

**MINERALOGICAL
COLLECTION**

**МІНЕРАЛОГІЧНИЙ
ЗБІРНИК**

№ 75

№ 75

Published since 1947

Виходить з 1947 р.

Ivan Franko
National University of Lviv

Львівський національний
університет імені Івана Франка



Видавничий дім
«Гельветика»
2025

Друкується за ухвалою Вченої Ради
Львівського національного університету
імені Івана Франка.
Протокол № 88/9 від 24.09.2025 р.

Реєстрація суб'єкта у сфері друкованих медіа:
Рішення Національної ради України з питань
телебачення і радіомовлення № 1877
від 30.05.2024 року (Ідентифікатор медіа R30-04914).

Суб'єкт у сфері друкованих медіа – Львівський національний університет імені Івана Франка
(вул. Університетська, 1, м. Львів, 79000, zag_kan@lnu.edu.ua, тел. (032) 239-41-11).
Media entity – Ivan Franko National University of Lviv (79000, Lviv, Universytetska Str., 1,
zag_kan@lnu.edu.ua, tel. (032) 239-41-11).

На підставі наказу Міністерства освіти і науки України № 220 від 21.02.2024 р. (додаток 4)
збірник внесений до Переліку наукових фахових видань України (категорія «Б»)
у галузі природничих наук (спеціальність Е4 – Науки про Землю).

According to the Order of the Ministry of Education and Science of Ukraine as of 21.02.2024 N 220
(annex 4), the collection is included in the List of Scientific Professional Editions of Ukraine (category “B”)
on natural sciences (specialty E4 – Earth sciences).

Редакційна колегія:

д-р геол. наук, проф. *Микола Павлунь* (головний редактор), канд. геол.-мін. наук, доц. *Ірина Побережська* (заступник головного редактора), канд. геол.-мін. наук, доц. *Євгенія Сливко* (відповідальний секретар), д-р філософії, проф. *Maciej Bqbel* (Польща), канд. геол.-мін. наук, доцент *Лариса Генералова*, д-р геол. наук, член-кор. НАН України, проф. *Igor Naumko*, канд. геол.-мін. наук, ст. наук. співробітник *Андрій Побережський*, канд. геол. наук, ст. дослідник *Мирослава Яковенко*.

Редакційна рада:

канд. геол. наук, доц. *Уляна Борняк*, д-р геол.-мін. наук, проф. *Віктор Квасниця*, д-р геол. наук, ст. наук. співробітник *Ганна Кульчицька*, д-р геол.-мін. наук, проф. *Володимир Павлишин*, д-р філо-софії, проф. *Adam Piestrzynski* (Польща), канд. геол.-мін. наук, доц. *Леонід Скакун*.

Editorial Board:

Professor *M. Pavlun* – Editor-in-Chief,
Associate Professor *I. Poberezhska* – Assistant Editor,
Associate Professor *Ye. Slyvko* – Managing Editor

Адреса редколегії:

Львівський національний університет імені
Івана Франка, геологічний факультет,
вул. Грушевського, 4, Львів, Україна, 79005
тел. +38 (032) 239 47 00

Editorial office address:

Ivan Franko National University of Lviv,
Faculty of Geology,
4, Hrushevskoho St., Lviv, Ukraine, 79005
tel.: +38 (032) 239 47 00

Комп'ютерне верстання Ю. Ковальчук

Статті у виданні перевірені на наявність плагіату за допомогою програмного забезпечення
StrikePlagiarism.com від польської компанії Plagiat.pl.

АДРЕСА РЕДАКЦІЇ, ВИДАВЦЯ і ВИГОТОВЛЮВАЧА:
Видавничий дім «Гельветика»
65101, Україна, м. Одеса, вул. Інглезі, 6/1
Телефони: +38 (095) 934 48 28, +38 (097) 723 06 08
E-mail: mailbox@helvetica.ua
Свідоцтво суб'єкта видавничої справи
ДК № 7623 від 22.06.2022 р.

Підписано до друку 25.09.2025 р.
Формат 70x100/16
Ум. друк. арк. 11,21.
Тираж 50 прим. Зам. 0925/732

© Львівський національний
університет імені Івана Франка, 2025



ЗМІСТ

Микола Павлунь, Олег Гайовський, Лариса Сливко
ГЕОЛОГО-ГЕНЕТИЧНІ ТИПИ, МІНЕРАЛОГО-ГЕОХІМІЧНІ ОСОБЛИВОСТІ
ТА ФІЗИКО-ХІМІЧНІ УМОВИ УТВОРЕННЯ ГІДРОТЕРМАЛЬНИХ
І РОЗСИПНИХ РОДОВИЩ ЗОЛОТА.....8

Олександр Вовк, Ігор Наумко, Галина Занкович
РЕГІОНАЛЬНІ ОСОБЛИВОСТІ КРИСТАЛОМОРФОЛОГІЇ КАЛЬЦИТУ
ДЕЯКИХ РОДОВИЩ УКРАЇНИ.....29

*Ірина Poberezhska, Dmytrii Biruk, Leonid Skakun, Taras Brynskii, Yevheniia Slyvko,
Anastasiia Pavlenko*
FEATURES OF THE MINERAL COMPOSITION OF ANDESITES
FROM THE MATEKIVSKYI AND OBAVSKYI VOLCANIC COMPLEXES
OF THE VYNORLAT-HUTYNSKE RIDGE (UKRAINIAN CARPATHIANS).....43

Юлія Крошко, Мирон Ковальчук
РУДНОСНІСТЬ ВОРОНІВСЬКОЇ, ВОЛКІВСЬКОЇ, НОСАЧІВСЬКОЇ ДІЛЯНОК
ФОСФАТНО-ТИТАНОВИХ РУД КОРСУНЬ-НОВОМИРГОРОДСЬКОГО
ПЛУТОНУ ТА ПРОСТОРОВЕ ПОШИРЕННЯ ІЛЬМЕНІТУ
В ЇХНІЙ КОРІ ЗВІТРЮВАННЯ.....57

Вероніка Білай, Ірина Побережська, Наталія Білик, Данило Менцінський
ПРОЯВИ БАСАНІТУ В СУЛЬФАТНИХ ВІДКЛАДАХ
ГОРОДИЩЕНСЬКОГО РОДОВИЩА ГІПСІВ.....72

Сергій Мамчур, Василь Штирка
ЗАКОНОМІРНОСТІ ГЕОЛОГІЧНОЇ БУДОВИ І БУРШТИНОНОСНОСТІ
ПРИП'ЯТСЬКОЇ ПАЛЕОГЕНОВОЇ ЗАПАДИНИ.....80

Олександр Костюк, Лариса Генералова
МІНЕРАЛЬНИЙ СКЛАД ТА УМОВИ УТВОРЕННЯ ДОЛОМІТІВ
КУЗИНСЬКОГО РОДОВИЩА (УКРАЇНСЬКІ КАРПАТИ).....89

МІНЕРАЛОГІЧНІ НОТАТКИ

Надія Словотенко
КАРРАРСЬКИЙ МАРМУР (ТОСКАНА, ІТАЛІЯ) – НАЙВІДОМШИЙ
ДЕКОРАТИВНИЙ КАМІНЬ У СВІТІ.....99

ХРОНІКА

Ірина Побережська, Євгенія Сливко
ТРИНАДЦЯТИ НАУКОВІ ЧИТАННЯ ІМЕНІ АКАДЕМІКА ЄВГЕНА ЛАЗАРЕНКА
(ДО 160-РІЧЧЯ КАФЕДРИ МІНЕРАЛОГІЇ ЛЬВІВСЬКОГО УНІВЕРСИТЕТУ).....105

<i>Альбертина Бучинська, Катерина Бурбан, Оксана Цільмак</i> ДРУГА МІЖНАРОДНА НАУКОВО-ПРАКТИЧНА КОНФЕРЕНЦІЯ «ГЕОЛОГІЧНІ МУЗЕЇ ТА КОЛЕКЦІЇ: ЇХ РОЛЬ В НАУЦІ, ОСВІТІ ТА ТУРИЗМІ».....	119
<i>Олександр Костюк, Ірина Побережська, Вероніка Білай</i> РЕЗУЛЬТАТИ ВСЕУКРАЇНСЬКОГО КОНКУРСУ-ЗАХИСТУ СТУДЕНТСЬКИХ НАУКОВИХ РОБІТ ЗІ СПЕЦІАЛЬНОСТІ Е4 «НАУКИ ПРО ЗЕМЛЮ (ГЕОЛОГІЯ)».....	127
<i>Микола Павлунь, Сергій Ціхонь, Олег Гайовський, Ірина Побережська, Лариса Генералова, Євгенія Сливко, Юрій Дацюк, Олександр Шваєвський</i> ЖИТТЄВИЙ І ТВОРЧИЙ ШЛЯХ ПЕТРА БІЛОНІЖКИ (ДО 90-РІЧЧЯ ВІД ДНЯ НАРОДЖЕННЯ).....	133

CONTENTS

<i>Mykola Pavlun, Oleh Haiovskyi, Larysa Slyvko</i> GEOLOGICAL-GENETIC TYPES, MINERAL-GEOCHEMICAL FEATURES AND PHYSICAL-CHEMICAL CONDITIONS OF FORMATION OF HYDROTHERMAL AND PLACER GOLD DEPOSITS.....	8
<i>Oleksandr Vovk, Ihor Naumko, Halyna Zankovych</i> REGIONAL FEATURES OF CALCITE CRYSTAL MORPHOLOGY IN SOME DEPOSITS OF UKRAINE.....	29
<i>Iryna Poberezhska, Dmytrii Biruk, Leonid Skakun, Taras Brynskii, Yevheniia Slyvko, Anastasiia Pavlenko</i> FEATURES OF THE MINERAL COMPOSITION OF ANDESITES FROM THE MATEKIVSKYI AND OBAVSKYI VOLCANIC COMPLEXES OF THE VYHORLAT-HUTYNSKE RIDGE (UKRAINIAN CARPATHIANS).....	43
<i>Yuliia Kroshko, Myron Kovalchuk</i> ORE-BEARING OF THE VORONIVSKA, VOLKIVSKA, NOSACHIVSKA SITES OF PHOSPHATE-TITANIUM ORES OF THE KORSUN-NOVOMYRHOROD PLUTON AND SPATIAL DISTRIBUTION OF ILMENITE IN THEIR CRUST OF WEATHERING.....	57
<i>Veronika Bilai, Iryna Poberezhska, Nataliia Bilyk, Danylo Mentsynskyi</i> BASSANITE FROM SULPHATE ROCKS OF THE GORODYSHCHENSKE GYPSUM DEPOSIT.....	72
<i>Serhii Mamchur, Vasyl Shpyrka</i> REGULARITIES OF THE GEOLOGICAL STRUCTURE AND AMBER-BEARING OF THE PRYPIAT PALEOGENE DEPRESSION.....	80
<i>Oleksandr Kostiuk, Larysa Heneralova</i> MINERAL COMPOSITION AND CONDITIONS OF FORMATION OF DOLOMITES FROM KUZYNYSKE DEPOSIT(UKRAINIAN CARPATHIANS).....	89

MINERALOGICAL NOTES

<i>Nadiia Slovotenko</i> CARRARA MARBLE (TUSCANY, ITALY) – THE MOST FAMOUS DECORATIVE STONE IN THE WORLD.....	99
---	----

CHRONICLE

<i>Iryna Poberezhska, Yevheniia Slyvko</i> THIRTEENTH SCIENTIFIC READINGS NAMED AFTER ACADEMICIAN YEVHEN LAZARENKO (TO THE 160 TH ANNIVERSARY OF THE DEPARTMENT OF MINERALOGY AT LVIV UNIVERSITY).....	105
--	-----

<i>Albertyna Buchynska, Kateryna Burban, Oksana Tsilmak</i> SECOND INTERNATIONAL SCIENTIFIC AND PRACTICAL CONFERENCE «GEOLOGICAL MUSEUMS AND COLLECTIONS: THEIR ROLE IN SCIENCE, EDUCATION AND TOURISM».....	119
<i>Oleksandr Kostiuk, Iryna Poberezhska, Veronika Bilai</i> RESULTS OF THE ALL-UKRAINIAN STUDENT RESEARCH COMPETITION IN THE SPECIALTY E4 – EARTH SCIENCES (GEOLOGY)	127
<i>Mykola Pavlun, Serhii Tsikhon, Oleh Haiovskyi, Iryna Poberezhska, Larysa Heneralova, Yevheniia Slyvko, Yurii Datsiuk, Oleksandr Shvaievskyi</i> THE LIFE AND CREATIVE LEGACY OF PETRO BILONIZHKA (ON THE 90TH ANNIVERSARY OF HIS BIRTH).....	133

ГЕОЛОГО-ГЕНЕТИЧНІ ТИПИ, МІНЕРАЛОГО-ГЕОХІМІЧНІ ОСОБЛИВОСТІ ТА ФІЗИКО-ХІМІЧНІ УМОВИ УТВОРЕННЯ ГІДРОТЕРМАЛЬНИХ І РОЗСИПНИХ РОДОВИЩ ЗОЛОТА

Микола Павлунь, доктор геол. наук, професор,
професор кафедри геології корисних копалин і геофізики
mykola.pavlun@lnu.edu.ua
<https://orcid.org/0000-0002-8634-65762>

Олег Гайовський, канд. геол. наук, доцент,
завідувач кафедри геології корисних копалин і геофізики
oleh.hayovskyu@lnu.edu.ua
<https://orcid.org/0009-0000-5178-4173>

Лариса Сливко, завідувачка Музею рудних формацій
larysa.slyvko@lnu.edu.ua
Львівський національний університет імені Івана Франка,
вул. М. Грушевського, 4, Львів, Україна, 79005

Проаналізовано найважливіші питання з геології, мінералогії та геохімії золота, з якими зазвичай стикаються фахівці під час розшуків, розвідки й підрахунку запасів на різноманітних корінних і розсіпних родовищах. Наведено загальні відомості з хімії золота, новітні дані з його геохімії та форми перенесення за гідротермальних умов. Схарактеризовано специфіку головних геохімічних асоціацій золота і його мінеральні парагенезиси в рудах. Описано мінералогію золота (інтерметалеві сполуки, телуриди й селеніди золота тощо) і геолого-геохімічні типи власне золотого й золотоносного зруденіння. Виконано порівняння геолого-структурних і термобарогеохімічних умов локалізації золоторудних родовищ різноглибинних зон.

До метаморфогенно-гідротермального класу родовищ золота належать родовища великих глибин, які були сформовані в найбільш високобарних (> 300–200 МПа) та найбільш термостатованих фізико-хімічних умовах ($\Delta T/100$ м – від 5–6 до 10 °С), часовий градієнт $\Delta T/\Delta P$ становить 2,5–1,0 °С на 1 МПа.

