агломератових відмін порід на контакті звичайно наявні своєрідні тонкосмугасті пелітові туфи, так звані туфізити.

Часто розломні зони контролювані речовинними неоднорідностями в товщі й розміщені саме вздовж тіл туфізитів (розломи VIII, X, XII, XXIII). Регіональні розломи контролювали вулканічні процеси, проте ніяк не впливали на розподіл гідротермальної активності. Найбільші післявулканічні розломи пов'язані з процесами контракції спечених туфів у межах еруптивної трубки [9]. Саме з контракцією туфового виповнення пов'язане просідання її центральної частини – жерловини з амплітудою від 100 до 180 м. Просідання призвело до формування системи розломів шарнірного типу північно-східного (розломні зони VI, X) або субширотного західного й північно-західного (розломні зони VIII, XII, XV, XVI, XIX, XXIII) простягання, розташованих винятково в межах середнього туфового горизонту і верхньої осадової товщі (рис. 1). З ними пов'язані сульфідні, кварц-сульфідні, кварц-баритові, кварц-гетитові і кварцові жили та прожилково-вкраплені зони.

**Характеристика рудного тіла VIII.** Східний фланг рудного тіла представлений сульфідною мінералізацією, західний – кварц-баритовою. Масивні сульфідні агрегати, складені сфалеритом і галенітом, становлять понад 30 % об'єму жили.

Прожилкова і гніздова сульфідна мінералізація представлена піритом, сфалеритом, галенітом і становить 5–25 % від об'єму рудного тіла.

Кварц-баритовий комплекс у межах рудного тіла складений кварцовими жилами і прожилками, кварц-баритовими прожилками, гніздами бариту і флюориту.

Прихованокристалічний кварц поширений у центральній і східній частинах рудного тіла, дрібні жили і прожилкові зони кварцу – у східній частині рудної зони. На західному фланзі трапляються рідкісні друзи кварцу аметистового відтінку.

Флюорит у вигляді гнізд серед сульфідних руд виявлено на горизонті +130 (штрек 130).

**Стадії мінералізації й метасоматичні зміни.** Жильна мінералізація формувалася протягом чотирьох стадій [9]: сульфідної, кварц-баритової, карбонат-кварцової та карбонат-гетитової.

Стосовно сульфідної стадії, то ділянки метасоматичних змін виявлено на горизонті +130 м на західних флангах рудного тіла. Сульфідна мінералізація в жилі супроводжується серицитовими змінами, причому породи стають сильно пористі, що свідчить про винесення кремнезему. У лежачому зальбанді жили фіксують незначне окварцювання.

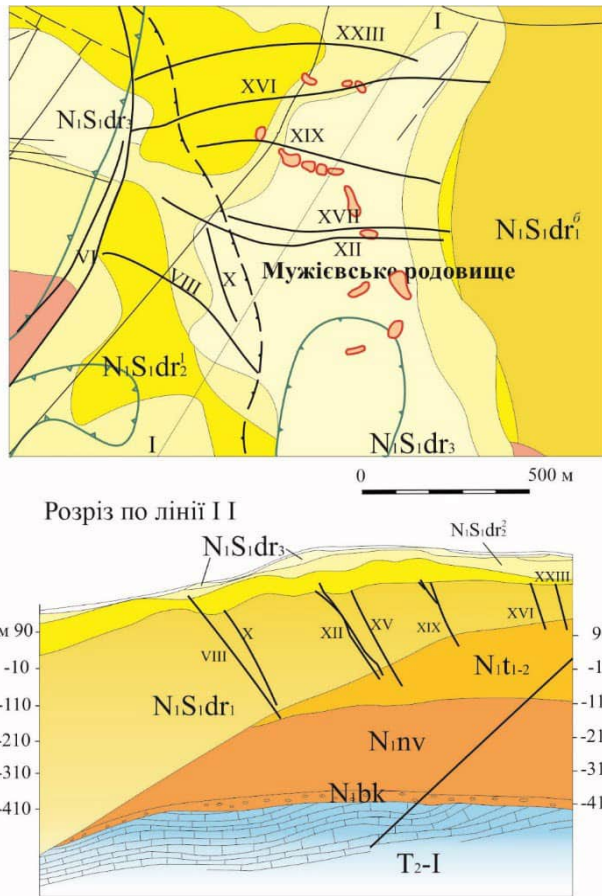


Рис. 1. Розташування рудних тіл на Мужівському поліметалевому родовищі.

Збільшення пористості особливо помітне у випадку, коли сульфідна мінералізація накладена на адуляр-кварцові породи. Отже, сульфідна стадія мінералоутворення супроводжується серицитовими і кварц-серицитовими змінами, тоді як кварц-адулярові зміни дорудні й часто відіграють грають роль літологічного бар'єру для сульфідноносних розчинів.

**Мінеральний склад рудного тіла й послідовність мінералоутворення.** Для сульфідних агрегатів характерні значні варіації мінерального складу і структур. Різкі просторові зміни структур виявлено й у мономінеральних агрегатах. Аналіз співвідношень мінералів дає змогу побудувати такий часовий ряд мінераловідкладення: піротин → пірит-марказит → сфалерит → галеніт → халькопірит → тенантит. Найбільш ранніми є пірит-марказитові тонкозернисті складноорганізовані агрегати, які утворюються під час дисульфідизації піротину. Для них характерні коломорфні, ритмічно-смугасті й струменеві структури, будова яких зумовлена коливаннями розміру індивідів (від < 0,001 мм до 0,030 мм) і співвідношенням пірит/марказит.

Реконструювати зону первинного поширення раннього піротину й пірит-марказитових агрегатів у рудному тілі VIII можна за збігом із зоною розвитку масивних сульфідних руд. Ранні агрегати майже цілком заміщені сфалеритом. Вони локально збереглися на східних флангах рудного тіла у вигляді пірит-марказитових прожилків і гнізд, складених пухким дисперсним піритом. Це свідчить про повсюдний розвиток агрегатів раннього піротину, яким були складені як масивні тіла, так і гнізда в метасоматичних породах. Подальша еволюція структури піритових агрегатів пов'язана з процесами формування сфалеритової й галенітової мінералізації. Об'єм суцільних піритових агрегатів у цьому випадку визначає динаміку перекристалізації й кінцеву структуру агрегату.

Поблизу зон формування сфалериту, які контрольовані тріщинами й порожнинами, простежують інтенсивну перекристалізацію піриту. Процес розвивається прогресивно: від тріщини до фронту перекристалізації зменшується розмір кристалів, з просуванням фронту відбувається укрупнення індивідів у перекристалізованому агрегаті. Цей процес відбувається згідно з принципом мінімізації внутрішньої енергії кристала. Індивіди мають тонкозональну будову, їхній розмір змінюється в межах 0,1–5,0 мм.

Формування сфалеритових і галенітових агрегатів супроводжується також перевідкладанням піриту в тріщини, що виникають під час росту, і порожнини між своїми кристалами. У багатьох великих кристалах сфалериту й піриту є система близьких до радіальних тріщин, які не виходять за їхні межі. Поява таких тріщин пов'язана з розрядженням внутрішніх напруг у сильно дефектних кристалах.

У межах Мужівського родовища виявлено єдину послідовність зміни зон кристалів сфалериту (від центра до периферії) і відповідний ряд типів полікристалічних агрегатів, що зумовлено такими зародженнями сфалериту:

- зародженням *A* складені внутрішні зони кристалів жовтого або ясно-коричневого кольору, діаметр зон сягає 1 см;

- зародженням *B* представлено гіпідіоморфними агрегатами або зонами великих кристалів і звичайно характеризується ритмічно-зональною будовою з гамою кольорів від жовтого до коричневого;

- зародженням *B* характеризується тонкою зональністю з незначними коливаннями забарвлення від коричневого до чорного, ним складені широкі периферійні зони в кристалах або радіально-променеві агрегати. Межа між зародженнями *B* і *B* звичайно чітка, фіксована низкою порожнин. Зона радіально-променевого сфалериту може досягати 15 см;

- зародженням *Г* складені дрібнозернисті агрегати з тонкозональною будовою індивідів, діаметр яких – від 1,5 до 4,0 мм. Колір у зонах змінюється від жовтого до чорного. Характерний слабкий розвиток розщеплення кристалів. Зрідка трапляються сфероліти зі скелетними кристалами галеніту. Сфалерит зародження *Г* часто міститься у складі графічних сфалерит-галенітових структур, зумовлених сингенним ростом обох мінералів.

На західному фланзі рудної зони VIII для зародження  $\Gamma$  характерні сфероліти, у складі яких є вюртцит і скелетні кристали галеніту (рис. 2).



Рис. 2. Скелетний галеніт у сфалериті.

Радіус сферолітів не перевищує 3 мм. Сферолітові агрегати ростуть на вільних поверхнях і в порожнинах серед сульфідних агрегатів, зрідка виселяють стінки тріщин у туфах. Разючою відмінністю радіально-променистих (зародження  $B$ ) і сферолітових агрегатів (зародження  $\Gamma$ ) є відсутність у першому і постійна наявність у другому випадку домішки вюртцитової фази. Мабуть, крім усіх інших умов (різка пересиченість розчинів і мікроблоковий ріст кристала, можливість захоплення елементів-домішок тощо [9]), необхідною передумовою формування метастабільної фази ZnS – вюртциту – за низької температури є ріст безпосередньо з розчину. Механізм росту кристалів ZnS у разі заміщення піриту не сприяє формуванню метастабільних фаз.

Наступні зміни сфалеритових кристалів і агрегатів виявлені в зникненні тонкої зональності в субіндивідах блокових кристалів та появі двійників. Як уже зазначено, гіпідіоморфні і радіально-променеві кристали сфалериту формуються заміщенням пірит-марказитових і піритових агрегатів. Одночасно відбувається перекристалізація піриту і марказиту з формуванням гіпідіоморфнозернистих агрегатів піриту. Перекристалізований марказит виявлено тільки в радіально-променевих агрегатах. Прогресивне формування зернистих агрегатів сфалериту зумовлює значно інтенсивнішу перекристалізацію сульфідів заліза порівняно з радіально-променевими агрегатами. Це пов'язано зі спокійнішими умовами і тривалістю росту в першому випадку й масовою кристалізацією за умов різкого перенасичення розчину в другому.

Починаючи із зовнішньої тонкоритмічної зони, у кристалах сфалериту простежують сингенетичні вrostання галеніту. Галеніт формувався рит-

мічно. Виявлено щонайменше чотири його зародження, які збігаються з перервами в рості сфалериту: зміною гіпдіоморфнозернистих агрегатів радіально-променевими, межами між різними зародженнями радіально-променевих агрегатів. У сферолітових агрегатах наявні пойкилітові зростання сфалериту й галеніту з чіткими графічними структурами. Інтенсивність кристалізації галеніту зростає від ранніх зароджень до пізніх. Останні зародження галеніту утворюють друзи і зони сингенних зростань зі сфалеритом, що наростають на радіально-променеві агрегати. Галеніт також заміщує сфалерит більш ранніх зароджень.

У галеніті сформувався комплекс сульфосолей. Дослідження засвідчили [9], що виділення бурноніту, тетраедриту, фрейбергіту, піраргіриту й полібазиту не сингенні з галенітом. Ці мінерали заміщують сингенні з галенітом виділення сфалериту й арсенопіриту, фази галеніту, збагаченого стибієм і сріблом, поліфазові виділення зі структурами розпаду твердого розчину, а також один одного. На підставі наведених ознак визначено таку послідовність формування сульфосолей у галеніті: галеніт (локально збагачений Sb, Cu і Ag), сфалерит, арсенопірит → виділення зі структурами розпаду твердих розчинів → полібазит → піраргірит → бурноніт → тетраедрит (фрейбергіт).

Халькопірит заміщує всі сульфідні, за винятком тенантиту. Сфалерит часто містить емульсійні вкраплення халькопіриту.

Енаргіт спостерігається в сульфідних агрегатах у вигляді зерен розміром від 0,1 мкм до 0,15 мм. Він заміщує дрібні виділення халькопіриту, полібазиту і бляклих руд у сфалериті й галеніті, асоціює з електризмом, зрідка утворює прожилки й дрібні агрегати у сульфідно-кварцовій масі.

Виділено чотири типи сульфідних агрегатів за ступенем повноти перебігу процесу сульфідоутворення і глибини перетворення піритового субстрату.

1. Цілком сформовані агрегати: містять повний часовий ряд сульфідів, з чітким виділенням мономінеральних агрегатів сфалериту й галеніту і повною перекристалізацією піритового субстрату. Сфалерит і галеніт утворюють середньо-грубозернисті гіпдіоморфні і друзові агрегати.

2. Частково сформовані агрегати також містять повний ряд сульфідів, однак галеніт представлений, головню, першими зародженнями, які формуються одночасно зі сфалеритом. Пізніші зародження виявлені локально. Наявні як зернисті, так і радіально-променеві агрегати сфалериту. Трапляються релікти пірит-марказитового субстрату.

3. Несформовані агрегати, у яких фаза формування сфалериту і/або галеніту пригнічена або ж її нема. У разі відсутності пізніх зароджень сфалериту (тип А) агрегат складений пізнім піритом і крупнокристалічним сфалеритом. Галеніт виявлений слабко, для нього характерні корозійні співвідношення зі сфалеритом. Якщо нема ранніх зароджень сфалериту (тип Б), то в складі агрегату значну роль відіграє слабко перекристалізований

пірит-марказитовий субстрат, є невелика кількість залізного сфалериту і гнізда галеніту пізніх зароджень.

4. Метастабільні агрегати. У їхньому складі переважають радіально-променеві і сферолітові агрегати сфалериту і слабо перекристалізований пірит-марказитовий і піритовий субстрат. Галеніт утворює тісні зростання зі сфалеритом. Подекуди наявні облямівки галеніту радіально-променевої структури на дрібних його кристалах.

Електрум поширений локально, проте він, водночас, є визначальним у формуванні золотого зруденіння в низці ділянок рудного тіла VIII. За часом кристалізації він відповідає завершенню формування гетитових агрегатів. У всіх випадках його виявлено в периферійних найбільш окристалізованих ділянках агрегатів гетиту.

Самородне срібло рідкісне, найчастіше це тонкі (до 0,01 мм) вкраплення в сульфідах і бариті. На західному фланзі рудної зони VIII відшукали срібло у вигляді губчастого агрегату, від якого відгалужуються тонкі дрітки, покриті агрегатами акантиту, маккінстріїту й ялпайту. Довжина дрітків досягає 1 см за діаметра 10–30 мкм. Мінерал міститься в порожнинах сульфідних руд, виповнених друзами кварцу й бариту, в основі їхніх кристалів. На вершинах кристалів кварцу наростає акантит. Полібазит утворює великі таблитчасті кристали розміром до 1,3 см між кристалами кварцу, часто в зростаннях з акантитом.

Барит наявний у вигляді гнізд у слюдистих метасоматитах рудної зони VIII.

Отже, пірит-марказитові й піритові агрегати були необхідною передумовою формування поліметалевої мінералізації рудного тіла VIII. Масштаб відкладення сфалериту, а також галеніту й халькопіриту цілком визначений об'ємом піритової мінералізації.

Піритові агрегати є індикаторами повноти виявлення й динаміки процесу формування сульфідних агрегатів. Що повніше виявлені всі сульфідні парагенезиси, то менше піриту є у складі агрегату. Урівноважений процес формування сфалериту й галеніту маркований більшою часткою рівномір-нозернистих структур у піритових агрегатах руди.

1. Коптюх, Ю. М. (1992). *Золото-полиметаллическое оруденение Внутривкарпатского вулканического пояса*. Киев: Наук. думка.
2. Коптюх, Ю. М. (1994). Структурні типи золоторудних родовищ Внутрішньокарпатського вулканічного поясу. *Вісн. Львів. ун-ту. Сер. геол.*, 12, 163–168.
3. Коптюх, Ю. М., Куделя, В. К. Структурные и физико-химические условия образования полиметаллических руд Береговского месторождения (Закарпатье). *Геохимия и рудообразование*, 6, 92–102.
4. Мерлич, Б. В. (1958). Тектонические факторы локализации неогенового оруденения в Закарпатье. *Геол. сб. Львов. геол. об-ва*, 5–6, 93–104.

5. Науменко, В. В. (1974). *Закономерности размещения и формирования эндогенного оруденения Советских Карпат*. Киев: Наук. думка.
6. Науменко, В. В., Гончарук, А. Ф., Коптюх, Ю. М. (1978). *Рудоконтролирующие факторы золото-полиметаллических и ртутных месторождений Советских Карпат*. Киев: Наук. думка.
7. Науменко, В. В., Гончарук, А. Ф., Коптюх, Ю. М. (1984). Особенности металлогении и структурного положения неогенового вулканического пояса Внутренних Карпат. В *Магматизм и металлогения Карпато-Балканской и Кавказской складчатых областей* (с. 105–111). Москва: Наука.
8. Науменко, В. В., Гончарук, А. Ф., Коптюх, Ю. М. (1986). *Вулканогенное рудообразование в Паннонском срединном массиве*. Киев: Наук. думка.
9. Скакун, Л. З. (1994). *Мінералого-генетична модель Мужієвського золото-поліметалічного родовища (Закарпаття)*. Автореф. дис. на здобуття наук. ступеня канд. геол.-мін. наук: 04.00.20. Львів.

### **Любов Фігура, Мирон Ковальчук**

*Інститут геологічних наук НАН України,  
вул. Олесь Гончара, 55 б, Київ, Україна, 01601  
E-mail: liuba\_figura@ukr.net; kms1964@ukr.net*

## **ОСОБЛИВОСТІ РОЗПОДІЛУ ІЛЬМЕНІТУ Й МОНАЦИТУ В КОРІ ЗВІТРЮВАННЯ ТА СЕРЕДНЬОЕОЦЕНОВИХ КОНТИНЕНТАЛЬНИХ УТВОРЕННЯХ ФІЛІОПЛЬСЬКО-БРУСИЛІВСЬКОЇ ДЕПРЕСІЇ (ПОДІЛЬСЬКИЙ МЕГАБЛОК УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА)**

Район досліджень розташований на північній окраїні Подільського мегаблока в північно-західній частині Українського щита. Породи кристалічного фундаменту представлені глибокометаморфізованими й інтенсивно гранітизованими утвореннями нижнього докембрію [1, 2]. За районуванням осадового чохла територія належить до Вінницько-Білоцерківської металогенічної області, для якої типовими є циркон-ільменітові й монацитові розсипи, наявні також ознаки алмазонасності. З практичного погляду найцікавішими є прояви монациту. У кристалічних породах фундаменту монацит в акцесорній кількості виявлено в майже всіх різновидах гранітоїдів району. Промислові концентрації монациту визначено в жильних інтенсивно метасоматично змінених переважно лейкократових і пегматоїдних гранітах бердичівського комплексу, а також у лейкократових гранітах і пегматитах хмільницького комплексу [1, 2].

Практичний інтерес становлять і прояви монациту в корі звітрювання кристалічних порід та продуктах її розмивання й перевідкладення, зокрема, у континентальних (алювіальних) утвореннях середнього еоцену, а також у сучасних алювіальних утвореннях, де поряд з монацитом у значній

кількості наявні ільменіт і циркон. Підвищений вміст монациту визначено в корі звітрювання порід кристалічного фундаменту (в елювіальних каолінах) – від 2,0 до 7 169 г/м<sup>3</sup> [1, 2].

Кора звітрювання здебільшого площового морфологічного типу, і тільки в зонах тектонічних порушень і на контактах різних петротипів порід є кора звітрювання лінійного морфологічного типу. Кора звітрювання має зональну, тричленну будову. У її вертикальному профілі розрізняють такі зони (знизу догори): зона дезінтеграції й вилуговування; зона початкового гідролізу (каолініт-гідрослюди́ста); зона кінцевого гідролізу й окиснення (каолінітова). Породи зони дезінтеграції й вилуговування, пов'язані поступовим переходом з материнськими породами, рожево-сірі, тріщинуваті, часто з горизонтальною плитчастою окремістю, слабо зцементовані до пухких, зберігають структуру материнської породи з накладеною дрібнозернистою. Жорстка складена мінералами материнських порід, які зазнали незначних змін. Потужність зони становить 0,1–2,5 м. Зона початкового гідролізу (каолініт-гідрослюди́ста) представлена ясно-сірими до білих, інколи з бурими плямами породами, складеними каолінітом, кварцом (до 40 %), гідрослюдою, наявні гранат, релікти мікрокліну й незначна кількість біотиту. Потужність зони – 0,4–20,0 м, іноді до 40 м (лінійні кори звітрювання). Зона кінцевого гідролізу й окиснення (каолінітова) представлена ясно-сірими до білих з вохристими плямами породами, у складі яких переважає каолініт. На окремих ділянках породи переходять у пеліканіти. Потужність зони становить 5–15 м, подекуди до 42 м [1].

Розмивання кір звітрювання зумовило перевідкладення їхньої речовини в межах ерозійно-тектонічних палеодолин. Межі поширення континентальних флювіальних утворень середнього еоцену контролювані похованими Філіопільсько-Брусилівською, Краснопільською й Андрушівською ерозійно-тектонічними палеодолинами [1, 2]. Континентальні алювіальні відклади в межах палеодолин залягають з розмивом на корі звітрювання кристалічних порід. У межах Філіопільсько-Брусилівської ерозійно-тектонічної палеодолини середньоеоценові відклади перекриті товщею глин, пісків і алевролітів середнього сармату, іноді на схилах долини р. Південний Буг – четвертинними утвореннями [1].

Відклади середнього еоцену представлені утвореннями таких фацій: руслової, прируслової відмілини, заплави і старичної [1, 2]. Утворення руслової фації – це різнозернисті, головню велико- і грубозернисті кварцові, інколи польовошпат-кварцові піски з гравієм і гравелітом (прошарки до 2,5 м), трапляються прошарки бурого вугілля й вуглистої глини. Цемент пісковиків поровий, зрідка базальний. Подекуди піски слабо зцементовані з утворенням пісковиків на каоліновому цементі. Потужність відкладів руслової фації – до 12,4 м.

Відклади фації прируслової відмілини представлені пісками коричневого, коричнево-жовтого забарвлення, вуглистими, переважно середньо- і грубозернистими, подекуди з прошарками глинистого матеріалу [1].

Значно поширені заплавні фації характеризуються літологічною розмаїтістю порід, які ритмічно чергуються в розрізах [1]. Здебільшого це вуглисті глини, алеврити, прошарки бурого вугілля, менше поширені піски й перевідкладені каоліни. Глини часто алевритисті й піщанисті, горизонтально-шаруваті, білі, ясно-сірі, чорні (завдяки вуглистій речовині). Їхня потужність коливається від 0,4 до 8,6 м. Алеврити слюдисті, часто вуглисті, різного ступеня піскуватості, здебільшого бурі й коричневі, потужність – 0,5–7,0 м.

Буре вугілля різного ступеня піскуватості, іноді глинисте. Буровугільні прошарки, приурочені до центральної частини депресії, сконцентровані головню в середній частині розрізу, не витримані за потужністю (0,5–6,0 м), лінзоподібні, за простяганням їх заміщують вуглисті глини, алеврити й піски.

Піски заплавної фації дрібно-, іноді середньозернисті, кварцові, вуглисті, часто глинисті, сірі з буруватим відтінком, бурі, коричневі, темно-коричневі. Залягають вони в нижній і верхній частині розрізу.

Шліховий аналіз засвідчив, що відклади заплавної фації містять важкі мінерали в такій кількості, кг/м<sup>3</sup>: ільменіт і лейкоксен – 0,69–21,6, циркон – до 1,21, монацит – до 2,29 [1, 2].

Перевідкладені каоліни поширені незначно, тяжіють до нижньої частини розрізу алювіальних відкладів і мають потужність до 4,0 м. Це брудно-сірі з кремовим відтінком щільні породи, які залягають на елювіальних каолінах.

Фації болотних заплав [1] трапляються у вигляді невеликих ізольованих ділянок і представлені вуглистими глинами, глинисто-вуглистими відкладами, бурим вугіллям і вугіллям глинистим, піщанистим. Глини тонкошаруваті, вуглисті, часто з прошарками бурого вугілля, подекуди піщанисті, від ясно- до темно-коричневих. Буре вугілля поширене смугами потужністю до 8,1 м. Відклади стариць (озерно-болотні) представлені вуглистими глинами, глинисто-вуглистими відкладами та глинистим і бурим вугіллям [1].

Підвищений вміст ільменіту, монациту й циркону визначено в піщаних відкладах руслової фації, фацій прируслової відмілини і заплав.

Ми дослідили просторовий розподіл цих мінералів у корі звітрювання й середньоєоценових континентальних утвореннях.

З'ясовано (рис. 1, 2), що між вмістом монациту й ільменіту в корі звітрювання й у середньоєоценових континентальних утвореннях кореляції нема.

Підвищений вміст цих мінералів у породах середнього еоцену просторово не пов'язаний з ділянками їхнього підвищеного вмісту в корі звітрювання.

Вміст монациту у відкладах середнього еоцену значно вищий, ніж у корі звітрювання, а вміст ільменіту такий самий.

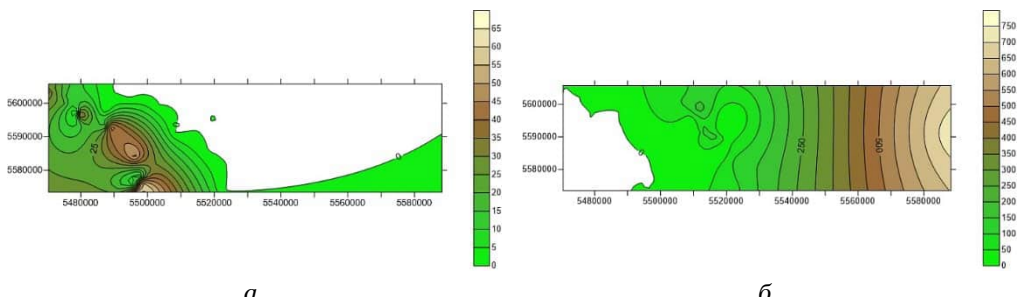


Рис. 1. Просторовий розподіл монациту в корі звітрявання (а) і відкладах середнього еоцену (б), г/т.