Магматогенно-гідротермальні родовища утворилися на середніх глибинах у переважно середньобаричних умовах ($\Delta T/100$ м – від 200–100 до 40–30 МПа наприкінці формування) та помірно-термостатованому режимі ($\Delta T = 15–20$ °С) з градієнтом $\Delta T/\Delta P = 2,0–8,8$ °С на 1 МПа.

Фізико-хімічна система утворення вулканогенно-гідротермальних малоглибинних родовищ була низькоглибинною (4,1–20,0 МПа) нетермостатованою ($\Delta T/100$ м – від 25–30 до 50 °С) із часовим градієнтом $\Delta T/\Delta P$ 8–12 °С на 1 МПа, через що вертикальний розмах золото-срібного зруденіння є найменшим.

Важливими для розгляду є екзогенні типи золотого зруденіння, які охоплюють тріаду чинників їхнього формування – первинні джерела, кліматичні й геоморфологічні умови. На особливу увагу заслуговують метаморфізовані розсіпища, серед яких виділяється «геологічний монстр» –

Вітватерсранд. Описано геологічну будову, речовинний склад конгломератів із золотом та уранінієм і наведено дискусійні погляди на генезис родовища.

Ключові слова: золото, родовище, генезис, геолого-генетичний тип зруденіння, мінералогія, геохімія, термобарогеохімія, гідротермальні процеси, розсипище.

DOI <https://doi.org/10.30970/min.75.01>

Золото – найпрекрасніший з металів.
За допомогою золота можна робити що завгодно
не тільки в цьому світі... Можна викликати душі
з чистилища і заселяти ними рай...
*З листа Христофора Колумба
королю Іспанії Фердинанду*

Постановка проблеми. Головні риси мінералогії і геохімії золота, особливості внутрішньої будови атома як хімічного елемента і структури золота як мінералу, головні фізико-хімічні параметри, що визначають його поведінку в ендо- і екзогенних процесах, – на цьому ґрунтується наукове розуміння причин і механізмів концентрації або розсіяння металу; без цього неможливо ні розробити надійну ієрархію розшуково-оцінних критеріїв, ні спрогнозувати зруденіння.

Аналіз досліджень. Різні аспекти проблеми розкривалися з різною детальністю, натомість її загальний і детальний огляд поданий для підготовки фахівців спеціалізації «Геологія золота», оскільки Україна починає робити зусилля з формування власної мінерально-сировинної бази золота.

Мета – навести комплексні дані з хімії і геохімії золота, його мінералогії та особливостей геотектонічної позиції, магматизму й морфоструктури різноглибинних родовищ золота, відомості про форми гідротермального перенесення золота, стадійність і термобарогеохімічний режим процесів рудоутворення, екзогенні концентрації золота.

Виклад основного матеріалу. На світовому ринку золота, яке є грошовим еквівалентом будь-якого товару і має високу індустріальну технологічність, золото має необмежений попит, тому «жовтий» самородний метал залишається найголовнішим товаром [3].

Саме із цього погляду, а також з огляду на те, що Україна вже має щонайменше 11 родовищ золота й розпочинає робити перші кроки щодо створення елементів гірничо-геологічної і технологічної інфраструктури його видобутку на власній мінерально-сировинній базі [1; 2; 16 та ін.], проблема формування й функціонування такої бази та підготовки фахівців із геології, металогенії, розвідки родовищ золота дуже актуальна. Концепція підготовки українських фахівців передбачає знати про золото майже все – від етимології походження назви (з праслов'янської *zolto* (жовтий), у староукраїнській мові – *злато*; французькою *soleil* – сонце, старослов'янською *sol* – яскраве каміння), специфіки будови атома і структури мінералу до розуміння того, де, чому і як утворюються його родовища, де і як їх розшукувати, як розвідувати, підраховувати його запаси й виконувати їхню геолого-економічну оцінку. Дійсно, саме особливостями внутрішньої будови атома чи хімічного елемента і структури золота як мінералу зумовлені галузі його використання і властивості, які ми так цінуємо: антикорозійність, блиск, колір, декоративність, висока електропровідність, ковкість, тягучість, пластичність за високої температури плавлення тощо. У геолого-структурному сенсі саме структурними особливостями золота визначені головні фізико-хімічні параметри, які зумовлюють його поведінку в ендо- і екзогенних процесах та на яких ґрунтується наукове розуміння обставин і механізмів концентрації або розсіяння металу [3].

Фізико-хімічні властивості золота важливі й для результативного промислового збагачення руд різного мінерального складу й текстурно-структурного типу, під час якого обов'язково беруть до уваги поведінку його вільних або хімічно зв'язаних форм у збагачувальних схемах відповідного технологічного характеру, оскільки недостатньо повна інформація про морфометрію самородного золота призводить до суттєвих втрат металу. Отже, справжній фахівець повинен ліпше за інших розумітися на питаннях не тільки хімії, геохімії, поведінки золота в природних і техногенних фізико-хімічних системах, а й мінералогії руд різних формацій, на технологіях збагачення золота й особливо на принципах геолого-генетичної типізації, прогнозування та розшуків його природних концентрацій. Такий перелік завдань є наріжним відображенням структури і змісту пропонованої статті.

Загальні відомості з хімії золота стисло наведені в періодичній таблиці хімічних елементів. Золото Au (разом з Cu і Ag) належить до першої групи типових лужних елементів (Li, Na, K, Rb, Cs, Fr) у вигляді специфічної підгрупи B: її представники мають суттєво підвищену густину, твердість і хімічну інертність. У природі ці метали частіше від інших трапляються у вільному, так званому самородному стані. Важливо, що переважна здатність до реакцій відновлення притаманна (хоча й різною мірою) майже всім найближчим у періодичній таблиці сусідам золота: у шостому періоді – Os, Ir, Pt, Hg, Tl, Bi, а в п'ятому – Ru, Rh, Pd, Ag. Привертає також увагу і деяка природна спільність багатьох цих елементів у вигляді так званих геохімічних асоціацій – Au–Ag, Au–Cu, Au–Hg, Au–Bi, Au–Pt, а також з Os, Ir, Pd, Rh тощо.

Золото має 79-й порядковий номер комірки (протон) з атомною масою 196,97. Особливість електронної конфігурації атома золота полягає в його шести енергетичних рівнях із чотирма підрівнями (*s, p, d, f*), що мають 14 орбіталей. Принцип В. Паулі стосовно «спіну» електронів підрівня *s* та електронної природи можливої зміни валентності золота (від 0 до 3⁺) пояснюється наявністю умов окиснювально-відновлювального середовища та похідними змінами йонного радіуса.

За Л. Полінгом, золото має ізотопи 192–206, за В. Нарсєвим – усього 30 ізотопів, а згідно з новітніми даними відомо 37 ізотопів золота з масовим числом від 169 до 206. Єдиним стабільним ізотопом є ¹⁹⁷Au. Отже, природне золото є практично ізотопно чистим елементом.

Важливі фізичні властивості золота такі. Густина в хімічно чистому вигляді – 19,32 г/см³, у природі коливається від 15–16 до 18–19 г/см³. Візуальна інформація про об'ємні параметри вагових одиниць чистого золота, якими оперує практична геологія, така: 1 кг золота – це куля діаметром 4,6 см або куб із ребром 3,9 см; 1 тонна – куб із ребром 39 см. Температура плавлення становить 1 063 °С, кипіння – 2 966 °С. Золото має надзвичайну тепло- й електропровідність, а також найвищі порівняно з іншими металами значення пластичності й ковкості. Параметри витягання дротини – $d = 2 \cdot 10^{-6}$ мм, плівково-го (сусального) золота – $14 \cdot 10^{-8}$ мм.

Сполуки золота з киснем, воднем, азотом, вуглецем наразі не відомі, натомість наявна чітка схильність Au до галоїдів (Cl⁻, Br⁻, I⁻), ціанідів (CN⁻), гідросульфідів (HS⁻). Найважливіші шість типів золоторозчинних середовищ такі: так звана царська вода (лат. *aqua regia*, суміш концентрованих кислот – один об'єм HNO₃ і три об'єми HCl), кислоти – селенова H₂SeO₄, ціанова (особливо у вигляді KAu(CN)₂) і гідросульфідна (у вигляді NaAu(HS)₂), а також металева ртуть з утворенням амальгам, гумусової кислоти, частково вуглекислоти. Водночас ці сполуки золота нестійкі й досить легко руйнуються під впливом окиснювачів – деяких металів (Fe, Cu), вуглецю (C⁴⁻–C⁴⁺) у процесі трансформації від вуглеводнів до оксидів, телуридів-селенідів, а також анаеробних бактерій, що ілюструють наукові статті Р. Амосова.

Важливими є такі експериментально доведені тези: 1) у звичайному водному середовищі (без лігандів, мінералізаторів) золото не окиснюється за участі кисню, різних кислотних або лужних компонентів, точніше, так званих аква-іонів $[\text{Au}(\text{OH})_2]^+$, що утворюються й відразу руйнуються через надзвичайно низьку стійкість; 2) досить стійкими є бінарні сполуки – своєрідні інтерметалеві взаєморозчини Au з його «благородними» сусідами в періодичній таблиці (Ag, Cu, Pt, Os, Ir та ін.). Інших простих сполук Au за гідротермальних умов немає, а за лабораторних умов порівняно стійкими є його гексахлориди (за 254 °C), монохлориди (254–282 °C) і дихлориди (> 282 °C). Це підтверджено термобаро-геохімічними дослідженнями флюїдних включень у мінералах різних природних концентрацій золота. Серед кристалічних є селеніди й телуриди золота, які відомі в природних рудах (калаверит, ауростибніт, гесит, костовіт, фішесерит та ін.).

Стосовно поширення й розподілу золота в природі (мінералого-геохімічні особливості золота) зазначимо, що, всупереч традиційним поглядам, воно належить до найпоширеніших металів. Немає жодного «уламка» гірської породи, крім органічних вапняків, позбавленого на спектроаналітичному рівні ознак наявності цього металу. Учені-геохіміки нерідко сумніваються: золото – це рідкісний елемент (адже наявний скрізь) чи розсіяний (бо добре відомі його дуже великі самородки)? У цьому й полягає його головна своєрідність: є скрізь, однак у дуже малій кількості, на кшталт «розсіяних» елементів, які ніколи не утворюють великих самородних скупчень – від 1n кг до 10n–100n кг.

Кларк золота становить $4,5 \cdot 10^{-7} \%$. Обчислено, що в 1 км³ гірських порід міститься до 14 т цього металу, а в 20-кілометровому шарі земної кори – близько 100 млрд т. Середній вміст золота в 1 т породи становить 0,005 г, або 0,0000005 %. Вміст золота в головних петрохімічних типах порід такий, г/т: осадові (пісковики, сланці) – до 0,001, метаморфічні – 0,004–0,007, магматичні: кислі – 0,002, основні – 0,002–0,020; навіть у гумусових ґрунтах вміст Au подекуди сягає 0,5 г/т.

Важливою є вибірковість поглинання й нагромадження золота деякими рослинами як основи біо- або фітохімічного методу розшуків. У середньому з однієї тонни попелу хвойних можна вилучити 4,27 мг хімічно чистого золота, осики – 2 мг, берези – 0,6 мг; охоче концентрують золото кукурудза й хвощі. Осики, що зростають на рудних відвалах або на відходах виробництва, містять до 6 г/т золота, головню в листі верхніх гілок, що потрібно брати до уваги під час фітоаналітичного картування.

Величезну кількість золота в розпорошеному вигляді переносять ріки (наприклад, Амур щородини виносить у море понад 1 кг золота, тобто 8,5 т на рік) і нагромаджують води світового океану, переважно у вигляді хлорауратів (Na_2AuCl). Середній вміст золота мінливий (0,0004–0,0030 мг/т, тобто 0,4–3,0 г/т) і в окремих морях, затоках досягає, за даними В. Соболевського, 4–10 мг/т, а в Карибському морі навіть 15–18 мг/т. За підрахунками, власне океанічні запаси золота досягають від 1 до 8 млрд т. У ХХ ст. було розроблено понад 40 проєктів вилучення золота з океанічних вод (Велика Британія, Японія), однак запропоновані технології поки не витримують економічної конкуренції з традиційними джерелами цього металу.

Цікава й порівняно нова проблема майбутнього видобутку золота з давніх (тріас – юра) покладів кам'яної солі (середній уміст – 0,0005 г/т) та калійних солей (0,001–0,010 г/т), однак поки до цього не дійшло.

Розподіл природних ресурсів золота між державами значно регулює характер вирішення проблем світової економіки мінеральної сировини. Наразі вигідною залишається експлуатація первинних і вторинних концентрацій самородного металу: ендегенних, переважно власне гідротермальних родовищ із середнім вмістом металу від $n \cdot 10$ г/т до 2–3, інколи 5 кг/т та екзогенних у вигляді різноманітних розсипищ вільного й досить

великоуламкового золота, що зумовлене саме його високою інертністю, високою густиною й ковкістю.

Загальну кількість золота, вилученого з надр Землі, починаючи з IV ст. до н. е., оцінюють у понад 130 тисяч тонн. З 1493 р., тобто після відкриття Христофором Колумбом Америки, видобуто понад 80 тис. т, з яких до 65 тис. т – у XX ст. (величезна інтенсифікація видобутку). Близько 25 % видобутого золота з різних причин втоплено у водах Світового океану. Майже половина його світових запасів розподілена між п'ятьма державами, тис. т: ПАР (40), США (6), Австралією (4,7), Канадою (3,5), Росією (3,5), помітні запаси мають ще Індонезія (2,8), Узбекистан (2,8), Казахстан (1), Киргизстан (1), Перу (0,65). На всі інші країни, у тім числі Україну (де розвідані ресурси становлять 3 500 т, а це близько 600 т золота), припадає близько 13 тис. т.

Форми міграції золота в земній корі розкриває теорія процесів рудогенезу, у якій можна виділити три проблеми: мобілізація корисного компонента (припущення про його «джерело»), міграція (форма і шляхи транспортування) та локалізація (відкладання руд).

Щодо мобілізації, то проблему розглядають здебільшого на рівні припущень, нерідко досить фантастичних, проте безперечними є такі першоджерела речовини, як підкорові (верхня мантія) і корові, зокрема, магматичні, метаморфічні, магматично-асиміляційні та гідротермально-фільтраційні, інколи йдеться про космогенно-метеорні, імпактні, астроблемні тощо [3; 7].

Відомо, що середній вміст Au і в базальтоїдах, і в гранітоїдах становить 0,002 г/т, золото не утворює промислових концентрацій, тільки під час процесів магматичної диференціації та дистиляції воно відокремлюється в складі досить рухомих, так званих післямагматичних надкритичних парогазових систем, переважно вуглекислотно-водного складу (CO₂, H₂O з підвищеною концентрацією N₂, CH₄, H₂S, галогідів металів).