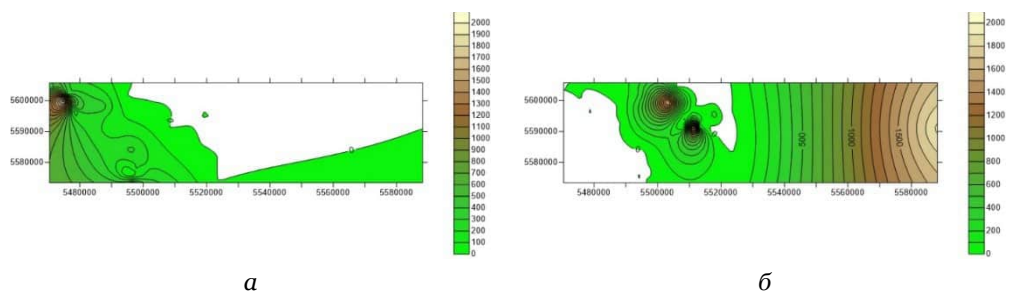


Рис. 2. Просторовий розподіл ільменіту в корі звітрявання (а) і відкладах середнього еоцену (б), г/т.

Отримані результати засвідчують, що головним чинником концентрації монациту й ільменіту в корі звітрявання була підвищена концентрація цих мінералів у материнських породах, а в середньоеоценових утвореннях – фаціальні умови осадоагромадження, літологічний склад осадів і рельєф поверхні, на якій нагромаджувалися піщані відклади.

1. Деркач, С. С. (2004). *Геологічна будова та корисні копалини водорозділу річок Тетерів і Південний Буг*. (Геологічне довивчення масштабу 1:200 000 території аркуша М-35-XXIII (Бердичів) за 1992–2000 роки). Житомирська та Вінницька обл.
2. Ханисенко, А. М. (1964). *Геологическая карта листов М-35-81-В,Г; -93-А,Б*. Отчет геолого-съёмочной партии № 1 Побужской ГРЭ за 1961–1964 гг.

**Володимир Хоменко, Катерина Ільченко**

*Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення імені М. П. Семененка НАНУ,  
просп. акад. Палладіна, 34, Київ, Україна, 03142  
E-mail: vladimir.khom@yahoo.com*

## **ХІМІЧНИЙ СКЛАД І МОЗАІЧНА СТРУКТУРА МЕТАМІКТНОГО ЦИРКОНУ ПЕРЖАНСЬКОГО РОДОВИЩА ЯК ІНДИКАТОРИ ПРОЦЕСІВ МЕТАСОМАТОЗУ**

Акцесорний циркон широко поширений як у метасоматитах Пержанського берилієвого родовища, так і в пержанських гранітах. Його кристали й зерна розподілені порівняно рівномірно в усіх типах порід (рис. 1), тому всебічне комплексне дослідження цього наскрізного мінералу є необхідною передумовою для будь-яких висновків стосовно генезису, віку, РТХ-умов формування й еволюції комплексу гранітів, апогранітів і метасоматитів, включно з пов'язаними з ними гентгельвітовими рудами.

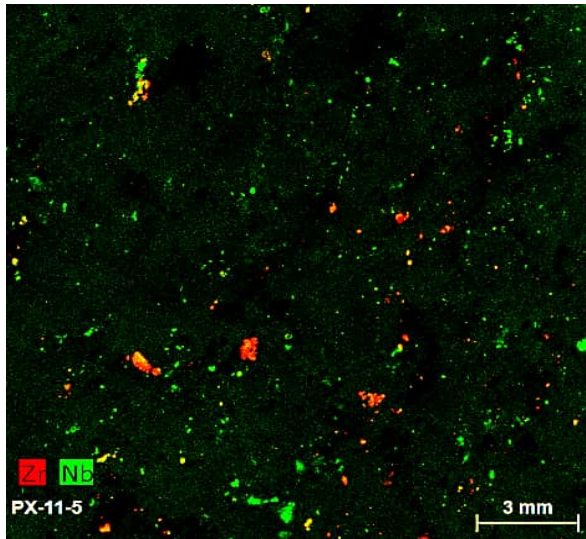


Рис. 1. Розподіл кородованих зерен циркону (червоне) і мінералів ніобію (зелене) в шліфі польвошпатового метасоматиту. Мапа розподілу елементів (μ-РФА Bruker 4M Tornado).

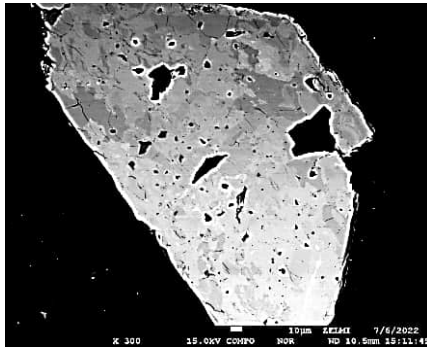
Циркон Пержанського родовища і вмісних порід вивчали в процесі багаторічних інтенсивних розшуково-розвідувальних робіт всіма доступними на той час методами [1, 3, 4 та ін.]. Однак прогрес у точності й локальності аналізів мінеральної речовини, поява принципово нових приладів гостро ставить питання про ревізію й переосмислення всіх наявних даних на підставі результатів локальних прецизійних методів дослідження міне-

ралів. Поодинокі фрагментарні роботи в цьому напрямі [6] не здатні вирішити це завдання.

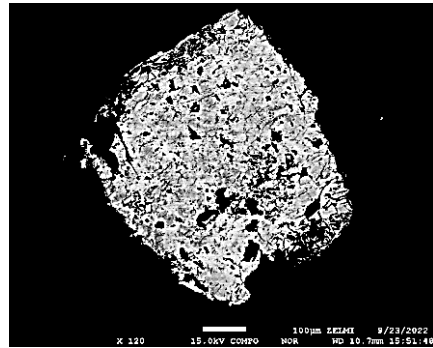
Мета наших досліджень – комплексна структурно-кристалохімічна характеристика циркону з різних типів рудних метасоматитів на мікро- й атомно-молекулярному рівні як основа для визначення умов його кристалізації й післякристалізаційної еволюції. Це, своєю чергою, є містком для розуміння генезису родовища загалом.

Нижче наведено перші результати досліджень 15 зерен циркону з чотирьох взірців рудних метасоматитів. Мінерал вивчали в окремих зернах і в непокритих шліфах за стандартними процедурами методами оптичної мікроскопії, мікрорентгенофлуоресцентного аналізу ( $\mu$ -РФА) на приладі Bruker 4M Tornado, електронного мікроаналізу (JEOL JXA-8530F) та ІЧ-спектроскопії (Bruker IFS-66) в Технічному університеті, Берлін.

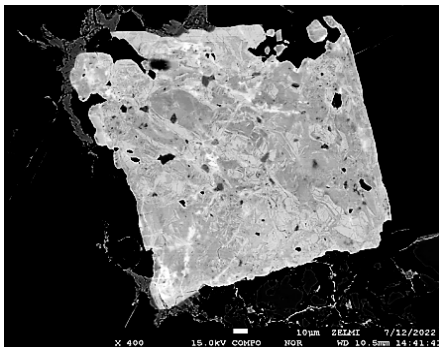
Досліджуваний циркон представлений окремими сильно кородованими зернами розміром від кількох мікронів до 1–2 мм; зерна часто зберігають загальні обриси короткопризматичних або дипірамідальних кристалів (рис. 2). Особливості внутрішньої будови зерен – це наявність численних пор і контрастних (ясніших і темніших на BSE-зображеннях) ділянок неправильної форми з чіткими контурами. У крайових частинах окремих зерен зрідка зберігаються невеликі фрагменти з рештками ростової осциляційної зональності.



*a*



*б*



*в*

Рис. 2. Мозаїчна пориста будова кородованих зерен циркону в рудних метасоматитах, BSE-зображення.

Циркон насичений первинними і вторинними включеннями. Серед первинних включень за допомогою електронного мікроаналізу ідентифіковано такі мінерали, як торит (до 17 %  $UO_2$ ), ураніт, колумбіт, W-ашаніт, сфалерит (1,7 мас. % Cd), каситерит, флюорит (0,54 %  $Y_2O_3$ ), калієвий польовий шпат (0,27 %  $Na_2O$ ; 0,17 %  $Fe_2O_3$ ), бастнезит-(Ce), Pb-Mn оксид/гідроксид типу цезароліту, оксиди/гідроксиди заліза, ковелін, скло газонасиченого і збагаченого Fe, Zr магматичного розплаву (рис. 3).

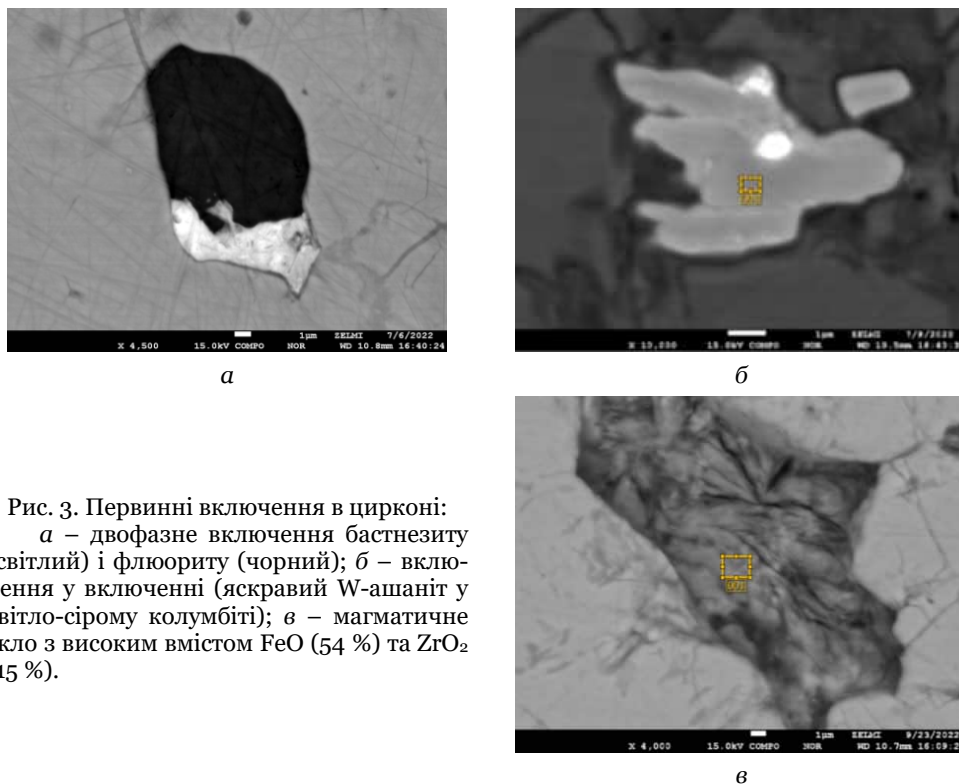


Рис. 3. Первинні включення в цирконі:  
 а – двофазне включення бастнезиту (світлий) і флюориту (чорний); б – включення у включенні (яскравий W-ашаніт у світло-сірому колумбіті); в – магматичне скло з високим вмістом FeO (54 %) та ZrO<sub>2</sub> (15 %).

Вторинні включення утворились унаслідок заповнення розчинених під дією метасоматичних флюїдів ділянок і тріщин мінералами гідротермально-метасоматичної стадії формування родовища. Серед вторинних включень переважають лужні польові шпати, кварц, хлорит, оксиди/гідроксиди заліза. Трапляються поодинокі включення гентгельвіну й галеніту, вочевидь, синхронні з процесом розчинення й перекристалізації циркону під час гідротермально-метасоматичної стадії.

Вивчення хімічного складу циркону в різних ділянках зерен (від трьох до десяти точок у кожному індивіді) засвідчує відсутність будь-якої збереженої первинної зональності від центра до периферії. Натомість чітко простежується різниця між яснішими, зазвичай, однорідними в межах окремих зерен ділянками перекристалізованого циркону і темнішими масами аморфної речовини різних відтінків сірого кольору (на BSE-

зображеннях), які заповнюють проміжки між ними з утворенням характерної “мозаїки” (див. рис. 2).

На рис. 4 показано залежності між деякими хімічними елементами в цирконі. Вони засвідчують контрастну поведінку компонентів, які виносяться під час руйнування структури мінералу (Zr, Hf, Si), та елементів, які привносяться в аморфізовані ділянки ззовні (Fe, Ca, Mn, Al, K, F, LREE) або нагромаджуються в них під час перекристалізації пошкоджених ділянок структури (U, Th). Найпомітніше в процесі аморфізації змінюється концентрація Fe, Ca й Al (див. рис. 4, а), а в найбільш пошкоджених ділянках – також F.

Водночас привертає увагу витриманий склад перекристалізованих ділянок циркону в різних взірцях, що свідчить про їхнє формування за однакових *PTX*-умов. Переважання в аморфізованих ділянках зерен Fe над Ca та значна концентрація в них Mn і LREE за практично цілковитої відсутності P свідчать про специфічний склад насичених флуором метасоматичних флюїдів.