Експериментально надійно доведено, що гідротермальне транспортування металів, у тім числі золота, відбувається у вигляді певних хімічно стійких комплексів, точніше, комплексних іонів. Такі йони мають певну структуру: комплексоутворювач (K⁺ – завжди простий катіон металу – Au⁺), ліганди (L – завжди простий аніон Cl⁻, S₂O₃²⁻, HS₃⁻, CN⁻ та ін.) і аденди (Au⁰ – нейтральна, частіше молекулярна складова комплексного йона – H₂O, NH₃, CO₂ та ін.).

Характеристика з фізико-хімічних позицій складових комплексного йона та рядів найстійкіших ендогенних типів золотоносних комплексів під час міграції золота охоплює хлораурати, тіосульфати, гідросульфіді, карбонілаурати, ціанаурати. Маємо тільки не забути згадати про експериментальні можливості ролі комплексів типу арсинів, стибінів, фосфінів, а також анти-ауратів, які є стійкими за екзогенних умов. Акцентуємо увагу на результатах геохімічних і, особливо, термобарогеохімічних досліджень [5; 6 та ін.], що додатково глибоко й системно засвідчують природну реальність відповідних форм перенесення золота за гідротермальних умов.

Зазначимо, що особливо важливими у випадку найбільш високотемпературного гідротермального транспортування золотоносних сполук є галогенні (Cl) комплекси. Серед найпоширеніших і найефективніших хлорауратних комплексів дієвими є [Au⁺Cl₂]⁻, [Au⁺Cl₃]²⁻, [Au⁺Cl₅]⁴⁻, [Au³⁺Cl₄]⁻. Зокрема, для родовища Балка Широка, де простежено чіткий літологічний контроль зруденіння залізистими кварцитами, це можна задовільно проілюструвати потенціал-визначальною (для заданої гідротермальної системи) роллю магнетиту як відновника золота, що звільнялось під час руйнування хлорауратних комплексів за реакцією (Na,K)[AuCl₂] + FeFe₂O₄ → Au↓ + Fe₂O₃ + (Na, K)Cl, тобто Au⁺ + Fe²⁺ → Au⁰ + Fe³⁺, або кристалізація золота відбувається в середньотемпературному діапазоні (280–200 °C) за реакцією Na[AuCl₂] + CH₄ → Au↓ + CO₂↑ + NaCl, тобто 8Au + C⁴⁺ → 8Au⁰ + C⁴⁺. У менш

високотемпературних – гідросульфідні $[\text{Au}^+(\text{HS})_2]^-$ чи $[\text{Au}^{3+}(\text{HS})_4]^-$, а за приповерхневих умов – тіосульфатні типу $[\text{Au}^+(\text{S}_2\text{O}_3)]^-$ чи $[\text{Au}^+(\text{S}_2\text{O}_3)_2]^{3-}$, місцями карбоніл-ауратні $[\text{Au}^+\text{Cl}(\text{CO})_4]^-$, ціан-ауратні $[\text{Au}^+(\text{CN})_2]^-$, амін-ауратні $[\text{Au}^{3+}(\text{NH}_3)_4](\text{NO}_3)^-$, $[\text{Au}^{3+}(\text{NH}_3)_4](\text{OH})_3^-$.

Процеси рудоутворення на родовищах золота такі своєрідні, що продукти їхньої діяльності в переважній більшості є свого роду природними музеями мінералогії, які «експонують» до 150–200 мінеральних сполук у складі численних парагенезисів (на кшталт Верхньодарасунського родовища в Даурії – 165 мінералів, Кочбулак в Узбекистані – до 115 мінералів) [11]. Левова частка золота (до 80 %) міститься в них у самородному, хоча далеко не хімічно чистому вигляді, близько 20 % – у хімічних сполуках – інтерметалевих і телурид-селенідах, частково (5–10 %) – у вигляді сепаратно осадженого металу на ранніх сульфідах та іншого типу осаджувачах.

Золото – дуже важливий промисловий мінерал завдяки його складу: у ньому може міститися понад 40 хімічних елементів (завжди Cu, Pb, Fe, регіонально – Bi, Pd, Sb, Te, Os, Pt, тобто майже всі «благородні»). Тому склад природного золота визначають через поняття «пробність» (проба) – так оцінюють його якість – за вмістом хімічно чистого металу в 1000 одиницях об'єму природного матеріалу в промілі (%). Розрізняють високопробне золото, характерне для розсипищ (проба 900–990), середньопробне (900–700), притаманне плутоногенно-гідротермальним рудам великих (4–5 км) і середніх (2–4 км) глибин, і низькопробне (< 700) у вулканогенно-гідротермальних рудах порівняно малих щодо синрудної палеоповерхні глибин (1,0–1,5 км).

Важливо наголосити, що цей показник досить чітко залежить від специфіки геолого-структурних і фізико-хімічних параметрів рудоутворення і тому не є стабільним, інколи досить помітно. Однак у статистично ґрунтовній оцінці він дуже інформативний, оскільки закономірно зростає з переходом від молодих до давніх родовищ, від малоглибинних (1,0–1,5 км) до глибинних (4–5 км), від малобарних процесів рудоутворення (10–20 МПа) до високобарних (250–300 МПа), від вулканогенних формацій до плутоногенних та метаморфогенних і, нарешті, від первинних (незмінених) руд до перевідкладених (розсипних). Методологічно важливо ще раз наголосити, що йдеться про статистично стійкі показники пробності золота.

Генетично інформативною є також форма виділень золота. Зокрема, зерна неправильної форми та прожилки характерні головню для руд середніх і більших глибин, а малоглибинні досить своєрідні – плівки, дротики, спіралі, сплутано-волокнисті, нитко- й дендритоподібні агрегати, губчасті скупчення тощо. Кристалічні форми (гексоктаедричний вид симетрії $3L_4L_3, 6L_2, 9PC$) поширені мало (октаедр, частіше в комбінації з додекаедром, інколи кубом).

За розміром розрізняють тонкодисперсні виділення золота (до 0,001 мм), дрібні (до 0,1 мм), середні (до 1 мм), великі (до 5 мм) і самородки (> 5 мм або вагою понад 10 г). Всесвітньовідомі самородки золота – «Заячі вуха» (3,344 кг), «Верблюди» (9,3 кг), «Коштовність корони Айронстоуна» (16,4 кг), «Нормандський самородок» (загальна вага 25,5 кг, вміст металу 80–90 %), «Рука віри (долі)» (загальна вага 27,66 кг, з них 25 кг – золото), «Великий трикутник», або «Світовий монстр» (загальна вага 36,21 кг, з них чистого золота 32,94 кг), «Пепіта Канаа» (52,33 кг, з рудовмісною породою 60,82 кг), «Бажаний незнайомець» (70,9 кг з кварцом), «Плита Холтермана» (82,11 кг) та ін. [29; 30].

Мінералогія золота охоплює, крім власне золота, його інтерметалеві сполуки, телуриди-селеніди, сульфіди й навіть оксиди [4; 15; 31]. Серед інтерметалевих сполук золота – ануїт AuPb_2 , ауригідрагірумїт Au_6Hg_5 , ауростибїт AuSb_2 , безсмертновїт $(\text{Au}, \text{Ag})_4\text{Cu}(\text{Te}, \text{Pb})$, богдановїт $(\text{Au}, \text{Te}, \text{Pb})_3(\text{Cu}, \text{Fe})$, вейшанїт $(\text{Au}, \text{Ag}, \text{Hg})$, купроаурид Cu_3Au , мальдонїт Au_2Bi , монтбрейїт $(\text{Au}, \text{Ag}, \text{Sb}, \text{Bi}, \text{Pb})_{23}(\text{Te}, \text{Sb}, \text{Bi}, \text{Pb})_{38}$, тетра-аурокуприд CuAu ,

хуньчунїт Au_2Pb та ін.; телуриди – білібінськіт $PbAu_3Cu_2Te_2$, гонїяїт Au_3TlTe_2 , калаверит $AuTe_2$, костовїт $AuCuTe_4$, кренерит Au_3AgTe_8 , малетойваяїт $Au_3Se_4Te_6$, мутманїт $AuAgTe_2$, петцит Ag_3AuTe_2 , сильванїт $AgAuTe_4$; селенїди – фішесерит Ag_3AuSe_2 ; оксиди – аурантїмонїт $AuSbO_3$ (незатверджений, можливо, сумїш золота і оксидів стїбію [31]); сульфїди – йонассонїт $Au(Bi, Pb)_5S_4$, кридлеїт $Ag_2Au_3TlSb_{10}S_{10}$, музеумїт $[Pb_2(Pb, Sb)_2S_8][(Te, Au)_2]$, наїаїгїт $[Pb_3(Pb, Sb)_3S_6](Au, Te)_3$, петровськїаїт $AuAgS$, ютенбогардтїт Ag_3AuS_2 та ін. Щодо інтерметалевих сполук зауважимо, що це не сплави, а структурованї металевї сполучення достатньо сталого складу, а стосовно телуридїв-селенїдїв варто зазначити, що вони особливо поширенї в золото-срібних рудах переважно малоглибинних родовищ вулканогенно-гїдротермального класу. Вони й подібнї мінеральнї сполуки асоціюють зї сріблом, аргентитом, полібазитом, пруститом, піраргїритом, мїаргїритом і багатьма іншими золото-сріблоносними сульфїдами.

Сепаратно осаджене золото є наслідком його підвищеної схильності до інертного стану. Воно формується за певних електрохімічних реакцій на мінеральному субстратї, що містить легкоокиснювальнї елементи (Fe, Cu, C, S та ін.). Це можна проїлюструвати у виглядї електронних реакцій $Au^+ \rightarrow Au^0$, $Fe^{2+} \rightarrow Fe^{3+}$, $C^{4-} \rightarrow C^{4+}$, $S^{2-} \rightarrow S^{6+}$ та ін. Саме тому золото з гїдротерм відокремлюється на певних енергетично активних поверхнях відповідних мінералїв попередних генерацій (пірит, піротин, арсенопірит, магнетит та ін.), головнo на стїнках їхніх уламків, у трїщинах, де особливо багато відкритих енергетичних вакансій, а також на вершинах і ребрах монокристалїв, у виглядї окремих стяжїнь. Як засвідчили дослїдження Джейна і Бенкрофта, вїрогїдність адсорбції й відновлення Au на поверхнї сульфїдїв – чи не головнїй механїзм концентрування золота, особливо в разї низьких значень концентрації й температури. Спочатку Au адсорбується у виглядї хлориду чи гїдроксиду. Далї сульфїд-напівпровідник під час перенесення електронїв дїє як відновник за реакцією $8AuCl_4^- + 2S_2^{2-} + 12H_2O \rightarrow 8Au^0 + 3SO_4^{2-} + 24H^+ + 32Cl^-$, або $2AuCl_4^- + 3S^- \rightarrow 2Au^0 + 3S^0 + 8Cl^-$.

Нерїдко мінерали-осаджувачї золота вїдїграють помїтну роль у формуваннї його запасїв (до 10 %), що потрібнo брати до уваги під час розвїдки родовищ і розробки технологїчних систем збагачення руд.

Вирїзняють три механїзми промислового нагромадження золота: 1) сумїсна кристалїзація з іншими мінералами «продуктивних» парагенезисїв (поширення індукційних граней одночасного росту мінеральних індивїдїв); 2) осадження золота на мінералах бїльш раннїх генерацій (плївково-прожилково-вкрапленї видїлення); 3) некристалїзаційне (так зване біогенне) осадження на слизових поверхнях клїтин ціанобактерїй, діатомїтїв, що утворюють гроновї спіралеподїбнї колонїї, поширенї у відкладах перекритих розсипищ золота [20].

Розподїл золота в рудах украй нерївномїрнїй, що залежить вїд збїгу чи виокремлення таких чинникїв: характер поширення в жилах сульфїдїв-осаджувачїв; мінливїсть морфометричних параметрїв рудних тїл; характер лїтолого-структурних умов локалізації зруденїння (вузли перетину, вїдгалуження трїщин, змїна типу вмісних порїд тощо); інтенсивнїсть флуктуацій фізико-хімічного режиму гїдротермальної системи.

Важливе значення має комплекснїсть геохімічних бар'єрїв, які нерїдко супроводжуються золоторудними стовпами (бананцями) у широкому сенсї цього поняття: це може бути контакт рудовмісних гранїтоїдїв і габроїдїв серед метаморфїтїв, золотоконтрольовальна роль залїзистих кварцитїв, магнетитоносних амфїболїтїв, зон графїтїзованих філітїв або просто вуглецевмісних осадових відкладїв. Усе це можна пояснити відповідними реакціями відновлення – окиснення, де відновлення золота зумовлене окисненням залїза, вуглецю й інших хїмічних елементїв. Зокрема, геохімічнї бар'єри, спричиненї наявнїстю

«відновника» Au, можна пояснити такими реакціями їхнього формування: $\text{Na}[\text{Au}^+\text{Cl}] + \text{Fe}^{2+}\text{Fe}^{3+}_2\text{O}_4 \rightarrow \text{Au}\downarrow + \text{Fe}^{3+}\text{O} + \text{NaCl}$, тобто $\text{Au}^+ + \text{Fe}^{2+} \rightarrow \text{Au}^0 + \text{Fe}^{3+}$ у випадку контакту граніт – габро, товщі кварцитів, амфіболітів з магнетитом (FeFe_2O_4) або реакції $\text{Na}[\text{Au}^+\text{Cl}_2] + \text{CH}_4 \rightarrow \text{Au}^0 + \text{CO}_2\uparrow + \text{NaCl}$, тобто $8\text{Au}^+ + \text{C}^{4-} \rightarrow 8\text{Au}^0\downarrow + \text{C}^{4-}$ – у випадку графітизованих товщ, вуглецевмісних порід, окиснення нафтопродуктів, озокериту, парафіну, асфальту.

Щодо промислово-кондиційних особливостей золота, то дуже узагальнено наведемо суттєві розбіжності якісно-кількісних параметрів і показників кондицій стосовно золотоносних руд різного походження.

Мінімальний промисловий вміст золота в різноманітних розсипищах становить звичайно 0,1 г/т, інколи дещо нижче, у первинних (корінних) золото-сульфідно-кварцових рудах – не менше ніж 3 г/т для шахтного способу розробки та 1–2 г/т – для кар’єрів. Вміст металу в середньому 20–30 г/т вважають високим, хоча нерідко він сягає 100п г/т, а іноді й 2–5 кг/т. За запасами розрізняють такі корінні родовища золота, т: дуже дрібні – до 10, дрібні – 10–50, середні – 50–100, великі – 100–300, унікально великі – понад 300. Розсипні родовища класифікують за запасами дещо інакше, т: дуже дрібні – до 1, дрібні – 1–25, середні – 25–50, великі – понад 50, унікально великі – понад 100.