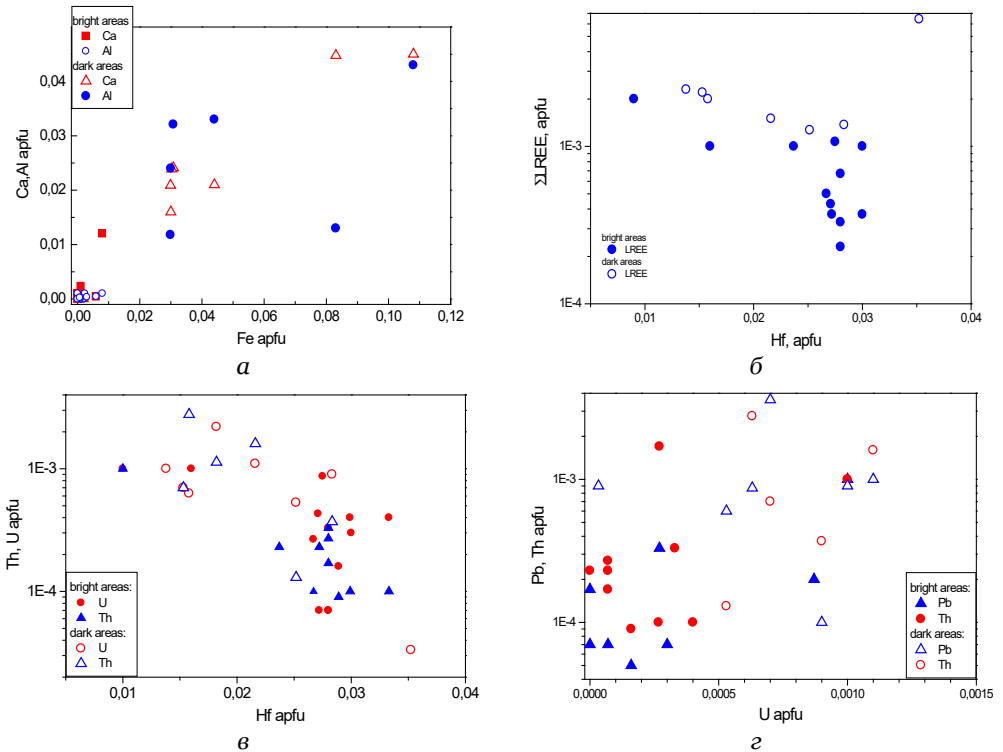


Рис. 4. Вміст окремих елементів в аморфізованих (темних) і перекристалізованих (світлих у режимі BSE) ділянках циркону:

а – лінійна кореляція між Fe, Ca і Al; б – обернена кореляція між Hf (винесення) та  $\Sigma$ LREE (привнесення); в – обернена залежність між Hf та U, Th; г – кореляція між концентрацією U та Pb, Th.

В ІЧ-спектрах усіх взірців циркону в діапазоні валентних коливань О–Н домінують широкі асиметричні поляризовані смуги поглинання ОН<sub>n</sub> (рис. 5). Їхня складна форма дає підстави припустити наявність у метаміктному цирконі кількох структурно нееквівалентних типів Н<sub>2</sub>О<sub>str</sub> та води у включеннях.

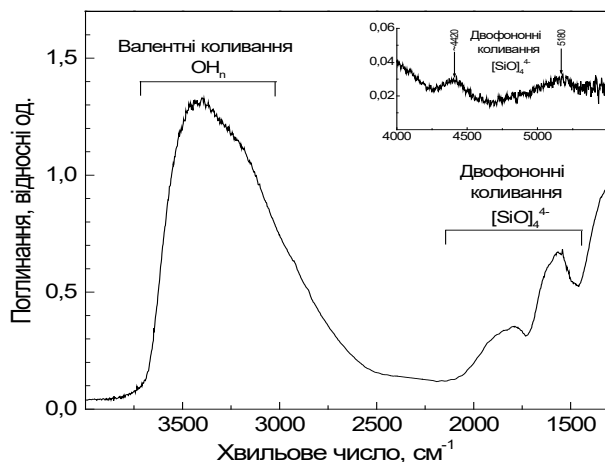


Рис. 5. Валентні коливання груп ОН<sub>n</sub>, двофоновні коливання зв'язків Si–O та груп ОН і Н<sub>2</sub>О в ІЧ-спектрі циркону Пержанського родовища (свердловина 21с, глибина 8 м) у діапазонах 4 000–1 300 і 4 000–5 500 см<sup>-1</sup> (двофоновні коливання ОН<sub>n</sub>).

У більшості взірців є слабкі смуги поглинання  $\sim 4\,400$  і  $\sim 5\,200$  см<sup>-1</sup>, зумовлені, відповідно, двофоновними коливаннями Si–O–H-груп і води [2, 5, 7, 8]. Наявність їх у спектрах може свідчити, що в складному контурі широкої смуги поглинання з максимумом близько  $3\,400$  см<sup>-1</sup> є внесок смуг валентних коливань не тільки різних типів води, а й ОН-груп. Сумарний вміст води й ОН-груп, пропорційний до інтегральної інтенсивності смуг ОН<sub>n</sub>, максимальний у цирконі з метасоматитів і менший у цирконі з гранітів Пержанського родовища

У діапазоні двофоновних коливань Si–O тетраедрів SiO<sub>4</sub> є дві слабкі широкі неструктуровані смуги в діапазонах  $1\,550$ – $1\,670$  і  $1\,770$ – $1\,950$  см<sup>-1</sup> (див. рис. 5). Їхня форма є характерною ознакою втрати дальнього порядку в структурі, що разом з появою двофоновних смуг ОН<sub>n</sub> за  $4\,400$  і  $5\,200$  см<sup>-1</sup> свідчить про метаміктний стан циркону [7, 8].

Отже, у метаміктному цирконі з метасоматитів Пержанського родовища різні “блоки” в межах одного зерна суттєво відрізняються як за ступенем метаміктності й концентрацією воденьвмісних дефектів (визначеною за дефіцитом суми оксидів), так і за хімічним складом, у тім числі за вмістом U, Pb, Th. Ці висновки потрібно брати до уваги під час використання аналітичних даних для визначення віку й умов кристалізації описуваних порід.

1. Безпалько, Н. А. (1970). *Петрологія і акцесорні мінерали гранітів та метасоматитів Північної Волині*. Київ: Наук. думка.
2. Ильченко, Е. А., Геворкьян, С. В., Мицкевич, Н. Ю. (1988). Конституционные особенности цирконов из пород Украинского щита по данным ИК-спектроскопии. *Минерал. журн.*, 10 (4), 78–83.
3. Металиди, С. В., Нечаев, С. В. (1983). *Суццано-Пержанская зона (геология, минералогия, рудоносность)*. Киев: Наук. думка.
4. Мицкевич, Б. Ф., Щербак, Н. П. (отв. ред.). (1976). *Акцесорные минералы Украинского щита*. Киев: Наук. думка.
5. Aines, R. D., & Rossman, G. R. (1986). Relationship between radiation damage and trace water in zircon, quartz and topaz. *Amer. Miner.*, 71 (9/10), 1186–1183.
6. Levashova, E. V., Skublov, S. G., Li, X. H., et al. (2016). Zircon geochemistry and U-Pb age at rare metal deposits of syenite in the Ukrainian shield. *Geology of Ore Deposits*, 58 (3), 239–262.
7. Nasdala, L., Bearn, A., Libowitzky, E., & Wolf, D. (2001). The incorporation of hydroxyle groups and molecular water in natural zircon (ZrSiO<sub>4</sub>). *Amer. J. Sci.*, 30 (10), 831–857.
8. Zhang, M., Salje, E. K. H., & Ewing, R. C. (2002). Infrared spectra of Si–O overtones, hydrous species, and U ions in metamict zircon: radiation damage and recrystallization. *J. Phys.: Condens. Matter.*, 14, 3333–3352.

**Оксана Цільмак, Катерина Бурбан, Альбертина Бучинська,  
Тетяна Дворжак**

*Львівський національний університет імені Івана Франка,  
вул. Грушевського, 4, Львів, Україна, 79005  
E-mail: mineralogy.museum@lnu.edu.ua*

### **ГРАФІТ ІЗ КОЛЕКЦІЇ МІНЕРАЛОГІЧНОГО МУЗЕЮ ІМЕНІ ЄВГЕНА ЛАЗАРЕНКА ЛЬВІВСЬКОГО НАЦІОНАЛЬНОГО УНІВЕРСИТЕТУ ІМЕНІ ІВАНА ФРАНКА**

Мінералогічний музей – це не просто збірка експонатів і місце їхнього збереження. Експозиції відображають усе розмаїття мінерального світу, ознайомлюють з принципами класифікації мінералів, їхніми фізичними властивостями, особливостями внутрішньої будови тощо. За музейними взірцями можна також вивчати історію дослідження, видобутку й використання певних мінералів, географію поширення родовищ і водночас – додавати нові сторінки до історії власне музею.

У колекції Мінералогічного музею імені Євгена Лазаренка, який функціонує при геологічному факультеті Львівського національного університету імені Івана Франка, є понад 14 тисяч взірців мінералів з різноманітних геологічних утворень зі всіх континентів нашої планети.

Зокрема, у фондах музею зберігається колекція графіту і графітовмісних порід, серед яких взірці з родовищ України (Заваллівське, Буртинське) і світу (Шрі-Ланка, Мадагаскар, Китай, Австрія, Норвегія, Канада та ін.). Окремі експонати є не тільки потенційним об'єктом для експозиції й мінералогічних досліджень, а й мають історичне значення, оскільки є частиною перших колекцій музею, сформованих ще наприкінці XIX–на початку XX ст.

Завдяки своїм фізичним властивостям графіт є важливою сировиною для багатьох галузей промисловості: нафтогазової, металургійної (виробництво тиглів, ливарних форм, вогнетривів, протипригарних фарб тощо), машинобудівної, авіаційної й космічної (гальмівні колодки і накладки, графітові мастила), атомної (графітові блоки й деталі реакторів) та ін. Його використовують для виробництва олівців і Li-акумуляторів сучасних гаджетів. Перспективним є виробництво з високоякісного чистого графіту графену<sup>1</sup> – сировини XXI ст., з якої можна виготовляти графенові акумулятори і графенові чіпи для медицини й інших галузей. Дослідження графіту як алотропної модифікації вуглецю має надзвичайно важливе наукове значення для аналізу походження й еволюції органічного світу і вуглеводнів.

Родовища і рудопрояви графітовмісних порід наявні в багатьох країнах світу. Найбільші запаси графіту (42 % від світових) зосереджені в Китаї [7], який є лідером за видобутком і виробництвом графіту протягом останніх 20–25 років. За даними Геологічної служби США, у 2021 р. в Китаї видобуто 820 тис. т графіту (79 % від світового видобутку в цьому році). До десятки країн-лідерів також входять Бразилія (68 тис. т), Мозамбік (30 тис. т), Мадагаскар, Норвегія, Канада, Індія, Шрі-Ланка; Україна посідає шосте місце (17 тис. т) [3, 5]. Протягом минулих десятиліть значні об'єми графіту видобували також у Мексиці, Австрії, Чехії, Південній Кореї, Республіці Корея, Швеції, Туреччині, Зімбабве та ін. [1].

Серед графітових родовищ за структурно-текстурними ознаками графіту в породах розрізняють родовища мікрокристалічного (прихованокристалічного) графіту, жильного (щільнокристалічного) і лускатого кристалічного [6].

Родовища мікрокристалічного графіту приурочені до стратифікованих осадових товщ різного віку, які утворились у процесі контактового або регіонального метаморфізму вугільних пластів [6]. Графітові руди тут представлені масивними тонкозернистими агрегатами графіту з незначними домішками інших мінералів; руди формують пласти потужністю до 10 м і лінзи у вмісних породах. Вміст графіту становить від 30 до 95 %, на більшості родовищ перевищує 80 %. Класичними представниками цього типу є родовища в Австрії (Кайзерберг), Мексиці (штат Сонора) і Тунгуському басейні.

---

<sup>1</sup> Графен — двовимірний алотропний модифікація вуглецю, утворена шаром атомів вуглецю завтовшки один атом. Відкритий 2004 р.

Родовища графіту лускатого типу приурочені до метаморфічних порід амфіболітової–гранулітової фації архею–протерозою, зрідка подібна мінералізація пов'язана з магматичними утвореннями [4]. Графітовмісні породи представлені кристалічними сланцями різноманітного складу, гнейсами, кварцитами. Вміст графіту становить від 1–2 до 20 %. Найбільші родовища є в КНР, Канаді, Норвегії, Республіці Мадагаскар.

Родовища графіту жильного типу приурочені до тих же комплексів порід, що й лускатого. Досить часто на одному родовищі видобувають графіт обох структурно-текстурних типів. Графітова мінералізація жильного типу зосереджена в скарнових породах на контакті з магматичними породами інтрузій різноманітного складу, у власне магматичних породах [6]. Крупнолускатий графіт (розмір лусок – до кількох сантиметрів) формує суцільні прожилки, жили потужністю до 1 м, лінзи, штокверки, неправильні тіла. Такий графіт вважають найбільш високоякісним. Вміст графіту в рудах сягає 98 %. Родовища є в Індії, Шрі-Ланці, Бразилії, Японії, проте нині розробляють родовища тільки в Шрі-Ланці.

На теренах України родовища графіту виявлено в межах Українського щита. Графітоносна провінція щита охоплює чотири графітоносні райони: Волинський (Буртинське родовище), Побузький (Заваллівське), Криворізький (Петрівське) і Приазовський (Троїцьке й Маріупольське родовища). Нині розробляють тільки Заваллівське родовище, у перспективі можливий видобуток на Буртинському родовищі, а також на ділянці “Південна” Балахівського родовища (Кіровоградська обл.).

У колекції Мінералогічного музею імені Євгена Лазаренка наявні взірці всіх трьох структурно-текстурних типів графіту.

Левову частку музейної колекції графіту становлять взірці графітовмісних порід Заваллівського родовища. Воно розташоване поблизу смт Завалля Гайворонського р-ну Кіровоградської обл. й частково – у Савранському р-ні Одеської обл. Його відкрили ще 1921 р., а розробляють з 1930 р. (відкритим і підземним способами, а з 1982 р. – тільки відкритим на ділянці “Південно-Східна”). Родовище є найбільшим у Європі, розвідані тут запаси графіту за категоріями А+В+С<sub>1</sub> і С<sub>2</sub> становлять, відповідно, 62 526 тис. т і 14 613 тис. т [2]. Середній вміст графіту в породах – 6,2 %, зазвичай це вкраплена мінералізація лускатого графіту. У нашому музеї зберігаються унікальні взірці крупнолускуватого графіту (див. рисунок, а), графітовмісних кристалічних сланців (див. рисунок, б), кварцових жил з крупнолускатим графітом у зальбандовій частині, тонкодисперсного графіту з центральної рудоносною товщі, діопсидового скарну з накладеною графітовою мінералізацією.

Буртинське родовище графіту, розташоване неподалік Шепетівки (Хмельницька обл.), репрезентоване в колекції взірцем агрегату дрібнолускатого графіту. Запаси родовища оцінено в 113 390,9 тис. т (6 584 тис. т графіту) [2].



*a*



*б*



*в*



*г*



*д*



*е*

Взірці графіту з колекції Мінералогічного музею:

*a, б* – Завалівське родовище (*a* – крупнолускатий графіт, *б* – графітовий кристалосланець); *в* – вкраплення графіту в діюксиді, Норвегія (найдавніший взірець з графітом з колекції музею); *г, г* – Шрі-Ланка (*г* – крупнолускатий графіт, *г* – емність з лусками графіту); *д* – проба графітового концентрату з Мадагаскару, яку 1930 р. передали музею співробітники фабрики “Grafos” (м. Бельсько-Бяла, Польща).

Найдавнішим взірцем графіту в колекції Мінералогічного музею є взірець із Норвегії, що його музей придбав 1885 р. у фірми-дилера мінералів Теодора Шухардта “Chemische Fabrik & Mineralienhandlung” (див. рисунок, в). Експонат представлений вкрапленнями лускатого графіту (розмір лусок – до 0,7 см) у крупнозернистому діопсиді. На жаль, дані про те, з якого конкретно родовища відібрано взірець, не збереглися. Відомо, що в Норвегії досліджувати графітові рудопрояви почали ще на початку XIX ст., а розробляти перші родовища – наприкінці XIX ст. У XXI ст. Норвегія є в десятці країн-лідерів з видобутку графіту і лідером з видобутку лускатого графіту в Європі [5].

У 1960 р. відбувся обмін мінералогічними колекціями між нашим музеєм і Королівським музеєм Онтаріо (Торонто, Канада). Цьому активно посприяв тогочасний ректор Львівського університету, завідувач кафедри мінералогії Євген Лазаренко, ім'я якого нині має наш музей. Серед 170 взірців із Канади є зразок дрібно-середньолускатого графіту з провінції Онтаріо (графство Ренфрю, площа Калабогі). У цій провінції графітові родовища розробляють з кінця XIX ст.

Багато взірців потрапило до Мінералогічного музею після розформування 1965 р. на геологічному факультеті кафедри кристалографії, яка мала власну велику колекцію. Серед них – взірець дрібнокристалічної графітової породи з родовища Кайзерберг (округ Леобен, федеральна земля Штирія, Австрія). Родовище розробляють з 1755 р. дотепер. Вміст графіту в рудах Кайзербергу – від 40 до 88 % [6].

У 1970-х роках Північно-Східний Геологічний Інститут КНР передав Мінералогічному музею велику колекцію мінералогічних взірців з Китаю, серед яких є кварц-польовошпатована порода з графітом в асоціації з флогопітом з родовища Наншу (Лайсі, Циндао, провінція Шаньдун). Зазначимо, що провінція Шаньдунь посідає друге місце після провінції Хейлунцзян за запасами графіту в Китаї [7].

Цінними в музейній колекції є взірець крупнолускатого графіту (див. рисунок, з) і графітовий концентрат у ємності на кшталт пляшечки, якій близько ста років (див. рисунок, г), зі Шрі-Ланки. Видобуток графіту на острові орієнтовно збігається з початком колонізації його голландцями в XVII ст. Першу графітову шахту відкрили поблизу м. Коломбо 1675 р. У XIX ст. Шрі-Ланка була найбільшим експортером графіту в світі, а цейлонський графіт уважали найякіснішим. На початку XX ст. виявили родовища графіту в Мадагаскарі. Видобувати його було технологічно дешевше, а за якістю він не поступався графіту зі Шрі-Ланки. Це привело до зниження видобутку графіту на о. Шрі-Ланка.

У музейній колекції є також проби графітового концентрату зі Шрі-Ланки й Мадагаскару, що їх передали нашому музею 1930 р. працівники польської фабрики “Grafos” (див. рисунок, д). Ця фабрика працювала протягом 1924–1949 рр. у м. Бельсько-Бяла (Польща) – на ній виготовляли графітові тиглі й вогнетривкі продукти для ливарної промисловості.

Дізнатися про це виробництво можна в Історичному музеї м. Бельсько-Бяла (“Стара фабрика”). Вірогідно, концентрати передали на кафедру мінералогії університету для проведення аналізів і досліджень.

За 170 років існування Мінералогічного музею в ньому нагромадилась величезна кількість різноманітних взірців і не менше – архівних матеріалів. Отже, ми продовжимо занурення в це інформаційно-мінералогічне море!

1. Загнітко, В., Лижаченко, Н. (2012). Динаміка видобування та реалізації графіту в Україні та світі. *Вісн. КНУ імені Тараса Шевченка. Геологія*, 58, 32–35.
2. Лижаченко, Н. (2012) Порівняльна геолого-промислова оцінка графітових родовищ України. *Геолог України*, 4, 78–85.
3. *Graphite (natural)*. U.S. Geological Survey, Mineral Commodity Summaries, January 2022.
4. Luque, F. J. (1998) Natural fluid-deposited graphite: Mineralogical characteristics and mechanisms of formation. *Amer. J. Sci.*, 298, 471–498.
5. Pistilly, M. Top 10 graphite-producing countries (Updated 2022). <https://investingnews.com/daily/resource-investing/battery-metals-investing/graphite-investing/top-graphite-producing-countries/>
6. Simandl, G. J., Paradis, S., & Akam, C. (2015). Graphite deposit types, their origin, and economic significance. In G. J. Simandl, & M. Neetz (Eds.), *Symposium on Strategic and Critical Materials Proceedings* (pp. 163–171). British Columbia Ministry of Energy and Mines, British Columbia Geological Survey Paper, 3.
7. Zhang-Huang Ye, Yi-Ke Li, Xuan Yang (2017). An analysis on Chinese graphite resource and its development suggestions. In Zhao Yang Dong (Ed.). *Proceedings of the International Conference on Environmental Science and Sustainable Energy*.  
[https://www.researchgate.net/publication/320851303\\_An\\_Analysis\\_on\\_Chinese\\_Graphite\\_Resource\\_and\\_Its\\_Development\\_Suggestions\\_Proceedings\\_of\\_the\\_International\\_Conference\\_on\\_Environmental\\_Science\\_and\\_Sustainable\\_EnergyEdby\\_ZhaoYang\\_Dong](https://www.researchgate.net/publication/320851303_An_Analysis_on_Chinese_Graphite_Resource_and_Its_Development_Suggestions_Proceedings_of_the_International_Conference_on_Environmental_Science_and_Sustainable_EnergyEdby_ZhaoYang_Dong)

## **Наталія Чернієнко, Володимир Павлишин**

*Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення імені М. П. Семененка НАНУ,  
просп. акад. Палладіна, 34, Київ, Україна, 03142  
E-mail: nata.cherniyenko@gmail.com*

### **СТВОРЕННЯ В УКРАЇНІ ПОВНОКРОВНОЇ РІДКІСНОМЕТАЛЕВОЇ ГІРНИЧОРУДНОЇ ГАЛУЗІ – ВАГОМИЙ КРОК ДО ПОЛІПШЕННЯ ЕКОНОМІКИ КРАЇНИ**

Ще понад 50 років тому в передмові до книги [6] Г. Самсонов зазначив, що розвиток нових галузей техніки вимагає розширення в Україні вкрай необхідних виробництв твердих сплавів, тугоплавких матеріалів, кольорових сплавів і багатьох рідкісних металів, промисловий випуск яких поки недостатній, тому потрібно розширити тематику наукових установ, які займаються питаннями рідкісних металів. Нині, як мріяв акад. В. Вернадський, сучасна прикладна мінералогія є складним багатофункціональним розділом мінералогії, що покликаний напрацьовувати наукові засади практичного використання мінералів і мінералогічних знань для розшуків і оцінювання родовищ корисних копалин, створення економічно прибуткових і екологічно чистих технологій переробки мінеральної сировини, обґрунтування нових видів сировини, синтезу технологічно корисних кристалів, виявлення корисних і шкідливих для здоров'я людини властивостей мінералів тощо.

Аналіз мінерально-сировинної бази України з такого погляду дає підстави для висновку [4], що нині актуальними й першочерговими є мінералогічні дослідження таких регіонів і об'єктів: Азовське Zr-TR родовище, рудопрояви Zr-TR мінералізації в інших структурах Приазовського й Волинського блоків; рідкіснометалеві родовища Кіровоградського блока; родовища і рудопрояви золота на Українському щиті (УЩ); родовища і рудопрояви міді; кварцові жили УЩ; родовища каменебарвної сировини.

Цілком імовірно, що після всебічного вивчення й детальної розвідки експлуатація цих об'єктів сприятиме поліпшенню економіки країни та народженню й розвитку нових для України галузей – рідкіснометалевої, золоторудної, каменебарвної, міднорудної та кварцової.

На території України виявлено 12 родовищ рідкіснометалевої сировини – Li, Be, Sc, Y + TR, Zr + Hf, Ge, Ta, Nb. Потреба в цій сировині є, однак її не видобувають і тому не переробляють і не використовують. Для створення відповідної галузі потрібно з'ясувати комплексне значення родовищ, виявити технологічні сорти руд (тобто виконати мінералогічне картування), напрацьовувати безвідвальні технології переробки руд, з'ясувати можливість вирішення екологічних проблем (зокрема, вміст шкідливих, у тім числі канцерогенних, домішок), здійснити маркетинг родовищ. Усі ці проблеми та шляхи їхнього подолання ґрунтовно викладені у розробленій під керівництвом М. Щербака, В. Павлишина, В. Загнітка програмі "Рідкісні та

благородні метали України” [7]. На першочергову увагу заслуговують родовища Кіровоградського та Приазовського блоків УЩ [3].

Серед відомих нині рудних об’єктів наявні унікальні та значні родовища. Це, насамперед, Пержанське родовище берилію – наразі єдиний у світі промисловий тип високоякісних гентгельвінових руд у лужних метасоматитах, причому родовище комплексне, оскільки берилієві руди супроводжуються рудами рідкісноземельних елементів, цирконію, ніобію, танталу, стануму, флюориту (особливо ітрофлюориту).

Азовське родовище цирконій-рідкісноземельних руд найбільше в Європі, воно може бути основним джерелом цих елементів для всього континенту. Літєві руди Полохівського, Станкуватського й Шевченківського родовищ представлені петаліт-сподуменовими пегматитами. Родовища наближені до золоторудних і уранових полів та до діючих гірничорудних підприємств. Значення літію нині особливо зростає, передусім, через використання нових його сполук з алюмінієм у літако- й ракетобудуванні. Перспективним є використання літєвих руд для виготовлення високоякісної кераміки, а також літій-іонних акумуляторів, які вигідно відрізняються від інших акумуляторів екологічною чистотою. Вони пришвидшують процес переходу на екологічно чисті електромобілі й обладнання будинків системами з поновлювальними джерелами енергії [1]. До перспективних належить також Мазурівське родовище цирконій-ніобій-танталових руд.

Розробляють Малишівську й Волинську групи комплексних титан-цирконієвих родовищ. Останнім часом вивчають їхні експортні можливості, залучають інвестиції. У регіоні можливе також відкриття невеликих родовищ молібдену (Сергіївське, Вербинське) і стануму (Пержанське).

Цікаві прикладні ідеї щодо створення в Україні потужної рідкіснометалевої галузі викладені колективом авторів у нещодавно опублікованій ґрунтовній статті [5].

Серед основних задач розвитку геологічної галузі [2] є визначення й виділення до особливого статусу надрокористування стратегічних мінеральних ресурсів України як основи для виходу країни із кризового стану та зміцнення її обороноздатності. Україна повинна визначити потенціал власних мінеральних ресурсів і своє місце в глобальному розподілі мінеральної сировини й у процесах мінерально-сировинної інтеграції.

1. Галамай, А. Р., Сидор, Д. В., Meng, Fanwei. (2018). Нетрадиційні запаси літію в Україні. У *Геологія і корисні копалини України. Зб. тез. наук. конф., присвяченої 100-річному ювілею НАН України та Державної служби геології та надр України* (с. 42–44). Київ: ІГМР НАН України.
2. Галецький, Л. С., Яковлев, Є. О., Чернієнко, Н. М. (2009). Зміна ролі і значення мінерально-сировинного потенціалу України в сучасних умовах. *Національна безпека: український вимір*, 4 (23), 32–38.
3. *Минералогический журнал*, 22 (1). (2000). Киев.