Руду завжди збагачують. Для забезпечення 80 % вилучення запасів металу особливу увагу приділяють поширенню золотин певного класу розмірності, як-от вільне макроскопічне золото розміром понад 5 мм та велике (1–5 мм), вільне мікроскопічне золото (0,001–1,000 мм) найчастіше у зростках з кварцом, баритом, кальцитом та іншими мінералами, пов’язане субмікроскопічне золото (0,0001–0,0100 мм), тонкодисперсне розсіяне в сульфідах, магнетиті, мартиті тощо.

Історія промислового збагачення руд та їхньої подальшої переробки охоплює такі методи, як хлорування (1848), амальгамація (з 1870), ціанування (1889), флотація (1918), біогідрометалургія (1990).

Головні технологічні цикли збагачення руд з переважанням макроскопічного золота такі: 1) дроблення; 2) гравітаційне відокремлення великих золотинок на вібраційних столах; 3) амальгамація; 4) відпарювання (відгонка Hg); 5) одержання «чорного» концентрату; 6) афінаж (остаточне очищення концентрату). Переробка тонкодисперсних руд має свої особливості: 1) дроблення; 2) багаторазове тертя до порошокподібного стану; 3) флотація порошку сульфідів у вигляді піни від пульпи; 4) ціанування «хвостів» концентрату; 5) обробка шламу сірчаною кислотою та його промивання; 6) переплавлення з домішками флюсів; 7) афінаж.

Нині використовують екологічно чисту схему, яку називають біогідрометалургійною. Вона охоплює бактеріальне окиснення золотоносних сульфідів, вилуговування тонкодисперсного золота сорбційним ціануванням та обробку шламів іонно-обмінними смолами.

Перейдемо до стислого огляду *геолого-генетичних і рудноформаційних типів золоторудних родовищ*.

Розрізняють такі промислові джерела золота [7]:

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

– штучні (техногенні) – відвали кар’єрів, шахт, драг (ефіль), хвостосховища золотозбагачувальних фабрик (площі геологічного дисбалансу), нагромадження вторинної сировини з різним умістом металу (промислові гуртівні, військові арсенали, радіоелектронні виробы тощо).

Нижче йдеться винятково про ендегенні й екзогенні концентрації золота, серед яких чітко вирізняються власне золоторудні родовища та родовища комплексних золотоносних

руд, з яких золото вилучають супутньо (частка його видобутку становить 8 %). Серед них виділяють такі генотипи [7]:

- сульфідні мідно-нікелеві (з Co, Pt, Au) ліквіційно-магматичні в габроноритах трапової формації – Садбері, Бушвельд, Талнах та ін.;
- хромітоносні дуніти (з Pt, Au) – пізньомагматичні в диференційованих масивах ультраосновних порід геосинкліналей – Кемпирсайське, Сарановське;
- рідкіснометалеві (U, Mo, W, Sn, Li, Be, Bi, Au) грейзенові з накладеною гідротермальною мінералізацією – Джида, Акчатау, Бом-Горхонське;
- скарноворудні (Cu, Pb, Zn, Au) контактово-метасоматичні з гідротермальною мінералізацією – Оурей, Санта-Фе;
- власне гідротермальні мідно-молібден-порфірові у вторинних кварцитах (Коунрад, Ою-Толгой, Алмалик), мідно-колчеданові у спіліт-кератофірах (Ріо-Тінто, Ергані, Гай), колчеданово-поліметалеві в осадово-вулканогенних товщах (Зирянівське), власне свинцево-цинкові (Ag, Au) у карбонатних товщах (Запокровське);
- бурозалізнякаві з залишковим золотом (до 20–30 г/т) – частки окиснення сульфідних або магнетитових руд різного походження (Майкаїн).

Потенційними джерелами для майбутнього видобутку золота нині вважають такі [7]:

- відомі галоїдні поклади калійних солей з умістом Au > 0,001–0,010 г/т;
- мезо-кайнозойські конгломерати з величезними запасами «бідного» золотого зруденіння, з яким нині працюють технологи США;
- придонні мінералізовані мули (і нагріті води) Червоного, Чорного й інших морів, для яких уже принципово розроблені технології здешевлення видобутку Au, Ag, Pb, Zn, Cu.

Світові запаси золота, однак, представлені родовищами таких типів: гідротермальними, які є дуже різними, численними й відіграють провідну роль; розсипними, теж дуже численними, проте незрівнянно дрібнішими й уже майже відпрацьованими (до 2 % запасів); метаморфізованими, які значно менше поширені, майже екзотичні, однак унікальні за запасами (Вітватерсранд та ін.).

Гідротермальні родовища класифікаційно систематизували ще на початку ХХ ст. П. Ніглі [27], В. Ліндгрєн [24] у вигляді дещо ідеалізованої схеми глибинно-геотермального розподілу на епі-, мезо- і гіпотермальні; пізніше А. Грейтон [22], А. Баддінгтон [19], В. Шнейдерхен [28] виділили ще лепто- і ксенотермальні родовища.

Ця схема так чи інакше була підтримана більшістю геологів і взята за основу розробок низки класифікацій. На генетичному рівні така тенденція чітко простежена в наукових працях і підручниках, в яких синтезовано майже завершену й досконалу схему генетичної класифікації родовищ, у тім числі гідротермальної групи. Однак наукові дослідження не мають закінчення – у підручнику «Геологія корисних копалин. Ч. 1. Рудогенез» [8] та наших статтях [7; 12–14; 17] ми доповнили цю схему класом метаморфогенно-гідротермальних родовищ на підставі матеріалів геолого-генетичних досліджень (1995–2004) золоторудних родовищ Українського щита («Геолого-генетична типізація золоторудних родовищ України» [2]).

Нині загальна класифікаційна система гідротермальної групи родовищ така [7]: вулканогенно-гідротермальний, плутоногенно-гідротермальний, метаморфогенно-гідротермальний, амагматичний класи родовищ. У рудноформаційній системі гідротермальних родовищ Н. Петровської використано глибину формування цих родовищ від синрудної палеоповерхні: золото-кварцова формація малосульфідного (1–5 %) метаморфогенно-гідротермального зруденіння великих глибин (> 3–4 км), золото-сульфідно-кварцова формація помірно-сульфідного (10–20 %) плутоногенно-гідротермального зруденіння середніх глибин (1,5–3,0 км), золото-срібно-кварц-карбонатна (юна

золото-срібна) формація (0,1–1,5 %) вулканогенно-гідротермального зруденіння малих глибин (0,1–1,5 км).

Важливо, що в обох класифікаціях принципово новим (навіть прогресивним) є таке [7]: 1) відмова від панівної класифікаційної ролі температурного чинника, який, за порівняно новітніми даними з термобарогеохімії гідротермальних родовищ, є досить конвергентним і не тільки стосовно золота (продуктивна стадія – 300–150 °С, багаті руди формуються за 270–180 °С [6]); 2) неформалізоване поняття «глибинності» зруденіння у В. Смірнова через магматичні зв'язки, а у Н. Петровської це інтегральна характеристика, яка відображає ступінь енергетичної «відкритості – закритості» системи, що доведено нами через винятково її *PT*-режими й рівень термостатованості ($\Delta T/100$ м) [2; 6; 17]; 3) застосування поняття «сульфідності» як середньостатистичної характеристики родовищ і навіть рудноформаційного ряду загалом; акцентування, що убого-, мало- і помірно-сульфідні руди важливо чітко протиставляти суттєво сульфідним (40–50 %), які не бувають золоторудними, а тільки колчеданово-золотоносними; 4) для кожної золоторудної формації вперше виділено [9; 10] певні геохімічні (усього 12) та відповідні мінералогічні типи руд, що важливо для вирішення не тільки генетичних, а й прогнозно-розшукових питань.

У чому ж полягають геолого-генетичні особливості різноманітних гідротермальних родовищ золота? Наведемо лаконічну порівняльну характеристику на підставі даних термобарогеохімічних досліджень флюїдних включень у мінералах [7–10; 12].

Родовища метаморфогенно-гідротермального класу є найбільш високобарними, часто гіпербарними – до 250–300 (350) МПа. Специфічна риса рудогенерувальної системи – провідна роль надкритичних, винятково гомогенно-рідинних фаз не просто водно-сольових, а суттєво вуглекислотно-водних і водно-вуглекислотних розчинів, насичених газами (CH_4 , H_2 , N_2) і легкорозчинними солями галоїдно-гідрокарбонатного складу (нерідко сольова концентрація сягає 50–70 мас. % NaCl). Це пов'язано з процесами «всолювання» – з вилуговуванням і нагромадженням деяких компонентів бічних порід, а також продуктів поступового розкладання певних металоносних сполук. Локальна інтенсифікація таких процесів, особливо в разі перепадів тиску, стимулює досить повільну дегазацію гідротерм з появою рідкої, а потім газоподібної фази, передусім CO_2 . Процес розвивається протягом трьох-чотирьох стадій і, подібно до інших гідротермальних утворень, у широкому температурному діапазоні (500–50 °С), однак, на відміну від середньо- і малоглибинних типів, за умов порівняно спокійного міжстадійного режиму з тепловими імпульсами не вище 5–20 °С (рис. 1).

Просторові варіації температурних показників досить стабілізовані – загалом це найбільш термостатований і найбільш закритий тип рудогенерувальних систем з параметрами вертикального температурного градієнта ($\Delta T/100$ м) не більше ніж 10–12 °С і не менше ніж 4–6 °С/100 м, часовий градієнт $\Delta T/\Delta P = 2,5$ –1,0 на 1 МПа. Процеси рудоутворення розвиваються в субізохоричному режимі, що зумовлює суттєву поширеність з глибиною і масштабність розвитку їхнього зруденіння (сягає глибини 2–3 км). Утім, порівняно з плутоногенно-гідротермальним і, особливо, вулканогенно-гідротермальним ($\Delta T/100$ м становить відповідно 15–30 і 25–30 до 90 °С), це значно менш концентрований тип зруденіння порівняно бідних, головню прожилково-вкраплених і метасоматично заміщених руд, що формують мінералізовані зони й інколи поодинокі жильні тіла, однак мають великі або дуже великі запаси самородного золота [9; 10; 17].

Родовища поширені в областях винятково прадавньої складчастості, де тяжіють до двох геотектонічних структур: граніт (грануліт)-зеленокам'яних областей архейських щитів (частіше до їхніх ядерних частин – кратонів) та до протерозойських зон складчастості облямування архейських ядер.

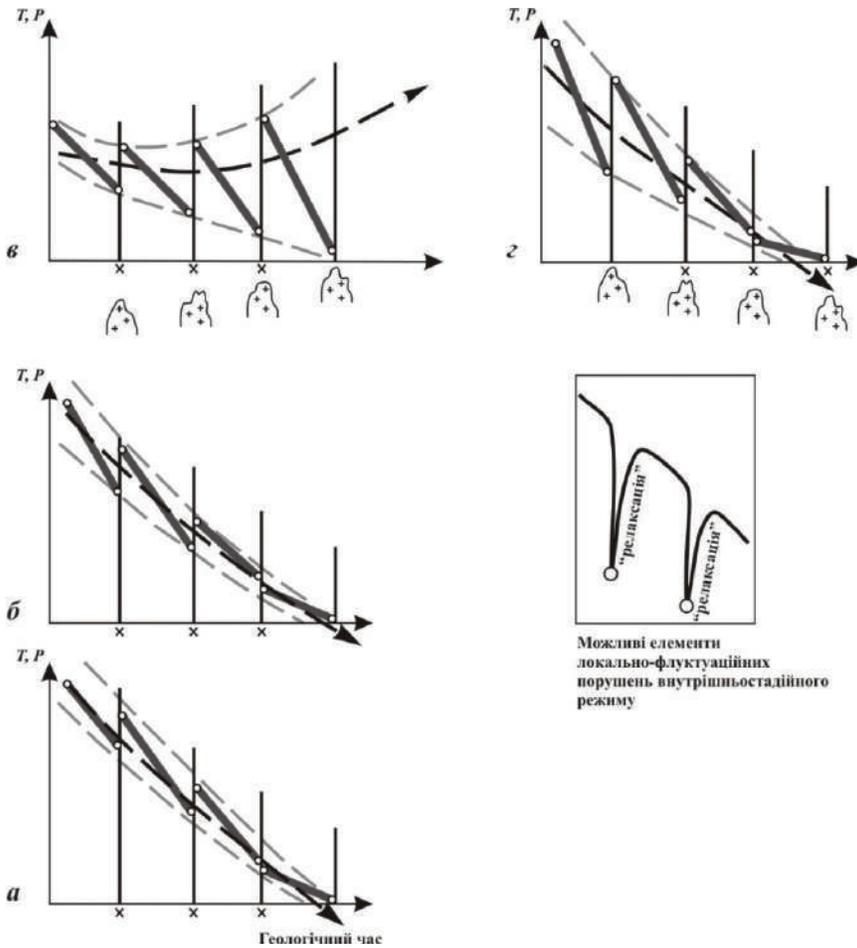


Рис. 1. Особливості термобаричного режиму гідротермальних процесів рудоутворення [7]: глибинного (а), помірно-глибинного (б) та малоглибинного на початку (в) і наприкінці (з) вулканогенно-магматичної діяльності

Рудовмісними є метабазити по туфолововому матеріалу основного складу (метадіабази, дуніт-перидотити), що перетворені в серпентин-тальк-хлоритові кристалічні сланці й місцями прорвані продуктами гранітизації (ультраметаморфізм) у вигляді складних тіл граніт-порфірів (Канадський щит) або кварцових порфірів, альбітофірів (Сурська зеленокам'яна структура (ЗКС) на Українському щиті (УЩ)). У периферійних зонах облямування ядер домінують гнейси, різноманітні амфіболіт-гранат-біотитові кристалічні сланці, філітоподібні графітовані сланці.

Зв'язки зруденіння з умовно магматичними утвореннями переважно структурно-енергетичні (з палінгенно-анатектичними гранітоїдами). Хоча подекуди можливі й парагенетичні зв'язки з кислими дериватами у складі плутоновулканічних комплексів. Типовим є метаріодацит-плагіогранітний комплекс Сурської ЗКС, де простежується навіть зональний розподіл рідкіснометалево-золотого зруденіння (родовище Сергіївське). Нерідко провідну рудолокалізуювальну роль відіграють деякі стратиформні поклади магнітоактивних

порід типу залізистих кварцитів, магнетитоносних амфіболітів або кристалічні сланці, збагачені вуглецем, особливо інтенсивно графітізовані [8].

Мінералого-геохімічні типи золотого зруденіння – золото-пірит-піротиновий, золото-пірит-арсенопіритовий, іноді льолінгітовий, середній уміст золота – від 4–6 до 10–12 г/т.