4. Павлишин, В. (2021). *Шляхи розвитку та доля мінералогії України в кризових умовах*. Київ.
5. Пономаренко, О. М., Шеремет, Є. М., Козар, М. А., Шпильовий, Л. В., Стрекозов, С. М., Ніколаєв, І. Ю., Кривдік, С. Г., Сетая, Л. Д. (2020). Передумови створення гірничорудного вузла в Приазов'ї як основи формування та розвитку рідкіснометалевої-рідкісноземельної галузі України. *Мінерал. журн.*, 42 (3), 74–89.
6. *Пути развития науки и промышленности цветных и редких металлов на Украине*. (1971). Киев: Наук. думка, 5–7.
7. Щербак, М. П., Павлишин, В. І., Загнітко, В. М., Юшин, О. О., Галецький, Л. С., Палкін, І. Є. (1998). *Рідкісні та благородні метали України. Програма науково-дослідних робіт, скерованих на створення наукових засад розширення мінерально-сировинної бази рідкісних і благородних металів та сприяння створенню в Україні рідкіснометалевої і золоторудної галузі*. Київ.

### **Світлана Ширінбекова, Юрій Литвиненко**

*Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення імені М. П. Семененка НАНУ, просп. акад. Палладіна, 34, Київ, Україна, 03142  
E-mail: svetlana\_shirinbekova@ukr.net; lisick8@gmail.com*

### **ОСОБЛИВОСТІ ЗВІТРЮВАННЯ Fe,Ni-МЕТАЛУ І ТРОЇЛІТУ ХОНДРИТА NWA 024 (H4)**

Звичайний хондрит Northwest Africa 024 (NWA 024) відшукали 1999 р. в Марокко [6]. Відомості про нього обмежені, а метеоритний зразок з метеоритної колекції Національного науково-природничого музею (ННПМ) НАНУ не досліджено. Це й зумовило необхідність і перспективність вивчення нікелістого заліза (Fe,Ni) і троїліту FeS цього метеорита.

Визначення стадій звітрювання звичайних хондритів ґрунтується на оцінці впливу звітрювання, передусім, на зерна (Fe,Ni)-металу і троїліту, а потім – і на силікати [7]. Електронно-мікроскопічне вивчення зерен Fe,Ni-металу і FeS дає змогу оцінити зміни в їхній будові й хімічному складі, які відбулися за час тривалого перебування метеорита в природному середовищі, а також визначити чинники їхнього звітрювання, щоб запобігти подальшій корозії й руйнуванню метеоритного зразка.

Оптичне дослідження нікелістого заліза і троїліту в полірованому шліфі площею близько 1,2 см<sup>2</sup> виконано за допомогою поляризаційного мікроскопа ПОЛАМ Р-312, сканувальне електронно-мікроскопічне вивчення – у відбитих електронах за напруги 20 кВ з використанням растрового електронного мікроскопа JSM-6700F з енерго-дисперсійною системою (ЕДС) для мікроаналізу JED-2300 фірми JEOL (Японія). Послідовну діа-гностику хімічного складу первинних мінералів і продуктів звітрювання виконано за напруги 20 кВ і сили струму 20 нА, діаметр зонда – 1–3 мкм.

Нікелісте залізо, яке представлено камаситом  $\alpha$ -(Fe,Ni), тенітом  $\gamma$ -(Fe,Ni) і плеситом  $\alpha+\gamma$ -(Fe,Ni), а також троїліт FeS нерівномірно поширені в матриці хондрита, причому переважає Fe,Ni-метал. Ознаки окиснення і звітрювання виявлені в понад 60 % зерен нікелістого заліза, менше – у троїліті. Форму і розмір звітрілих металевих зерен можна визначити тільки опосередковано за формою й розміром псевдоморфоз продуктів звітрювання по Fe,Ni-металу. Заміщені зерна розміром сотні мікрометрів (максимум до ~ 1,6 мм) мають неправильну, видовжену, амебоподібну форму, тоді як дрібні й середні зерна (мікрони–десятки мікрометрів) компактніші, субгедральні за формою.

Згідно з [2, 3], серед продуктів звітрювання метеоритних мінералів за просторовим розміщенням і морфологічними особливостями виділено вторинні оксидні оболонки, псевдоморфози та вторинні оксидні жили і прожилки. Дві перші групи генетично пов'язані здебільшого із зернами Fe,Ni-металу (рис. 1), тоді як оксидні жили наявні головно в троїліті (рис. 2). Особливості будови продуктів звітрювання (коломорфна будова, тонка зональність) та їхнього хімічного складу (варіації вмісту FeO й NiO), а також неоднорідність забарвлення (наявність ясно- і темно-сірих ділянок) зумовлені утворенням дисперсної суміші різною мірою гідратованих гідроксидів заліза – гетиту  $\alpha$ -FeOOH і гідрогетиту FeO(OH)·nH<sub>2</sub>O. В одному випадку ми виявили хлорвмісний акаганейт  $\beta$ -FeO(OH,Cl), який містить 2,3 мас. % Cl.

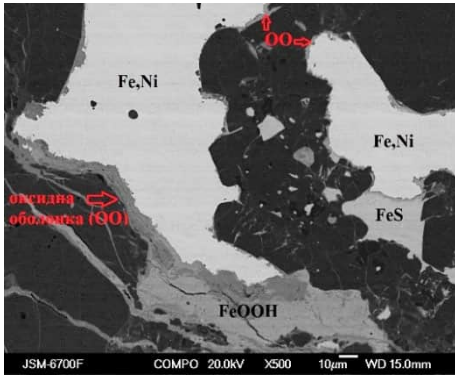


Рис. 1. Оксидна оболонка (сіре) навколо Fe,Ni-металу та його пріоритетне окиснення у зростку з троїлітом FeS (праворуч). Полірований шліф хондрита NWA 024.

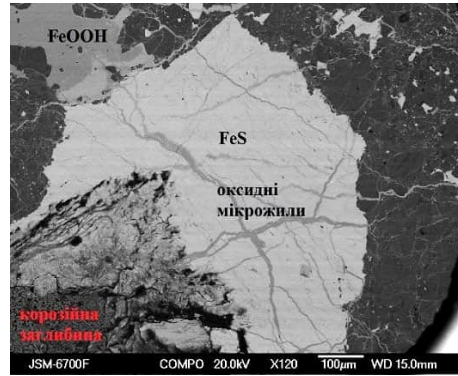


Рис. 2 Найбільше зерно троїліту, яке розсічене численними оксидними мікрожилами (сіре), містить корозійні пори й заглибину (унизу ліворуч). Полірований шліф хондрита NWA 024.

Оксидні оболонки поширилися, головно, навколо великих і середніх зерен  $\alpha$ -(Fe,Ni). Зокрема, за ЕДС-даними, середній склад (за двома аналізами) металевого зерна (ліворуч на рис. 1) такий, мас. %: 90,49 Fe; 7,54 Ni; 1,00 Cu; 0,44 Co; 0,35 S; 0,16 P; 0,02 Si. Темно-сіра внутрішня зона оксидної оболонки, що межує з метеоритним металом, більш гідратована й відповідає гідрогетиту (див. таблицю), а це свідчить про участь молекул води в

заміщенні Fe,Ni-металу. Ясно-сірій гідроксид заліза зовнішньої зони (найвірогідніше, гетит) містить низку домішок, зокрема, він збагачений Ni, Co, Cu, S, характерними для металу, що, вочевидь, спричинене їхньою міграцією під час корозійного процесу.

Хімічний склад вторинної оксидної оболонки і псевдоморфози, що утворилися внаслідок окиснення зерен нікелістого заліза хондрита NWA 024, мас. % (середнє значення за двома аналізами)

Компонент	1*	2	3	Компонент	1	2	3
FeO	70,99	86,15	76,90	SO <sub>3</sub>	5,08	2,38	4,00
NiO	6,58	4,83	6,57	TiO <sub>2</sub>	0,05	0,12	0,71
CoO	7,04	2,39	1,95	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,33	0,26	Н. в.
CuO	3,50	1,71	2,53	MgO	2,04	0,15	1,46
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,05	Н. в.	0,37	Na <sub>2</sub> O	0,21	Н. в.	0,25
MnO	Н. в.	0,14	0,12	K <sub>2</sub> O	0,14	Н. в.	0,36
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1,12	0,77	0,91	CaO	0,46	0,21	0,37
SiO <sub>2</sub>	1,07	0,88	3,34	Cl	0,37	0,06	0,21

\*1 – темно-сіра зона оксидної оболонки (див. рис. 1); 2 – ясно-сіра зона оксидної оболонки; 3 – псевдоморфоза гідроксиду заліза; Н. в. – не виявлено.

Середній склад псевдоморфози гідроксидів заліза по (Fe,Ni)-металу наведено в таблиці. Варіації вмісту NiO (2,45 і 10,68 мас. %) у продуктах звітрювання ми пояснюємо заміщенням камаситу і плеситу, які різняться за концентрацією Ni. Порівняно з металом, гідроксиди заліза містять більше Cu, Si, S та низку інших домішок.

Зерна троїліту різної форми, здебільшого субгедральні й неправильні, розміром мікрометри–десятки мікрометрів, зрідка  $\geq 100$  мкм, окиснені менше. Оксидні жили і прожилки поширені головню вздовж тріщин і кристалічних меж у полікрystalах. Виявлено рідкісну шарувату будову найбільшого зерна троїліту ( $\sim 750 \times 892,85$  мкм) (див. рис. 2), яке складене з субпаралельно орієнтованих мікроборозен завдовжки  $\sim 38$ – $39$  мкм і завширшки від  $< 1$  до перших мікрометрів. На нашу думку, така будова могла з'явитися як унаслідок значного ударно-метаморфічного впливу на метеорит відповідно до ударної стадії S5 [6] за час його існування в космосі, так і завдяки тривалому звітрюванню відповідно до стадії W3.

Середній склад троїліту (за двома аналізами) такий, мас. %: 60,22 Fe; 38,82 S; 0,87 Ni; 0,04 Cr; 0,03 Cu; 0,02 Co. Постійний дефіцит Fe у троїліті ми пов'язуємо з його окисненням і звітрюванням. Середній склад оксидних жил, що перерізають зерно, такий, мас. % (два аналізи): 68,19 Fe; 25,8 O; 3,00 S; 0,78 Ni; 0,67 Si; 0,48 Mg; 0,29 Co; 0,16 Cl; 0,10 Cu; 0,05 Cr; Ti + P + Al + Na + K + Ca = 0,53. Наявність сірки свідчить про її участь у корозійному процесі; згідно з [5], сірка може надходити з довкілля, а також унаслідок незначного розкладання моносульфіду.

Пористість металу і троїліту (корозійні мікропори і ямки), а також пориста будова продуктів звітрювання, наприклад, корозійної кірки, що

утворилася на дні великої корозійної порожнини на межі з зерном FeS (див. рис. 2, ліворуч унизу), сприятиме, згідно з [5], подальшому “просуванню” корозійних розчинів у метеоритній речовині.

Наші дослідження підтвердили пріоритетність звітрювання камаситу й плеситу, порівняно з тенітом, і  $\alpha$ -(Fe,Ni)-металу вздовж фазових меж у зростках з FeS, направленість процесу заміщення Fe,Ni-металу від периферії в середину зерен, а катаклазованих зерен троїліту – з середини вздовж тріщин і за площею, а також зв’язок структур ударного метаморфізму зі звітрюванням мінералів. Раніше такий зв’язок виявили в хондритах з колекції ННПМ НАН України [1, 4].

Отже, виконані дослідження засвідчили таке:

1) важливим чинником пріоритетного окиснення Fe,Ni-металу є його фазова й хімічна неоднорідність;

2) значне псевдоморфне заміщення зерен Fe,Ni-металу вплинуло на коректність визначення їхніх первинних розмірів і діагностику первинної будови;

3) окиснення троїліту було спричинене значним ударним впливом і поширенням деформаційних структур;

4) суттєво звітрілі мінеральні зерна потрібно обмежено використовувати для інтерпретації доземних процесів утворення речовини досліджуваного метеорита;

5) незважаючи на рідкісну знахідку  $\beta$ -FeO(OH,Cl), загалом низький вміст Cl у продуктах звітрювання (< 0,5 мас. %) є свідченням їхньої низької корозійної активності; це запобігатиме подальшому заміщенню мінеральних зерен під час лабораторного дослідження і зберігання метеоритного зразка.

1. Ширінбекова, С. Н. (2008). Порівняльна характеристика ступеня вивітрювання хондритів з метеоритної колекції Національного науково-природничого музею НАН України. *Зап. Укр. мінерал. т-ва*, 5, 96–104.
2. Ширінбекова, С. Н. (2016). Тонкі морфологічні особливості продуктів земного вивітрювання в метеоритах. *Мінерал. журн.*, 38 (2), 33–45.
3. Ширінбекова, С. Н. (2019). *Вплив земного вивітрювання на структурно-мінералогічні особливості метеоритів*. Автореф. дис. на здобуття наук. ступеня канд. геол. наук: 04.00.20, Київ.
4. Ширінбекова, С. Н., Литвиненко, Ю. О., Канунікова, Л. І. (2021). Ознаки звітрювання хондрита Марковка (Н4). У *Геологічна наука в незалежній Україні. Зб. тез наук. конф.* (с. 340–342). Київ.
5. Юдин, И. А., Коломенский, В. Д. (1987). *Минералогия метеоритов*. Свердловск: Урал. НЦ АН СССР.
6. *Meteoritical Bulletin*. (2000). N 84, MAPS 35, A199-A225.
7. Wlotzka, F. (1993). A weathering scale for the ordinary chondrites. *Meteoritics*, 28, 460.

## Кирило Шкуренко

*Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення імені М. П. Семененка НАНУ,  
просп. акад. Палладіна, 34, Київ, Україна, 03142  
E-mail: cosmin@i.ua*

### МІНЕРАЛОГІЧНА ХАРАКТЕРИСТИКА ТОНКОЗЕРНИСТОЇ ОБОЛОНКИ ПОРФІРОВОЇ ХОНДРИ У ВУГЛИСТОМУ ХОНДРИТІ ALLENDE (CV3)

Наведено результати дослідження структурно-мінералогічних і хімічних характеристик тонкозернистої оболонки порфірової хондри з вуглистого хондрита Allende (CV3).

Хондра має округлу форму, горбисту поверхню і розмір близько 0,9 мм. Її порфірова будова зумовлена зернами олівіну, проміжки між якими виповнені плагіоклазовим мезостазисом. Другорядним мінералом є шпінель ( $\text{Al}_2\text{O}_3$  – 65,5 мас. %,  $\text{FeO}$  – 17,5,  $\text{MgO}$  – 17,4 мас. %), а акцесорними – збагачений Са піроксен ( $\text{En}_{48,8}\text{Wo}_{39,7}\text{Fs}_{11,5}$ ), нікелисте залізо й сульфід заліза.  $\text{Fe}$ ,  $\text{Ni}$ -метал і сульфід заліза у вигляді тонких зерен асоціюють між собою.

Хондра має зональний хімічний склад мезостазису й зерен олівіну в напрямі від ядра до периферії. Середній склад олівінових зерен змінюється від  $\text{Fa}_{15,2}$  до  $\text{Fa}_{45,5}$ , а плагіоклазового мезостазису – від  $\text{Ab}_{99,5}\text{An}_{0,25}\text{Or}_{0,21}$  до  $\text{Ab}_{86,6}\text{An}_{8,04}\text{Or}_{5,36}$ .

Мінеральний склад тонкозернистої оболонки загалом відповідає мінеральному складові хондри, однак у хімічному складі  $\text{Mg}$ - та  $\text{Fe}$ -вмісних мінералів зафіксовано підвищений у середньому (порівняно з мінералами хондри) вміст заліза:

олівін –  $\text{Fa}_{47,4}$ ;

збагачений Са піроксен –  $\text{Wo}_{46,4}\text{Fs}_{28,1}\text{En}_{25,5}$ ;

шпінель –  $\text{Al}_2\text{O}_3$  – 62,7 мас. %,  $\text{FeO}$  – 23,7,  $\text{MgO}$  – 13,6 мас. %.

Середній склад плагіоклазового мезостазису в хондрі ( $\text{Ab}_{91,3}\text{An}_{5,61}\text{Or}_{3,08}$ ) та оболонці ( $\text{Ab}_{90,6}\text{An}_{5,01}\text{Or}_{4,40}$ ) майже однаковий. Відповідно до валового хімічного складу оболонки співвідношення  $\text{SiO}_2/\text{MgO}$  у ній становить 1,58, а  $\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO})$  – 0,65.

За результатами дослідження можна зробити такий попередній висновок. Тонкозерниста оболонка порфірової хондри має головню олівін-плагіоклазовий склад з домішкою високотемпературних мінералів – збагаченого кальцієм піроксену і шпінелі. За співвідношенням  $\text{SiO}_2/\text{MgO}$  вона відповідає хімічній групі LL хондритів [2]. Аналогічні за мінеральним складом хондри з тонкозернистими оболонками виявлено в хондриті Кримка (LL3.1) [1].

Це може свідчити про акрецію речовини оболонки хондри у вуглистому хондриті Allende в зоні утворення материнських тіл LL хондритів.

1. Шкуренко, К. О. (2016). *Мінералогія та походження тонкозернистої речовини метеорита Кримка*. Автореф. дис. на здобуття наук. ступеня канд. геол. наук. Київ.
2. Van Schmus, W. R., & Wood, J. A. (1967). A chemical-petrologic classification for the chondritic meteorites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 31 (5), 745–765.

**Ярослава Яремчук, Наталія Радковець, Юрій Колтун**

*Інститут геології і геохімії горючих копалин НАН України,  
вул. Наукова, 3 а, Львів, Україна, 79060  
E-mail: slava.yaremchuk@gmail.com*

## **МІНЕРАЛЬНИЙ СКЛАД ЧОРНОСЛАНЦЕВИХ ВІДКЛАДІВ СЕРЕДНЬОЇ ЮРИ ФУНДАМЕНТУ ПЕРЕДКАРПАТСЬКОГО ПРОГИНУ ЗА ДАНИМИ Х-ПРОМЕНЕВОЇ ДИФРАКТОМЕТРІЇ**

Платформні відклади середньої юри фундаменту Передкарпатського прогину поширені в Коханівській зоні, північно-східною межею якої є Городоцький розлом, а південно-західною – Краковецький. Потужність середньоюрських нашарувань у межах дослідженої території змінюється від 250 до 600 м. Відклади представлені алевролітами й аргілітами, збагаченими органічною речовиною (ОР), середній вміст якої в породах становить 4,19 % [5]. З огляду на підвищений вміст ОР середньоюрська товща цікава з погляду її нафтогазогенераційного потенціалу. Однак, незважаючи на низку досліджень, значення цих чорносланцевих нашарувань у формуванні нафтогазових систем регіону досі не з'ясоване. Вивчення мінерального складу порід дасть змогу розкрити один із важливих аспектів середньоюрських відкладів, який має важливе значення для аналізу їхньої можливої участі в процесах генерації й міграції вуглеводнів в описуваній частині Карпатської нафтогазоносною провінції.

Досліджено дев'ять взірців порід середньої юри з інтервалу 2509–3926 м, які відібрано з трьох свердловин: Кароліна-2, Кароліна-6 і Мостівська-2. Мінералогічно вивчено окремі дрібні фракції (1,00–0,05, 0,050–0,005, < 0,005 мм), для чого взірці дезінтегрували тривалою дією дистильованої води з періодичним щадним механічним втручанням [2]. Піщану фракцію (> 0,05 мм) відокремлювали екстракцією надосадової рідини після відстоювання, яку розділяли на алевритову й пелітову фракції центрифугуванням (30 с, 1 000 об/с). Час і швидкість центрифугування обчислено за формулою Сведберга [1].

Рентгенівські дослідження виконано на дифрактометрі АДП-2.0 (Фенатикатод, Мп-фільтр, 30 кВ, 12 мА) з використанням методик, запропонованих у працях [2, 4]. Пелітову фракцію аналізували на орієнтованих препаратах – повітряно сухих, насичених етиленгліколем і термічно оброблених (550 °С протягом 1 год). Для ідентифікації каолініту за наявності хлориту застосовували дію 15 % розчину HCl з підігріванням протягом 3 год.

Розподіл глинистих мінералів у тонкій фракції визначено півкількісно розрахунковим способом на підставі площі інтенсивностей базальних рефлексів. Застосування програмного забезпечення з цієї метою недоцільне через адсорбційний зв'язок ОР зі структурою глинистих мінералів [6]. Кількісний мінеральний склад у фракціях 1,00–0,05 і 0,050–0,005 мм визначали на дифрактограмах неорієнтованих порошкових препаратів за допомогою програми Profex-8.4, яка ґрунтується на моделюванні профілів дифрактограм за методом Рітвельда [3].

Виконані мінералогічні дослідження відкладів середньої юри засвідчили, що вони складені такими мінералами, %: глиниста складова – 14–39 (середнє значення – 25), кварц – 26–49 (36), серицит – 13–20 (17), слюда – 2–10 (6), хлорит – 3–11 (5,8), каолініт – 2–17 (9). Каолініт є мінералом групи глин, проте ми зафіксували значну його кількість у грубіших фракціях. У поодиноких пробах виявлено альбіт, кальцит, сидерит, у кількох – пірит, у всіх пробах – акцесорний вітерит (~ 1 %) (рис. 1).

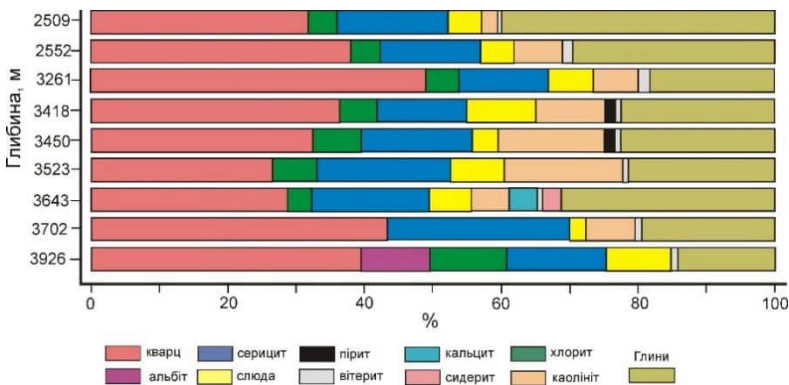


Рис. 1. Мінеральний склад чорносланцевих відкладів середньої юри північно-західної частини фундаменту Передкарпатського прогину.

Переважає мінералом глинистої фракції є гідрослюда (32–57 %), її діагностовано в асоціації зі змішаношаруватим утворенням гідрослюда–монтморилоніт (12–32), хлоритом (10–16) і каолінітом (9–35 %). Виняток становить проба зі свердловини Кароліна-2 (гл. з 926 м), у якій вміст глинистої складової, представленої тільки гідрослюдою й Mg-Fe хлоритом, становить 14 %. На гістограмі фракції < 0,005 мм цієї проби фіксують викинування смуги каолініту і змішаношаруватого утворення (рис. 2). В інших тонких фракціях чорносланцевих порід хлорит зачислено до залісної відміни – шамозиту (за відсутністю рефлексів 001 і 003). У змішаношаруватому утворенні гідрослюда–монтморилоніт переважають гідрослюдисті пакети (рефлекси в інтервалі 1,17–1,11 нм). Розширений рефлекс 001 гідрослюди з додатковими лініями 1,08–1,02 нм, які не зникають після прожарювання, свідчить про наявність поряд зі звичайною гідрослюдою її аналога, що містить органічні сполуки в міжшарових проміжках. Напівкількісна оцінка відображає наявність “органогідрослюд” у більшості проб пелі-

тової фракції; іноді є дискусійним розподіл змішаношаруватого утворення й гідрослюди з сорбованими органічними компонентами. Вміст ОР у пробах за даними праці [5] показано на лінійчатій діаграмі  $C_{opg}$  (див. рис. 2).

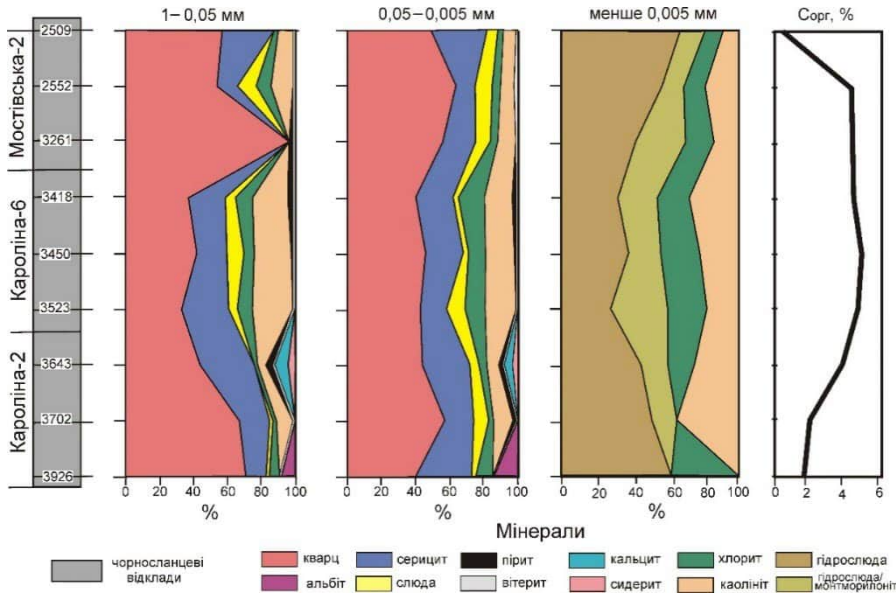


Рис. 2. Кореляція зміни відсоткового вмісту мінералів (за даними X-променевої дифрактометрії) та ОР [5] у відкладах середньої юри північно-західної частини фундаменту Передкарпатського прогину, інтервал 2 509–3 926 м.

У піщаній та алевритовій фракціях виявлено два слюдистих мінерали – серицит (гідратований дрібнолускуватий мусковіт) і слюду, яку за структурою можна зачислити до мусковіту  $2M_1$ . Цим мінералам притаманні рефлекси, серед яких  $00L$  мають однакові значення міжплощинних відстаней  $d$ . Існування впорядкованої структури визначено за розташуванням небазальних рефлексів у ділянці великих кутів з використанням програмного забезпечення Profex-8.4 [3]. Хлорит у піщаному алевриті, як і в глинистій фракції, здебільшого залізистий (шамозит).