Генотипними родовищами є Колар (Індія), Порк'юпайн (Канада), Калгурлі, Голден Майл (Австралія), Ашанті (Гана), Джуно (США), Морро-Велью (Бразилія), Балка Золота, Сергіївське (Сурська ЗКС), Балка Широка (Чортомлицька ЗКС), Майське (чарнокіт-гранулітовий структурно-формаційний комплекс у Дністерсько-Бузькому мегаблоці УЩ), Суразьке (Приазовський мегаблок УЩ).

Фізико-хімічна система рудоутворення для плутоногенно-гідротермальних родовищ середніх глибин – типowo пневматолітово-гідротермальна: вуглекислотно-водна з концентрацією 9–11 % NaCl, на ранніх стадіях 45–60 %, здебільшого середньобарна, на початку 200–100 МПа, до 40–30 МПа, температурний діапазон – від 450–400 до 50 °С (міжстадійні інверсії 70–100 °С) (див. рисунок), продуктивний інтервал – 280–200 °С, режим загалом помірно термостатований ($\Delta T/100 \text{ м} = 15\text{--}30 \text{ }^\circ\text{C}$), часовий градієнт $\Delta T/\Delta P = 2,0\text{--}8,0$ на 1 МПа. Роль пневматолізу важлива на початку першої і другої допродуктивних стадій, у продуктивну поширені тільки процеси гетерогенізації (кипіння й дегазації), що сприяє утворенню золоторудних стовпів [9; 10].

Родовища поширені в евгеосинкліналях і в зонах тектоно-магматичної активізації платформ разом з областями консолидованої складчастості. Характерні генетичні зв'язки з гранітоїдними батолітами й парагенетичні з малими інтрузіями гіпабісальних зон. Дуже широкий діапазон рудовмісних товщ, включно із субформацією «скарнів» (винятково карбонатних) і «вуглець-теригенних» (у міогеосинкліналях) з накладеною гідротермальною золоторудною мінералізацією. Форми рудних тіл – жили виповнення, інколи заміщення, навколорудні метасоматити (серицитизація, березитизація, лиственітизація, калішпатизація, хлоритизація).

Мінералого-геохімічні типи зруденіння численні: золото-піритовий (піротиновий), золото-магнетитовий, золото-пірит-арсенопіритовий, золото-бісмутиновий, золото-галеніт-сфалеритовий, золото-халькопірит-піритовий, сфалеритовий з блякими рудами. Формуються вони протягом трьох-шести стадій; зональність руд фаціальна, стадійна, комбінована. Середній уміст золота – від 15–20 до 30 г/т, пересічні руди містять 10n г/т, багаті – 100n г/т, масштабність вертикального розмаху зруденіння – від 0,7–0,8 до 1,5 км, що зумовлено проміжними значеннями термобароградієнтних параметрів. Генотипними родовищами є Бестюбе, Джеламбет (Північний Казахстан), Мурунтау (Західний Узбекистан), Бендіго (Австралія), Грасс-Веллі (США), Східно-Юрїївське, Бобріківське (Україна).

Вулканогенно-гідротермальні родовища малих глибин представлені різномасштабними убогосульфідними (0,5–1,5 %) утвореннями золото-срібло-кварц-карбонатної формації (юна золото-срібна) із численними субформаціями типу адуляр-серицитової, вуглекислотно-сульфідної та ін.

Фізико-хімічна система рудоутворення винятково низькобарна (41–20 МПа), докритична, власне гідротермальна (порівняно дегазована, слабко вуглекислотна з концентрацією солей 1–9 мас. % NaCl), однак дуже характерна наявність паро-газової фази, що зумовлено процесами ретроградного кипіння, тому система не є мінералоутворювальною. Температурний діапазон загалом коливається від 360–350 до 50 °С з міжстадійними інверсіями 100–150 °С (з інверсійно-регресивним та інверсійно-прогресивним типами режиму) (рис. 1). Процеси мінералоутворення багатостадійні (п'ять-шість стадій), продуктивні золото-срібні парагенезиси формуються в інтервалі 260–180 °С, тепловий режим таких систем нетермостатований, з варіаціями вертикального градієнта ΔT від 25–30 до

50 °C/100 м, а у приповерхневих зонах досягає 80–90 °C (за Мігазовою), часовий градієнт $\Delta T/\Delta P$ – 8–12 °C/1 МПа (у середньому близько 10). Саме тому вертикальний розмах золото-срібного зруденіння конкретних родовищ є найменшим (300–400 м), однак найбільш концентрованим (від 100 л г/т до 1 кг Au на 1 т).

Геотектонічні умови поширення – рухомі зони вулканогенних поясів (крайові, острівні дуги, міжматерикові), зони тектоно-магматичної активізації платформ і консолідованих складчастих областей. Широкий діапазон рудовмісних товщ – від туфів, ігнімбритів, лав переважно андезит-дацит-ріолітового складу до вулканогенних, часто озерних фацій туфопісковиків, конгломератів грабеніподібних западин. Структурно-магматичний контроль зруденіння дуже чіткий: кільцеві тектоно-вулканічні структури провального типу (кальдера Кріпл-Крік), депресійно-вулканічні структури клиноподібних грабен-синкліналей (балеїський тип). Морфоструктурні типи зруденіння – штокверковий, жильно-штокверковий, метасоматично вкраплений, навколорудні зміни у вигляді гідрослюдизації, каолінізації, аргілізації, алунітизації, баритизації, адуляризації, окварцювання тощо.

Мінералого-геохімічні типи золото-срібного зруденіння особливо різноманітні: золото-аргентитовий, золото-полібазитовий, золото-піраргіритовий (з галенітом, сфалеритом), золото-арсенопірит-сульфоантимонітовий (з переважанням бляклих руд, срібла), золото-селенідний (з ауростибнітом), золото-телуридний (з переважанням калавериту, сільваніту, петциту, геситу). Досить умовно розрізняють золото-срібний тип руд (Au:Ag = від 1:1 до 1:150) та срібло-золотий (Au:Ag = 1,0–1,2). Що стосується убогої сульфідності руд, то їхні текстурно-структурні особливості надзвичайно специфічні й мають важливе діагностичне значення: по-перше, чітко переважають досить рівномірні дрібно- й середньозернисті структури (тичкуваті, гребінчасті, друзові агрегати дуже рідкісні), по-друге, – особливо поширені масивні дрібнозернисто-кварцові (халцедоноподібні) текстурні: грубосмугасті, коломорфноподібні, каркасно-коробчасті, пластинчасті, що є кварцовими псевдоморфозами по пластинчастих кристалах кальциту й бариту.

Генотипні родовища західної та східної сторін вулканогенних поясів тихоокеансько-го узбережжя: Голдфілд, Карлін, Кріпл-Крік, Телурид-Сільвертон (США), Ельорі, Пачука (Мексика), Каномай (Японія), Зодське (Вірменія), Мужієвське (Україна), Бая-Маре, Нагіар (Румунія). Відомі й інші родовища, запаси яких скромніші, а риси, описані вище, менш яскраві.

І, нарешті, про золотоносні розсипища. Їхня систематика ґрунтується на уявленнях щодо механізму перенесення й нагромадження самородного золота за умов певних кліматичних зон і геоморфології сучасної й палеоповерхні планети. Промислове значення, хоч далеко й не однакове, мають такі типи розсипищ [7].

Елювіальні, частково делювіально-колювіальні розсипища утворилися головню за умов вологого жаркого клімату в процесі латеритного звітрювання вивержених порід, кристалічних сланців та інших утворень з розсіяною, часто досить бідною золото-кварцовою мінералізацією. Суть процесів полягає у гравітаційному нагромадженні вивільненого золота вздовж тріщин у породах зони окиснення або в пухкій масі продуктів їхнього цілковитого руйнування, здебільшого в найнижчій частині кори звітрювання на рівні ґрунтових вод. Самостійного промислового значення подібні утворення не мають, проте супутньо їх обов'язково експлуатують, зокрема, на відомому родовищі Калгурлі (Західна Австралія) на 25-метровій глибині кори звітрювання концентрація золота сягає 30 г/т.

Алювіальні розсипища в промисловому сенсі є найважливішими, можуть формуватися в помірно-континентальних умовах бореального клімату внаслідок фізичного й хімічного руйнування корінних родовищ золота і зон бідної мінералізації або перемивання давніх розсипищ. Під час прогнозно-розшукових робіт важливо брати до уваги можливість таких

типів зв'язків із першоджерелами металу: 1) насамперед – просторовий («головка» розсипища завжди вказує в бік джерела); 2) самородково-морфометричний (велике золото поблизу джерела, дрібне – у шлейфах на відстані 10л км); 3) мінералого-геохімічний – за даними важкої фракції шліхів; 4) термобарогеохімічний – за флюїдними включеннями в прозорих мінералах легкої фракції шліхів. З огляду на вертикальну мінералого-геохімічну й термобарогеохімічну зональність корінного золоторудного родовища, за спільним знаходженням у цих мінералах вуглекисло-водних і водно-сольових багатозафазових включень, а тим більше тільки водно-сольових інклюзивів прогноують великий ерозійний зріз родовищ, натомість у разі поширення в мінералах легкої фракції шліху винятково водних двофазових включень – малий. З наближенням до корінного джерела кількість декрептометричних «вибухів» включень на ту саму наважку легкої фракції шліху неодмінно зростатиме; 5) кількісний, беручи до уваги, що він далеко не завжди має позитивне значення.

Багаті розсипища найчастіше є результатом руйнування не великих родовищ, а полів, зон поширення «бідної», навіть не промислової прожилково-вкрапленої мінералізації. До прикладу, у басейні р. Юкон (Західна Канада) немає великих родовищ, а в притоках дрібніших річок Клондайк, Ельдорадо з кожних 150–200 м добували по 150 кг золота. Подібна ситуація з найбільшим у світі розсипищем Серра-Пелада, яке міститься серед піщовиково-гравійних нагромаджень р. Мадейра (Бразилія).

Доцільно привернути увагу до специфічної будови розсипищ у вертикальному розрізі. Вирізняють «грунти» (родючий шар), «торфи» (дрібнозернисті піщовиково-глинисті відклади), власне золотоносний «пласт» (або «піски») і «плотик» (корінні породи, на яких залягає розсипище). Зазначимо, що плотик нерідко може бути неправдивим, тобто псевдоплотиком, а це можна визначити додатковим заглибленням шурфів.

Прикладне й генетичне значення має аналіз нерівномірного розподілу золота у вертикальному розрізі розсипищ (приплотикові, висячі його концентрації) і по латералі – чітко струминні типи (стрічковий, багатострічковий, шлейфовий, шнурковий).

Морфологічно алювіальні розсипища зазвичай складно розгалужені, однак завжди лінійно спрямовані, що властиве всім трьом підкласам: руслово-долинному (р. Колима), терасово-увальному (колишні долини р. Лена) і дельтовому (узбережжя Аляски, Північно-Східної Бразилії та ін.).

Літоральні розсипища (прибережно-морські й океанічні) досить поширені, однак промислово освоєні порівняно слабо, загалом їх можна трактувати як об'єкти майбутньої експлуатації. Відомо тільки одне родовище Ном (Аляска, США), з якого видобуто понад 100 т золота. Утворилося воно в процесі багаторазового перемивання серії дельтових розсипищ унаслідок поступового, однак спрямованого падіння прибережного рівня океанічних вод. Завдяки цьому сформувалися 12 субпаралельних зон розсипищ «пляжного» типу; найвища з них розташована на 25 м вище за рівень моря на відстані близько 7 м від морського берега. Рудоносна зона витягнута вздовж узбережжя на 25 км, а впоперек – до 10 км. Довжина окремих золотоносних покладів становить 1–2 км, ширина – 100–180 м, потужність – 1,2–1,5 м за середнього вмісту золота від 0,1 до 1,0 г/м³.

Важливою ресурсною особливістю прибережно-морських розсипищ є їхня здатність відновлюватися внаслідок привнесення морем нових порцій продуктивного матеріалу на заміну видобутому під час розробки, а також руйнації чи розубожування. Розробка прибережно-морських розсипищ, на відміну від континентальних, не спричиняє вилучення з землекористування продуктивних угідь (родючих ґрунтів).

Метаморфізовані розсипища представлені тільки однією формацією – давніх золотоносних конгломератів (з ураном), яка відома головню на докембрійських шитах. 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.

Найдосконаліше вивченим представником цього типу є метаморфізовані конгломерати Вітватерсранду в провінції Трансвааль на півдні Африки [18; 21; 23 та ін.]. Їхню золотоносність виявили 1884 р., до наших днів видобуто понад 45 тис. т золота, супутньо – 1 500 т срібла, 1 500 т платиноїдів, понад 100 тис. т уранових руд (U_3O_8).

Геотектонічна позиція визначена розташуванням на межі граніт-зеленосланцевих структур архейського ядра (з поширенням порівняно бідної золото-кварцової мінералізації) та нижньопротерозойських товщ річково-дельтових відкладів (головних концентратів розсипного золота), які перетворені в конгломерати, пісковики й перекриті порфірами (туфолави, PR_1) і палеозойсько-кайнозойськими відкладами. Структурно територія поширення золотоносних площ (350 км на південний схід та 200 км на південний захід) тяжіє до порівняно похилого ($\sim 20^\circ$) крила синкліналі, яке розбите мережею скидів з амплітудою 1–200 м. Загальна потужність цих товщ становить 14 км. Рудними тілами є пачки золотоносних конгломератів (так звані рифи) з прошарками кварцитів, а їхні збагачені частини називають банкетами. Найпродуктивнішим є верхній відділ вітватерсрандського комплексу конгломерато-кварцитів, що містить понад 16 рифів потужністю від 30 до 400 м. Потужність банкетів значно менша (від 1 см до 3 м), однак вони простягаються до 70 км за латераллю і понад 8 км за падінням. Шахтами зруденіння розкрито на 4 300 м, свердловинами – на 4 600 м.

Мінералого-геохімічні особливості руд визначені мономіктовим характером золотоносності конгломератів, у яких галька на 80 % представлена добре обкатаним жильним кварцом (3–6 см), часто навіть із прошарком самородного золота. Цемент – темний, зеленосланцевої фації метаморфізму, містить дрібнозернистий кварц, хлорит, біотит, серицит, епідот, карбонати. Сульфіди (5–10 %) представлені типовими середньотемпературними (270–200 °C) мінералами, серед яких пірит, піротин, халькопірит, галеніт, сфалерит, марказит, арсенопірит, тенантит, арсеніди нікелю й кобальту. Уламкова фракція цементу аналогічна за складом до важкої фракції будь-яких розсипищ – хромшпінеліди, циркон, рутил, монацит, ксенотим, апатит, турмалін, діамант.

Усе це важливо у зв'язку з наявністю (навіть після 130 років експлуатації) двох основних поглядів на природу зруденіння, стосовно якої досі тривають дискусії.

О. Щеглов уважав, що поєднання золотого зруденіння з конгломератами є випадковим явищем, якому не слід надавати універсального значення, а «псевдогальки» піриту і кварцу не утворюються алювіальним шляхом, а мають різний генезис. Цю думку підтримують Р. Бродська і Н. Шумська, які доводять гідротермальний генезис гальки конгломератів. За твердженням С. Долгушина, золоторудні родовища Вітватерсранду мають інтрузивно-ліквацийне походження, а конгломерати є залишками магматичних глобулярних текстур розшарованих інтрузій. Натомість є також думка щодо полігенної, вулканогенно-гідротермальної природи золотого зруденіння з незначною (0,1 %) участю розсипного утворення, тотально переважають (60–70 %) колчеданового й післяседиментаційного гідротермального (30 %) генезису.

Однак гіпотезу про первинно-осадову природу конгломератів і золотого зруденіння поділяє більшість дослідників. За поглядами С. Андробуса [18], осади Вітватерсранду з їхніми металоносними рифами утворилися внаслідок акумуляції за умов закритого інтракратонного басейну, де в гирловій частині великої ріки розвивався флювіальний конус винесення. Максимум золотої мінералізації приурочений до середньої частини конуса, а уранової – до його підшови. Опісля досліджень В. Мінтера [25; 26], Х. Фріммеля [21], які довели наявність обкатаних зерен золота і його вторинне перевідкладання на

незначні відстані, можна вважати доведеною первинно-осадову природу золотої мінералізації, а перевідкладене золото, за В. Мінтером та ін. [25; 26], становить тільки 25 % від загальних запасів.

Отже, є два альтернативні погляди на природу зруденіння. Одні вчені вважають, що золото й ураніт мають винятково гідротермальне походження, про що свідчить поширення сульфідних мінеральних асоціацій разом зі сполуками U^{4+} , які не можуть бути стійкими за гіпергенних умов рудоутворення. Прихильники альтернативної думки стверджують, що більшою мірою може йтися тільки про протерозойські дельтові золотоносні розсипища, які були метаморфізовані за *PT*-умов зеленосланцевої фації. Аргументація така: 1) віялоподібна структура золотоносного басейну загалом; 2) літологія типово алювіально-дельтових відкладів з кварцовими конгломератами, що чітко корелюється з кварцовими жилами архейського віку; 3) лінійно-струменевий розподіл золота, яке контролюване винятково великогальковими відмінами конгломератів; 4) чітка приплотикова концентрація золота в банкеті та його кореляція із зазначеними вище мінералами важкої фракції – хромшпінелідами, рутилом, цирконом, монацитом та ін.; 5) натомість золото не корелює із сульфідами, які, найвірогідніше, справді є гідротермально накладеними, хоча, на думку С. Шера, стійкість сульфідів (S^{2-}) і ураніту (U^{4+}) зумовлена надзвичайно слабким окиснювальним середовищем ранньопротерозойської атмосфери, у якій усе ще переважали не кисневі, а вуглеводневі сполуки.

Отже, Вітватерсранд («геологічний монстр») є унікально цікавим і загадковим явищем природи, до того ж з унікально великими запасами руд не тільки золота (близько 60 % світового ресурсу, за С. Шером), а й інших металів. Середній вміст золота становить 10 г/т (від 8 до 20 г/т), пробність його надзвичайно висока (900–935), однак клас виділень дрібніший (0,001–0,100 мм). Срібла в рудах у 20 разів менше, ніж золота. Воно міститься у вигляді інтерметалевих сполук – пруститі, частково самородне; серед платиноїдів переважають осмій (40 %) та іридій (35 %), містяться разом з Re, Pt, Po у кількості від 3 до 30 мг/т; уран – у вигляді ураніту, бранериту, тухоліту або ураноториту, середній вміст U_3O_8 сягає 0,03 %. Навіть після понад 130-річної експлуатації запаси золотих руд перевищують 40 тис. т, уранових руд – близько 450 тис. т. Через те вкрай актуальним для геологів є знаходження хоча би ще одного родовища золота типу Вітватерсранду, до того ж відомий час його формування – ранній протерозой.

Висновки. У праці розглянуто фізико-хімічні властивості золота, закономірності його розподілу в природі та форми міграції металу в земній корі. Описано мінералого-геохімічні та промислово-кондиційні особливості золота. Наведено генетичні особливості гідротермальної групи золоторудних родовищ на підставі термобарогеохімічних даних і градієнтний аналіз палеотеплового режиму процесу рудоутворення різних класів родовищ як основи прогнозної оцінки масштабності золотого зруденіння різноглибинних формацій. Вирізнено мінералого-геохімічні типи відповідних класів родовищ. Схарактеризовано погляди на систематику уявлень про механізми перенесення й нагромадження золота в розсипищах за умов певних кліматичних зон і геоморфології сучасної й палеоповерхні планети, у тім числі найбільших у світі метаморфізованих розсипищ докембрію з аналізом двох головних поглядів щодо природи зруденіння.

СПИСОК ВИКОРИСТАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ

1. Бобров О. Б. Корисні копалини України. Ч. 1. Золоторудні родовища Українського щита. Львів : ВЦ ЛДУ, 1997. 58 с.
2. Бобров О. Б., Гурський Д. С., Сіворонов А. О. та ін. Геолого-генетична типізація золоторудних родовищ України. Київ : УкрДГРІ, 2004. 368 с.

3. Золото в надрах України. *Вісник Львівського університету Серія геологічна*. 1992. Вип. 11. 160 с.
4. Кульчицька Г., Черниш Д., Сетая Л. Українська номенклатура мінералів. Київ : ВД «Академперіодика», 2022. 547 с. <https://doi.org/10.15407/akademperiodyka.463.547>.
5. Ляхов Ю., Павлунь М. Термобарогеохімічне обґрунтування рудно-формаційної належності ендегенних золоторудних родовищ України: теоретичні та методологічні аспекти. *Мінералогічний збірник*. 2002. № 52. Вип. 1. С. 68–73.
6. Ляхов Ю., Павлунь М., Ціхонь С. Термостатованість палеогідросистем як основа генетичної типізації золоторудних родовищ України (за даними дослідження флюїдних включень). *Мінералогічний збірник*. 2000. № 50. Вип. 2. С. 38–43.
7. Ляхов Ю. В., Павлунь М. М., Шваєвський О. В. Методичні рекомендації до вивчення курсу «Геолого-генетичні типи золоторудних полів». Львів : Видав. центр ЛНУ імені Івана Франка, 2011. 37 с.
8. Ляхов Ю. В., Павлунь М. М., Ціхонь С. І. Геологія корисних копалин. Ч. 1. Рудогенез. Львів : ЛНУ імені Івана Франка, 2012. 285 с.
9. Ляхов Ю. В., Павлунь М. М., Пахнющий Ю. В., Луньов Г. О. Критерії прогновної оцінки золотоносних територій (теоретичні та методологічні засади). Ч. 1. *Вісник Львівського університету. Серія геологічна*. 2003. Вип. 17. С. 33–42.
10. Ляхов Ю. В., Павлунь М. М., Пахнющий Ю. В., Луньов Г. О. Критерії прогновної оцінки золотоносних територій (теоретичні та методологічні засади). Ч. 2. *Вісник Львівського університету. Серія геологічна*. 2004. Вип. 18. С. 3–16.
11. Павлунь М. Термобарогеохімічні аспекти геолого-генетичної і рудно-формаційної типізації золотого зруденіння Бельтау-Курамінського вулканоплутонічного поясу у Східному Узбекистані. *Мінералогічний збірник*. 2002. № 52. Вип. 2. С. 78–86.
12. Павлунь М. Генетичні особливості золоторудних родовищ. *Мінералогія України: сучасний стан і перспективи* : матеріали ХХІІ наук. читань імені акад. Євгена Лазаренка. Львів : Видавничий центр ЛНУ імені Івана Франка, 2022. С. 63–77.
13. Павлунь М. Про необхідність доповнення схеми генетичної класифікації родовищ корисних копалин класом метаморфогенно-гідротермальних родовищ гідротермальної групи. *Вісник Львівського університету. Серія геологічна*. 2023. Вип. 37. С. 3–11. <https://doi.org/10.30970/vgl.37.01>.
14. Павлунь М. Метаморфогенно-гідротермальне зруденіння Українського щита: геолого-структурне положення, фізико-хімічні умови формування і термобарогеохімічна зональність. *Зб. статей за матеріалами XXXV наук. сесії НТШ. Комісія фізики Землі. Геологічна комісія*. Львів, 2024. С. 73–78.
15. Павлунь М., Гайовський О., Сливко Л., Петрівський П. Фізико-хімічні й мінералого-геохімічні особливості та промислові кондиції золота. *Стан, проблеми і перспективи розвитку мінералогічної науки та освіти в Україні* : матеріали ХХІІІ наук. читань імені акад. Євгена Лазаренка. Львів : ЛНУ імені Івана Франка, 2024. С. 126–129. URL: <https://geology.lnu.edu.ua/wp-content/uploads/2024/09/Materialy-CHytan.pdf>.
16. Павлунь М. М. Геолого-економічні аспекти формування та функціонування мінерально-сировинної бази золота. *Зб. наук. праць УкрДГРІ*. Київ, 2001. С. 60–65.
17. Павлунь М. М. Про метаморфогенно-гідротермальну природу родовищ золоторудних формацій Українського щита. *Мінералогічний журнал*. 2015. Т. 37. № 3. С. 98–111. URL: <http://jnas.nbuv.gov.ua/article/UJRN-0000536069>.
18. Antrobus E.S.A. Application of sedimentology to the Witwatersrand Sequence. *The Mineral Resources of the Republic of South Africa*. 1976. Vol. 7. P. 69–73.
19. Buddington A. F. High-temperature mineral associations at shallow to moderate depth. *Econ. Geol.* 1935. Vol. 30. P. 205–222.

20. Desmarais M., Pirade F., Jingsi Z., Rene E.R. Biohydrometallurgical processes for the recovery of precious and base metals from waste electrical and electronic equipment: Current trends and perspectives. *Bioresource Technology Reports*. 2020. Vol. 11 (2–3). Article 100526. <https://doi.org/10.1016/j.biteb.2020.100526>.
21. Frimmel H.E., Le Roex A.P., Knight J., Minter W.E.L. A case study of the postdepositional alteration of the Witwatersrand Basal Reef Gold Placer. *Econ. Geol.* 1993. Vol. 88. No 2. P. 249–265. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.88.2.249>.
22. Graton L.C. The depth zones of ore deposition. *Econ. Geol.* 1933. Vol. 28. P. 513–555.
23. Hiemstra S.A. Mineralogy of the Reefs. *The Mineral Resources of the Republic of South Africa*. 1976. Vol. 7. P. 65–69.
24. Lindgren W. Mineral Deposits (4th ed.). New York–London : McGraw-Hill Book Company, 1933. 930 p.
25. Minter W.E.L. Irrefutable detrital origin of Witwatersrand gold and evidence of eolian signatures. *Econ. Geol.* 1999. Vol. 94. No 5. P. 665–670. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.94.5.665>.
26. Minter W.E.L., Goedhart M., Knight J., Frimmel H.E. Morphology of Witwatersrand gold grains from the Basal Reef: Evidence for their detrital origin. *Econ. Geol.* 1993. Vol. 88. P. 237–248. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.88.2.237>.
27. Niggli P. Ore Deposits of Magmatic Origin. London : Thomas Murby and Co., 1929. 93 p.
28. Schneiderhöhn H. Lehrbuch der Erzlagerstättenkunde. Jena : Verlag Von Gustav Fischer, 1941. 858 S.
29. Не в грошах щастя: історії про найбільші у світі золоті самородки. *Укр. журнал «Фокус»*. URL: <https://focus.ua/uk/technologies/549179-ne-v-groshah-shchastya-istoriji-pro-naybilshi-u-sviti-zoloti-samorodki>.
30. 5 найбільших золотих самородків у світі (які все ще існують) – великі золоті самородки. *Ваш інформаційний портал Largest HQ*. URL: <https://largesthq.com/najbilshi-zoloti-samorodki>.
31. Auroantimonate: Mineral information, data and localities. *Mineralogical online database Mindat.org*. URL: <https://www.mindat.org/min-6810.html>.

REFERENCES

1. Bobrov, O.B. (1997). *Korysni kopalyny Ukrainy. Ch. 1. Zolotorudni rodovyshcha Ukrain-skoho shchyta [Minerals of Ukraine. Part 1. Gold ore deposits of the Ukrainian Shield]*. Lviv: Publishing Centre of Ivan Franko State University of Lviv.
2. Bobrov, O.B., Hurskyi, D.S., & Sivoronov A.O., et al. (2004). *Heoloho-henetychna typizatsiia zolotorudnykh rodovyshch Ukrainy [Geological and genetic typing of gold ore deposits of Ukraine]*. Kyiv: UkrSGRI.
3. Zoloto v nadrakh Ukrainy (1992). [*Gold in the bowels of Ukraine*]. *Visnyk of the Lviv University. Series Geology*. Is. 11.
4. Kulchytska, H., Chernysh, D., & Sietaiia, L. (2022). *Ukrainska nomenklatura mineraliv [Ukrainian nomenclature of minerals]*. Kyiv: PH “Akademperiodyka”. <https://doi.org/10.15407/akademperiodyka.463.547>.
5. Lyakhov, Yu., & Pavlun, M. (2002). *Termobaroeokhimichne obgruntuvannya rudno-formatsiinoi nalezhnosti endohennykh zolotorudnykh rodovyshch Ukrainy: teoretychni ta metodolohichni aspekty [Thermobarogeochemical grounds of the Ukraine gold-bearing endogenous deposits ore-formational belonging: theoretical and methodological aspects]*. *Mineralogical Collection*, 52 (1), 68–73.
6. Lyakhov, Yu., Pavloun', M., & Tsikhon', S. (2000). *Termostatovanist paleohidrosystem yak osnova henetychnoi typizatsii zolotorudnykh rodovyshch Ukrainy (za danymy doslidzhennia*