Зафіксовано відмінності в кількісному розподілі мінералів у дрібнопіщаній і алевритовій фракціях (див. рис. 1). Зокрема, у піщаній фракції виявлено широкий діапазон коливання вмісту кварцу: від 33 до 71 % (середнє значення – 51 %). Найбільші значення відповідають відкладам, які залягають глибше від 3 643 м (св. Кароліна-2), за винятком проби зі св. Мостівська-2 (гл. 3 261 м), що представлена кварцом з домішками піриту й вітериту. Розподіл інших мінералів у піщаній фракції також нерівномірний. Є проби як збагачені каолінітом, так і проби, де його зовсім нема або вміст його на рівні домішки. Кількість у пробах слюди зі структурою  $2M_1$  також різна. Натомість в алевритовій фракції кількісний розподіл основних мінералів в асоціаціях порівняно сталий (див. рис. 2).

Отже, виконані мінералогічні дослідження платформних порід середньої юри північно-західної частини фундаменту Передкарпатського прогину засвідчили таке. Алевритова фракція (0,050–0,005 мм) найліпше характеризує теригенну складову досліджуваних порід, оскільки її мінеральний склад (кварц, серицит, слюда, хлорит, каолінит) зберігає свою стабільність у широкому діапазоні глибин, за винятком порід, які залягають глибше від 3 523 м (у них виявлено кальцит і альбіт). Стосовно глинистої фракції (< 0,005 мм), яка є сорбентом ОР, то її мінеральний склад теж стабільний (гідрослюда, змішаношарувате утворення гідрослюда–монтморилоніт, хлорит, каолінит), за винятком проби зі св. Кароліна-2 (гл. з 702 м). Вміст ОР у породах закономірно пов'язаний з умістом у глинистій фракції гідрослюди: у разі збільшення в породі вмісту ОР кількість гідрослюди зменшується, а у випадку зменшення вмісту  $C_{орг}$  кількість гідрослюди збільшується.

1. Мильнер, Г. Б. (1968). *Петрография осадочных пород. Т. 1 Методы исследования осадочных пород*. Москва: Недра.
2. Франк-Каменецкий, В. А. (отв. ред). (1983). *Рентгенография основных типов породообразующих минералов (слоистые и каркасные силикаты)*. Ленинград: Недра.
3. Döbelin, N., & Kleeberg, R. (2015), Profex: a graphical user interface for the Rietveld refinement program BGMN. *Journal of Applied Crystallography*, 48, 1573–1580.
4. Moore, D. M., & Reynolds, R. C. Jr. (1997). *X-ray diffraction and the identification and analysis of clay minerals*. Oxford, New York: Oxford University Press.
5. Rauball, J., Sachsenhofer, R., & Bechtel, A. (2020). Petroleum potential of Middle Jurassic rocks in the basement of the Carpathian Foredeep (Ukraine) and oil-to-source correlation with oil in Upper Jurassic reservoirs. *Geologica Carpathica*, 71, 150–165.
6. Środoń, J. (2006). Identification and quantitative of clay analysis minerals. In F. Bergaya, B. K. G. Theng, & G. Lagaly (Eds). *Handbook of Clay Science* (pp. 765–788). Amsterdam: Elsevier.

## ЗМІСТ

<i>Орест Матковський, Євгенія Сливко</i> ПРЕЗЕНТАЦІЯ КНИГИ “ВІШАНУВАННЯ ПАМ’ЯТІ АКАДЕМІКА ЄВГЕНА ЛАЗАРЕНКА” .....	3
<i>Наталія Бацевич, Ігор Наулко, Юрій Федоришин</i> ВНЕСОК АКАДЕМІКА ЄВГЕНА ЛАЗАРЕНКА У МІНЕРАЛОГІЮ ВИВЕРЖЕНИХ КОМПЛЕКСІВ ЗАХІДНОЇ ВОЛИНИ .....	7
<i>Наталія Білик, Ірина Побережська, Лариса Генералова, Олег Гнилко, Баянсулуу Тербишалієва</i> КАЛІЙ-БАРИЄВА МІНЕРАЛІЗАЦІЯ В ГАБРОЇДАХ ХАЙДАРКАНСЬКОГО РУДНОГО ПОЛЯ (ПІВДЕННИЙ ТЯНЬ-ШАНЬ) .....	12
<i>Петро Білоніжка</i> ТРОЯНДИ І ТЕРНИ В ЖИТТІ ЄВГЕНА ЛАЗАРЕНКА .....	16
<i>Валерій Євтехов, Сергій Тіхлівець, Світлана Тіхлівець</i> ЕПІГЕНЕТИЧНІ ПРОЦЕСИ ЯК ЧИННИК ВПЛИВУ НА СТІЙКІСТЬ ГРНИЧИХ МАСИВІВ ПІВНІЧНОГО ЗАЛІЗОРУДНОГО РАЙОНУ .....	21
<i>Віктор Квасниця</i> МІНЕРАЛОГІЧНА КРИСТАЛОГРАФІЯ В УКРАЇНІ .....	25
<i>Наталія Кичань</i> ОСОБЛИВОСТІ СТРУКТУРИ Й МІНЕРАЛЬНОГО СКЛАДУ ВКЛЮЧЕНЬ У ЗАЛІЗНИХ МЕТЕОРИТАХ .....	30
<i>Мирон Ковальчук</i> ГЕОЛОГІЧНИЙ МУЗЕЙ НА ФАКУЛЬТЕТІ ПРИРОДНИЧО- ГЕОГРАФІЧНОЇ ОСВІТИ ТА ЕКОЛОГІЇ НАЦІОНАЛЬНОГО ПЕДАГОГІЧНОГО УНІВЕРСИТЕТУ ІМЕНІ М. П. ДРАГОМАНОВА .....	32
<i>Юлія Крошко, Мирон Ковальчук</i> ОСОБЛИВОСТІ РОЗПОДІЛУ РОЗСИПНИХ МІНЕРАЛІВ У ВІДКЛАДАХ НОВОПЕТРІВСЬКОЇ СВІТИ В ПІВНІЧНІЙ ЧАСТИНІ БУЗЬКО-РОСИНСЬКОГО МЕГАБЛОКА УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА .....	34
<i>Ганна Кульчицька, Дарія Черниш, Лариса Сетая</i> АКАДЕМІК ЄВГЕН ЛАЗАРЕНКО – ТВОРЕЦЬ МОВИ МІНЕРАЛОГІВ .....	38
<i>Тетяна Лупашко, Аркадій Таращан, Катерина Ільченко, Олена Гречановська</i> ГЕНЕТИЧНА ІНФОРМАТИВНІСТЬ СПЕКТРОСКОПІЧНИХ ПАРАМЕТРІВ ЗЕЛЕНОГО І БЛАКИТНОГО АМАЗОНІТУ .....	44
<i>Орест Матковський, Євгенія Сливко</i> ВНЕСОК АКАДЕМІКА ЄВГЕНА ЛАЗАРЕНКА В ІСТОРІЮ МІНЕРАЛОГІЇ .....	49

<i>Михайло Матрофайло, Ірина Бучинська, Андрій Побережський</i> БУРЕ ВУГІЛЛЯ НА ЗАХОДІ УКРАЇНИ: ІСТОРІЯ, СУЧАСНИЙ СТАН І ПЕРСПЕКТИВИ .....	54
<i>Віктор Мельничук, Григорій Мельничук</i> МІНЕРАЛЬНО-РЕСУРСНИЙ ПОТЕНЦІАЛ ДОНЕЦЬКОГО І ПРИДНІПРОВСЬКОГО ЕКОНОМІЧНИХ РАЙОНІВ ЯК ЧИННИК ВІЙСЬКОВОЇ АГРЕСІЇ РФ ПРОТИ УКРАЇНИ .....	59
<i>Євген Науменко, Олена Гречановська, Ірина Луньова, Юрій Литвиненко</i> НОВІ ЗНАХІДКИ СУЛЬФАТНИХ МІНЕРАЛІВ У ЗОНІ ОКИСНЕННЯ СУЛЬФІДНИХ РУД МУЖІЄВСЬКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО РОДОВИЩА .....	64
<i>Володимир Павлишин, Наталія Чернієнко, Лариса Соломатіна</i> ПРО ЩО СВДЧИТЬ СУЧАСНА КРИСТАЛОХІМІЧНА ФОРМУЛА ГЕНТГЕЛЬВІНУ?.....	68
<i>Микола Павлунь</i> ГЕНЕТИЧНІ ОСОБЛИВОСТІ ЗОЛОТОРУДНИХ РОДОВИЩ .....	73
<i>Ігор Попп, Юлія Гаєвська</i> АУТИГЕННИЙ МІНЕРАЛОГЕНЕЗ СИЛЦИТІВ НИЖНЬОГО КРЕМЕНИСТОГО ГОРИЗОНТУ МЕНІЛІТОВОЇ СВІТИ .....	78
<i>Віра Семененко, Світлана Ширінбекова</i> НИТКОПОДІБНІ КРИСТАЛИ ТА ЇХНЯ ПРИРОДА В МЕТЕОРИТАХ .....	83
<i>Леонід Скакун, Надія Словотенко</i> МІНЕРАЛОГІЧНА ЗОНАЛЬНІСТЬ ВОСЬМОГО РУДНОГО ТІЛА МУЖІЄВСЬКОГО РОДОВИЩА (ЗАКАРПАТТЯ) .....	86
<i>Любов Фігура, Мирон Ковальчук</i> ОСОБЛИВОСТІ РОЗПОДІЛУ ІЛЬМЕНІТУ Й МОНАЦИТУ В КОРІ ЗВІТРЮВАННЯ ТА СЕРЕДНЬОЕОЦЕНОВИХ КОНТИНЕНТАЛЬНИХ УТВОРЕННЯХ ФІЛІПОПІЛЬСЬКО- БРУСИЛІВСЬКОЇ ДЕПРЕСІЇ (ПОДІЛЬСЬКИЙ МЕГАБЛОК УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА) .....	93
<i>Володимир Хоменко, Катерина Ільченко</i> ХІМІЧНИЙ СКЛАД І МОЗАІЧНА СТРУКТУРА МЕТАМІКТНОГО ЦИРКОНУ ПЕРЖАНСЬКОГО РОДОВИЩА ЯК ІНДИКАТОРИ ПРОЦЕСІВ МЕТАСОМАТОЗУ .....	97
<i>Оксана Цільмак, Катерина Бурбан, Альбертина Бучинська, Тетяна Дворжак</i> ГРАФІТ ІЗ КОЛЕКЦІЇ МІНЕРАЛОГІЧНОГО МУЗЕЮ ІМЕНІ ЄВГЕНА ЛАЗАРЕНКА ЛЬВІВСЬКОГО НАЦІОНАЛЬНОГО УНІВЕРСИТЕТУ ІМЕНІ ІВАНА ФРАНКА .....	102

<i>Наталія Чернієнко, Володимир Павлишин</i> СТВОРЕННЯ В УКРАЇНІ ПОВНОКРОВНОЇ РІДКІСНОМЕТАЛЕВОЇ ГІРНИЧОРУДНОЇ ГАЛУЗІ – ВАГОМИЙ КРОК ДО ПОЛІПШЕННЯ ЕКОНОМІКИ КРАЇНИ .....	108
<i>Світлана Ширінбекова, Юрій Литвиненко</i> ОСОБЛИВОСТІ ЗВІТРЮВАННЯ Fe,Ni-МЕТАЛУ І ТРОЇЛІТУ ХОНДРИТА NWA 024 (H4) .....	110
<i>Кирило Шкуренко</i> МІНЕРАЛОГІЧНА ХАРАКТЕРИСТИКА ТОНКОЗЕРНИСТОЇ ОБОЛОНКИ ПОРФІРОВОЇ ХОНДРИ У ВУГЛИСТОМУ ХОНДРИТІ ALLENDE (CV3) .....	114
<i>Ярослава Яремчук, Наталія Радковець, Юрій Колтун</i> МІНЕРАЛЬНИЙ СКЛАД ЧОРНОСЛАНЦЕВИХ ВІДКЛАДІВ СЕРЕДНЬОЇ ЮРИ ФУНДАМЕНТУ ПЕРЕДКАРПАТСЬКОГО ПРОГИНУ ЗА ДАНИМИ X-ПРОМЕНЕВОЇ ДИФРАКТОМЕТРІЇ .....	115

Збірник наукових праць

**Мінералогія України:  
сучасний стан і перспективи**

Матеріали Дванадцятих наукових читань  
імені академіка Євгена Лазаренка

(присвячено 110-річчю від дня народження  
академіка Євгена Лазаренка)

Відповідальний редактор *О. Матковський*

Комп'ютерне верстання *Є. Сливко*

Формат 176×250.  
Умовн. друк. арк. . Наклад 60 прим.

Видавець та виготовлювач:  
Львівський національний університет імені Івана Франка,  
вул. Університетська, 1, Львів, Україна, 79000

СВІДОЦТВО  
про внесення суб'єкта видавничої справи до Державного реєстру видавців,  
виготівників і розповсюджувачів видавничої продукції.  
Серія ДК № 3059 від 13.12.2007 р.