- fluidnykh vkllychen [Thermostatic control of paleohydrosystems as the basis for genetic typization of the Ukrainian gold deposits (according to fluid inclusions investigations)]. *Mineralogical Collection*, 50 (2), 38–43.
7. Liakhov, Yu.V., Pavlun, M.M., & Shvaievskiy, O.V. (2011). Metodychni rekomendatsii do vyvchennia kursu “Heoloho-henetychni typy zolotorudnykh poliv” [Methodological recommendations for studying the course “Geological and genetic types of gold ore fields”]. Lviv: Publishing Centre of Ivan Franko National University of Lviv.
 8. Liakhov, Yu.V., Pavlun, M.M., & Tsikhon, S.I. (2012). *Heolohiia korysnykh kopalyn. Ch. 1. Rudohenez [Geology of minerals. Part 1. Genesis of ores]*. Lviv: Ivan Franko National University of Lviv.
 9. Liakhov, Y.V., Pavlun, M.M., Pakhniushchyi, Y.O., & Lunov, G.O. Kryterii prohnoznoi otsinky zolotonosnykh terytorii (teoretychni ta metodolohichni zasady). Ch. 1 [Criteria of the gold-bearing territories forecast valuation (theoretical and methodological principles). Part 1]. *Visnyk of the Lviv University. Ser. Geol.*, 17, 33–42.
 10. Liakhov, Y.V., Pavlun, M.M., Pakhniushchyi, Y.O., & Lunov, G.O. (2004). Kryterii prohnoznoi otsinky zolotonosnykh terytorii (teoretychni ta metodolohichni zasady). Ch. 2 [Criteria of the gold-bearing territories forecast valuation (theoretical and methodological principles). Part 2]. *Visnyk of the Lviv University. Ser. Geol.*, 18, 3–16.
 11. Pavlun, M. (2002). Termobaroeokhimichni aspekty heoloho-henetychnoi i rudno-formatytsiinoi typizatsii zolotoho zrudennia Beltau-Kuraminskoho vulkanoplutonichnoho poiasu u Skhidnomu Uzbekystani [Thermostatic geochemical aspects of the geology-genetic and ore-formational typization of the Beltau-Kuraminskyi volcanic-plutonic belt gold mineralization in the Eastern Uzbekistan]. *Mineralogical Collection*, 52 (2), 78–86.
 12. Pavlun, M. (2022). Henetychni osoblyvosti zolotorudnykh rodovyshch [Genetic features of gold deposits]. In *Mineralogy of Ukraine: current state and prospect: Materials of the Academician Yevhen Lazarenko 12th Scientific Readings*. Lviv: Publishing Centre of the Ivan Franko National University of Lviv (pp. 63–77).
 13. Pavlun, M. (2023). Pro neobkhydnist dopovnennia skhemy henetychnoi klasyfikatsii rodovyshch korysnykh kopalyn klasom metamorfohenno-hidrotermalnykh rodovyshch hidrotermalnoi hrupy [On the necessity of supplementing the scheme of genetic classification of mineral deposits with the class of metamorphogenic-hydrothermal deposits of the hydrothermal group]. *Visnyk of the Lviv University. Ser. Geol.*, 37, 3–11. <https://doi.org/10.30970/vgl.37.01>.
 14. Pavlun, M. (2024). Metamorfohenno-hidrotermalne zrudennia Ukrainskoho shchytia: heoloho-strukturne polozhennia, fizyko-khimichni umovy formuvannia i termobaroeokhimichna zonalnist [Metamorphogenic-hydrothermal mineralization of the Ukrainian Shield: geological and structural setting, physicochemical conditions of formation and thermobaroeokhimichna zonalnist]. In *Collection of articles based on the materials of the XXXV scientific session of the Shevchenko Scientific Society. Commission on Earth Physics. Geological Commission*. Lviv (pp. 73–78).
 15. Pavlun, M., Haiovskyi, O., Slyvko, L., & Petrivskiy, P. (2024). Fizyko-khimichni i mineraloho-heokhimichni osoblyvosti ta promyslovi kondytsii zolota [Physicochemical and mineralogical-geochemical features and industrial conditions of gold]. In *Status, problems and prospects for the development of mineralogical science and education in Ukraine: materials of the Academician Yevhen Lazarenko 13th Scientific Readings*. Lviv: Ivan Franko National University of Lviv (pp. 126–129). Retrieved from: <https://geology.lnu.edu.ua/wp-content/uploads/2024/09/Materialy-CHytan.pdf>.
 16. Pavlun, M.M. (2001). Heoloho-ekonomichni aspekty formuvannia ta funktsionuvannia mineralno-syrovynnoi bazy zolota [Geological and economic aspects of the formation and functioning of the gold mineral resource base]. In *Collection of scientific works of the Ukrainian State Geological Exploration Institute*. Kyiv (pp. 60–65).

17. Pavlun, M.M. (2015). Pro metamorfohenno-hidrotermalnu pryrodu rodovysheh zolotorudnykh formatsii Ukrainskoho shchyta [About the metamorphic-hydrothermal nature of gold ore deposit formations of the Ukrainian Shield]. *Mineralogical Journal*, 37 (3), 98–111. Retrieved from: <http://jnas.nbu.gov.ua/article/UJRN-0000536069>.
18. Antrobus, E.S.A. (1976). Application of sedimentology to the Witwatersrand Sequence. *The Mineral Resources of the Republic of South Africa*, 7, 69–73.
19. Buddington, A.F. (1935). High-temperature mineral associations at shallow to moderate depth. *Econ. Geol.*, 30, 205–222.
20. Desmarais, M., Pirade, F., Jingsi, Z., & Rene, E.R. (2020). Biohydrometallurgical processes for the recovery of precious and base metals from waste electrical and electronic equipment: Current trends and perspectives. *Bioresource Technology Reports*, 11 (2–3), 100526. <https://doi.org/10.1016/j.biteb.2020.100526>.
21. Frimmel, H.E., Le Roex, A.P., Knight, J., & Minter, W.E.L. (1993). A case study of the post-depositional alteration of the Witwatersrand Basal Reef Gold Placer. *Econ. Geol.*, 88 (2), 249–265. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.88.2.249>.
22. Graton, L.C. (1933). The depth zones of ore deposition. *Econ. Geol.*, 28, 513–555.
23. Hiemstra, S.A. (1976). Mineralogy of the Reefs. *The Mineral Resources of the Republic of South Africa*, 7, 65–69.
24. Lindgren, W. (1933). *Mineral deposits* (4th ed.). New York–London: McGraw-Hill Book Company.
25. Minter, W.E.L. (1999). Irrefutable detrital origin of Witwatersrand gold and evidence of eolian signatures. *Econ. Geol.*, 94 (5), 665–670. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.94.5.665>.
26. Minter, W.E.L., Goedhart, M., Knight, J., & Frimmel, H.E. (1993). Morphology of Witwatersrand gold grains from the Basal Reef: Evidence for their detrital origin. *Econ. Geol.*, 88, 237–248. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.88.2.237>.
27. Niggli, P. (1929). *Ore deposits of magmatic origin*. London: Thomas Murby and Co.
28. Schneiderhöhn, H. (1941). *Lehrbuch der Erzlagerstättenkunde [Textbook of mineralogy]*. Jena: Verlag Von Gustav Fischer.
29. Ne v hroshakh shchastia: istorii pro naibilshi u sviti zoloti samorodky. *Ukrainskyi zhurnal "Fokus"* [Happiness is not in money: stories about the world's largest gold nuggets. *Ukrainian magazine "Focus"*]. Retrieved from: <https://focus.ua/uk/technologies/549179-ne-v-groshah-shchastya-istoriji-pro-naybilshi-u-sviti-zoloti-samorodki>.
30. 5 naibilshykh zolotykh samorodkiv u sviti (yaki vse shche isnuut) – velyki zoloti samorodky. *Vash informatsiyniy portal Largest HQ* [The 5 largest gold nuggets in the world (that still exist) – large gold nuggets. *Your information portal Largest HQ*]. Retrieved from: <https://largesthq.com/najbilshi-zoloti-samorodki>.
31. Auroantimonate: Mineral information, data and localities. *Mineralogical online database Mindat.org*. Retrieved from: <https://www.mindat.org/min-6810.html>.

Стаття: надійшла до редакції 11.03.2025

Прийнята до друку 04.06.2025

GEOLOGICAL-GENETIC TYPES, MINERAL-GEOCHEMICAL FEATURES AND PHYSICAL-CHEMICAL CONDITIONS OF FORMATION OF HYDROTHERMAL AND PLACER GOLD DEPOSITS

Mykola Pavlun, Oleh Haiovskyi, Larysa Slyvko

oleh.hayovskyi@lnu.edu.ua

Ivan Franko National University of Lviv

4, Hrushevskoho St., Lviv, Ukraine, 79005

The most important issues in the geology, mineralogy, and geochemistry of gold that specialists typically encounter during prospecting, exploration, and reserve estimation in various native and placer deposits are analyzed. General information on the chemistry of gold, the latest data on its geochemistry and forms of transport under hydrothermal conditions are presented. The specifics of the main geochemical associations of gold and its mineral paragenesis in ores are characterized. The mineralogy of gold (intermetallic compounds, tellurides and selenides of gold, etc.) and the geological and geochemical types of gold and gold-bearing mineralization are described. The geological, structural and thermobarogeochemical conditions of the different depth zones gold deposits localization are compared.

The metamorphic-hydrothermal class of gold deposits includes deposits of great depths that were formed in the highest pressure ($> 300\text{--}200$ MPa) and most thermostated physicochemical conditions ($\Delta T/100$ m – from 5–6 to 10 °C), the time gradient $\Delta T/\Delta P$ is 2.5–1.0 °C per 1 MPa.

Magmatogenic-hydrothermal deposits were formed at medium depths in predominantly medium-baric conditions ($\Delta T/100$ m – from 200–100 to 40–30 MPa at the end of formation) and a moderately thermostated regime ($\Delta T = 15\text{--}20$ °C) with a gradient $\Delta T/\Delta P = 2.0\text{--}8.8$ °C per 1 MPa.

The physicochemical system of formation of volcanogenic-hydrothermal shallow deposits was low-depth (4.1–20.0 MPa) non-thermostated ($\Delta T/100$ m – from 25–30 to 50 °C) with a time gradient $\Delta T/\Delta P$ of 8–12 °C per 1 MPa, due to which the vertical range of gold-silver mineralization is the smallest.

Exogenous types of gold mineralization are also important, first of all, the factors of their formation – primary sources, climatic and geomorphological conditions. Metamorphosed alluvial deposits deserve special attention, among which the «geological monster» – Witwatersrand stands out. The geological structure, material composition of conglomerates with gold and uraninite are described, and debatable views on the genesis of the deposit are given.

Key words: gold, deposit, genesis, geological-genetic type of mineralization, mineralogy, geochemistry, thermobarogeochemistry, hydrothermal processes, placer deposit.

УДК 548.1:549.5:553.2(477)

РЕГІОНАЛЬНІ ОСОБЛИВОСТІ КРИСТАЛОМОРФОЛОГІЇ КАЛЬЦИТУ ДЕЯКИХ РОДОВИЩ УКРАЇНИ

¹ **Олександр Вовк**, канд. геол. наук, доцент кафедри фізичної географії
geologygeochemistry@gmail.com
<https://orcid.org/0000-0002-1509-0905>

² **Ігор Наумко**, д-р геол. наук, чл.-кор. НАН України, професор,
завідувач відділу геохімії глибинних флюїдів
naumko@ukr.net
<https://orcid.org/0000-0003-3735-047X>

² **Галина Занкович**, канд. геол. наук,
наук. співробітник відділу геохімії глибинних флюїдів
zankovuch@gmail.com
<https://orcid.org/0009-0003-6634-8042>

¹ *Волинський національний університет імені Лесі Українки,*
вул. Банкова, 9, Луцьк, Україна, 43025

² *Інститут геології і геохімії горючих копалин НАН України,*
вул. Наукова, 3а, Львів, Україна, 79060

Кальцит поряд із кварцом є одним із найпоширеніших мінералів у природі. Він бере участь у більшості геологічних процесів. Однією з визначальних типоморфних ознак кальциту є його кристаломорфологічні особливості. Кристалогенезис мінералу численних родовищ України свого часу детально досліджували головно Богдан Заціха та Павло Вовк. У пропонованій статті ми проаналізували кристаломорфологічні особливості кальциту з низки родовищ України власне на підставі опублікованих, архівних і власних даних.

Загалом на кристалах мінералу виявлено численні прості форми, як-от призма $\{10\bar{1}0\}$, пінакоїд $\{0001\}$, ромбодри $\{10\bar{1}1\}$, $\{01\bar{1}2\}$, $\{02\bar{2}1\}$, $\{20\bar{2}1\}$, $\{04\bar{4}1\}$, $\{40\bar{4}1\}$, $\{05\bar{5}2\}$, $\{10.0.\bar{1}0.1\}$, $\{04\bar{4}5\}$, $\{08\bar{8}1\}$, $\{13.0.13.1\}$, $\{05\bar{5}4\}$, скаленоедри $\{31\bar{4}5\}$, $\{21\bar{3}1\}$, $\{62\bar{8}5\}$, $\{6.4.\bar{1}0.3\}$, $\{10.4.14.3\}$, гексагональні дипіраміди $\{11\bar{2}3\}$, $\{44\bar{8}3\}$, $\{8.8.16.3\}$, $\{7.7.14.3\}$, $\{22\bar{4}1\}$. З'ясовано, що форма багатогранників кальциту суттєво змінюється залежно від регіону, генезису та фізико-хімічних умов кристалізації. Виділено чотири габітусні типи кальциту із зони зчленування Донбасу з Приазов'ям, п'ять – зі ртутних родовищ Закарпаття, по три – з Кримського півострова та сірчаних родовищ Передкарпаття.

За наявністю визначених простих форм кальциту можна ідентифікувати регіон його походження, а також зробити висновки про умови формування мінералу, що має як генетичне, так і прикладне значення для розвідки родовищ.

У роботі продемонстровано важливість поєднання класичних методів дослідження мінералів (гоніометрія, морфологічний і статистичний аналіз) з сучасними фізико-хімічними на кшталт

термобарогеохімії, що дає змогу повніше схарактеризувати мінеральну речовину. Окреслено напрямки й перспективи подальших досліджень.

Ключові слова: кальцит, кристаломорфологія, гоніометрія, кристалогенезис, включення мінералоутворювального середовища, Україна.

DOI <https://doi.org/10.30970/min.75.02>

Постановка проблеми. Відомо, що мінерали з різних родовищ і навіть з різних генерацій чи зон одного родовища мають різні властивості. Тому доцільно вивчати їхні типоморфні ознаки, адже за ними можна визначити, наприклад, чи мінерал у розсіпному родовищі був принесений з уже відомих родовищ, чи потрібно шукати нові корінні джерела.

Кальцит поряд із кварцом є одним із найпоширеніших мінералів у природі й бере участь у більшості геологічних процесів. З огляду на зазвичай більше поширення кальциту, ніж того мінералу, який є корисною копалиною, дослідження кальциту набувають не тільки генетичного, а й прикладного значення. Однією з визначальних типоморфних ознак кальциту є його кристаломорфологічні особливості. Саме з таких позицій ми й підійшли до вирішення питань деталізації наявних літературних даних та їхнього доповнення новими матеріалами з кристаломорфології мінералу з різних регіонів України, що визначає актуальність нашого дослідження.

Аналіз досліджень. Кристалогенезис кальциту численних родовищ України досліджували головню Богдан Заціха і Павло Вовк. У підсумку ці вчені отримали важливі результати з кристаломорфології кальциту із зони зчленування Донбасу з Приазов'ям [3], ртутних родовищ Закарпаття та перспективно нафтогазоносних відкладів Передкарпатського прогину. Ці дані з необхідною детальністю наведено в праці [4], де узагальнено первинний матеріал Б. Заціхи та П. Вовка для Українських Карпат. Однак передчасний відхід у Вічність обидвох науковців завадив продовженню досліджень, і низка питань, насамперед у царині кристаломорфології, залишилася не вирішеною, позаяк, незважаючи на значну кількість публікацій, Богдан Володимирович і Павло Кирилович не встигли опублікувати всі свої матеріали. Тому постало завдання розвинути дослідження зі створення бази даних стосовно типоморфних особливостей (зокрема, кристаломорфології) кальциту з різних родовищ України, порівняння впливу внутрішніх і зовнішніх чинників на форму кристалів та оцінювання генетичної інформативності реальних багатогранників кальциту. У такому аспекті ми деталізували узагальнені в праці [4] результати з кристаломорфології кальциту, доповнили їх результатами нових спостережень та отримали оригінальні, абсолютно нові дані щодо кальциту перспективно нафтогазоносних відкладів Сілезького покриву Складчастих Карпат і сірчаних родовищ Передкарпаття. Використали також неопубліковані дані П. Вовка, які люб'язно надала родина Павла Кириловича.

Мета роботи – систематизувати літературні дані з кристаломорфології кальциту низки родовищ України, доповнити їх власними спостереженнями і продемонструвати генетичний потенціал кристаломорфології цього мінералу.

Для досягнення мети вирішували такі завдання: 1) опрацювати опубліковані, архівні та власні матеріали з кристаломорфології кальциту деяких родовищ України; 2) виділити регіональні особливості кристалів кальциту; 3) оцінити генетичну інформативність реальних багатогранників кальциту і генетичний потенціал його кристаломорфологічних особливостей.

Під час досліджень ми використовували такі методи, як гоніометричний, аналіз кристалічної структури, статистичний аналіз [1], термобарогеохімічний [5, 7].

Вклад основного матеріалу. Кальцит – надзвичайно поширений мінерал з розмаїтою кристаломорфологією. До головних простих форм належать $\{10\bar{1}0\}$, $\{01\bar{1}2\}$, $\{21\bar{3}1\}$, $\{0001\}$, $\{10\bar{1}1\}$, $\{02\bar{2}1\}$, $\{40\bar{4}1\}$, $\{16.0.16.1\}$, $\{11\bar{2}0\}$. Основні типи габітусу – призматичний, ромбоедричний, скаленоедричний [6].

Розглянемо особливості кристаломорфології кальциту за окремими регіонами.

Згідно з [3], на багатогранниках кальциту *зони зчленування Донбасу з Приазов'ям* наявні чотири типи габітусу: ромбоедричний (найраніший), скаленоедричний $\{31\bar{4}5\}$, скаленоедричний $\{21\bar{3}1\}$ (найпоширеніший) і рідкісний у вигляді комбінації двох ромбоедрів $\{04\bar{4}1\}$ і $\{01\bar{1}2\}$ (рис. 1).

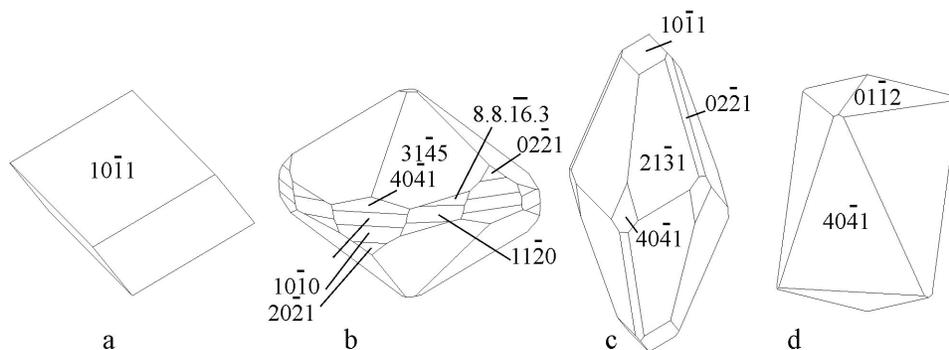


Рис. 1. Типи кристалів кальциту із зони зчленування Донбасу з Приазов'ям, за [3]

Ми виявили на багатогранниках кальциту з описуваного регіону такі прості форми, як призма $\{10\bar{1}0\}$, ромбоедри $\{10\bar{1}1\}$, $\{01\bar{1}2\}$, $\{02\bar{2}1\}$, $\{04\bar{4}1\}$, $\{05\bar{5}2\}$, скаленоедри $\{31\bar{4}5\}$, $\{21\bar{3}1\}$, гексагональна дипіраміда $\{11\bar{2}3\}$ (рис. 2, *a–d*). Габітус кристалів ромбоедричний, представлений одним ромбоедром (див. рис. 2, *a–d*) або комбінацією двох ромбоедрів (див. рис. 2, *e–g*); призматичний, представлений комбінацією призми $\{10\bar{1}0\}$ і ромбоедра $\{10\bar{1}1\}$, що робить його подібним до кварцу (див. рис. 2, *h*), та комбінацією призми зі скаленоедрами (див. рис. 2, *i, j*); скаленоедричний (див. рис. 2, *k*).

Часто наявна комбінація призми $\{10\bar{1}0\}$ і ромбоедра $\{01\bar{1}2\}$. Їхнє співвідношення різне, габітус кристалів від призматичного до ромбоедричного (рис. 3).

Порівняно з даними [3] ми ідентифікували кристали першого й четвертого типів. До четвертого типу доцільно зачислити всі багатогранники, представлені комбінацією двох ромбоедрів (див. рис. 2, *e–g*). Скаленоедричні кристали (див. рис. 2, *k*), вірогідно, належать до третього типу за [3]. Кристали другого типу за [3] можуть переходити у призматичні (див. рис. 2, *i*).

Отже, на підставі літературних даних і результатів власних досліджень можна виділити такі типи багатогранників кальциту:

- 1) ромбоедричний, представлений одним ромбоедром (див. рис. 2, *a–d*);
- 2) ромбоедричний, представлений комбінацією двох ромбоедрів (див. рис. 2, *e–g*);
- 3) призматичний на базі призми $\{10\bar{1}0\}$, з якою скомбіновані ромбоедри або скаленоедри (див. рис. 2, *h–j* та 3, *a*);
- 4) призматично-ромбоедричний з однаковим розвитком призми $\{10\bar{1}0\}$ і ромбоедра $\{01\bar{1}2\}$ (див. рис. 3, *c*);
- 5) скаленоедричний на базі $\{31\bar{4}5\}$;

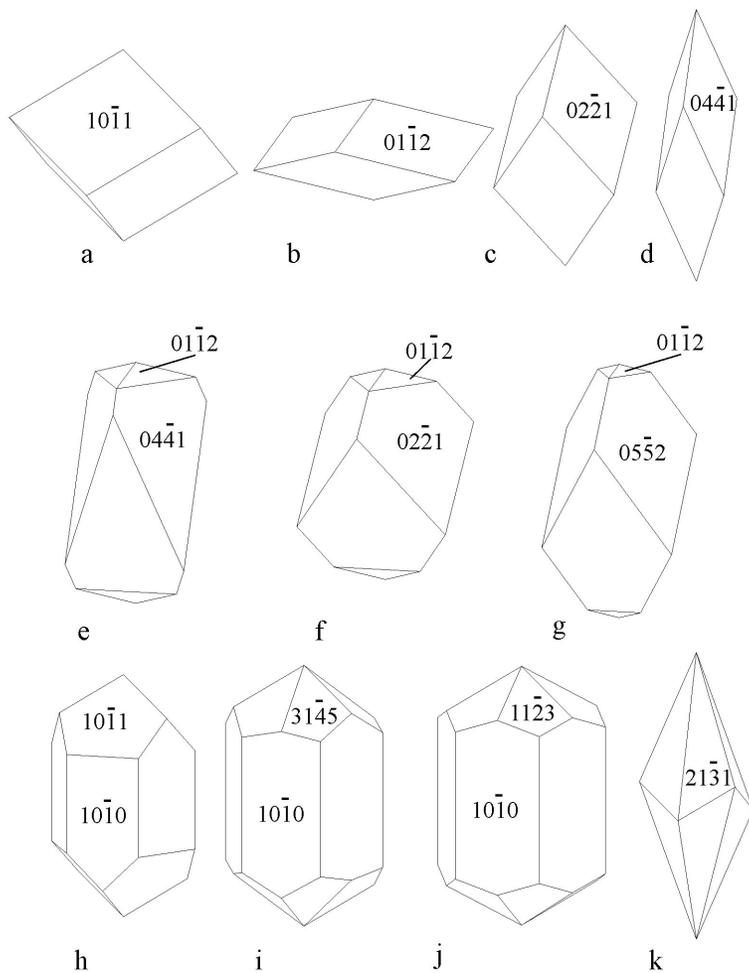


Рис. 2. Кристаломорфологія дослідженого нами кальциту із зони зчленування Донбасу з Призов'ям

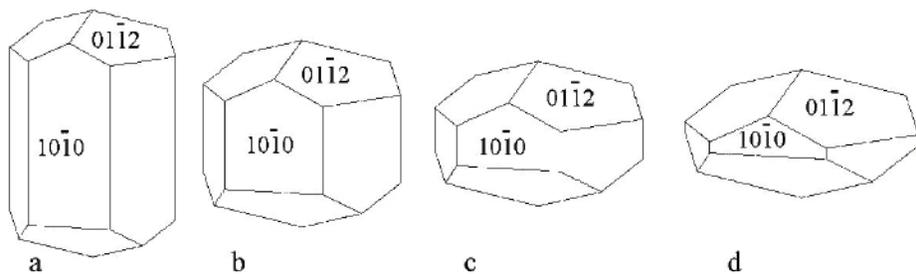


Рис. 3. Співвідношення простих форм $\{10\bar{1}0\}$ і $\{01\bar{1}2\}$ на багатогранниках кальциту із зони зчленування Донбасу з Призов'ям

6) скаленоедричний на базі $\{21\bar{3}1\}$ (див. рис. 2, *k*).

Оскільки четвертий тип є перехідним між першим і третім, а п'ятий і шостий можна трактувати як підтипи скаленоедричного типу, то доцільно залишити такі чотири типи:

1) ромбоедричний, представлений одним ромбоедром; поділяється на плоско-ромбоедричний $\{01\bar{1}2\}$ (див. рис. 2, *b*), гостроромбоедричний $\{02\bar{2}1\}$ (див. рис. 2, *c, d*) і власне ромбоедричний $\{10\bar{1}1\}$ (див. рис. 1, *a* та 2, *a*);

2) ромбоедричний, представлений двома ромбоедрами (див. рис. 2, *e-g*);

3) призматичний на базі призми $\{10\bar{1}0\}$ (див. рис. 2, *h-j* та 3, *a, b*), з якою скомбіновані ромбоедри або скаленоедри, до призматично-ромбоедричного (див. рис. 3, *c, d*);

4) скаленоедричний на базі $\{31\bar{4}5\}$ (див. рис. 1, *b*) і на базі $\{21\bar{3}1\}$ (див. рис. 1, *c* та 2, *k*).

Надзвичайно розмаїта кристаломорфологія кальциту зі ртутних родовищ **Закарпаття** (рис. 4–8).

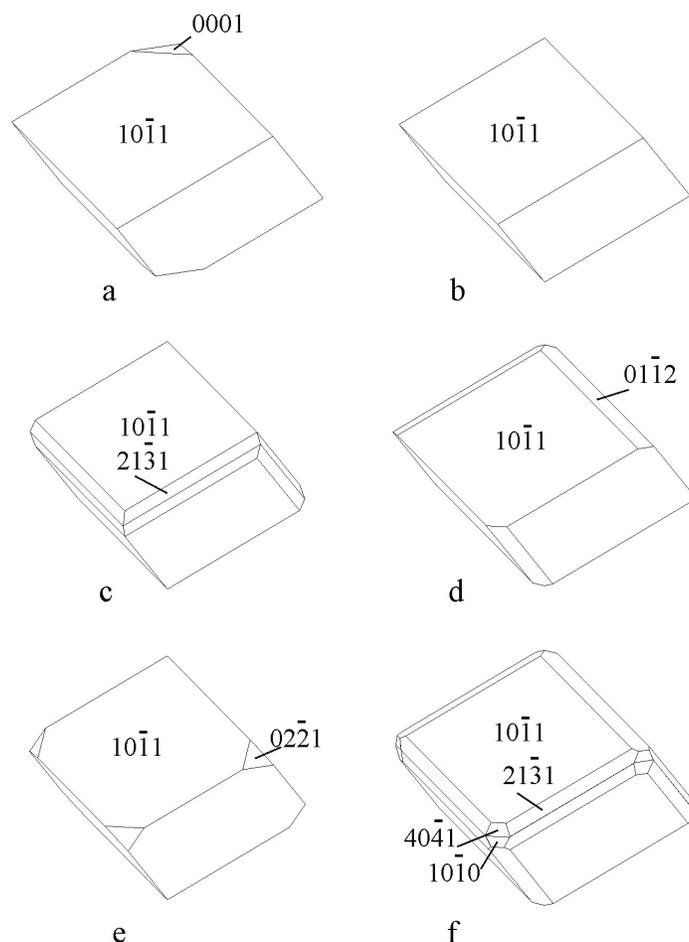


Рис. 4. Багатогранники кальциту ромбоедричного габітусу $\{10\bar{1}1\}$ із ртутних родовищ Закарпаття, за Б. Заціхою та П. Вовком (1981), [4]

За Б. Заціхою і П. Вовком (1981), [4], доцільно виділяти багатогранники ромбоедричного габітусу на базі ромбоедра $\{10\bar{1}1\}$, разом з яким можуть бути пінакоїд $\{0001\}$, ромбоедри $\{02\bar{2}1\}$, $\{01\bar{1}2\}$, $\{40\bar{4}1\}$, скаленоедр $\{21\bar{3}1\}$; ромбоедричні кристали на базі ромбоедра $\{01\bar{1}2\}$, з яким можуть поєднуватися призма $\{10\bar{1}0\}$, ромбоедр $\{10\bar{1}1\}$ і скаленоедр $\{21\bar{3}1\}$; скаленоедричні багатогранники на базі скаленоедра $\{21\bar{3}1\}$, на яких можуть бути ромбоедри $\{10\bar{1}1\}$, $\{02\bar{2}1\}$, $\{40\bar{4}1\}$. Інколи вони містять фантоми $\{10\bar{1}1\}$.

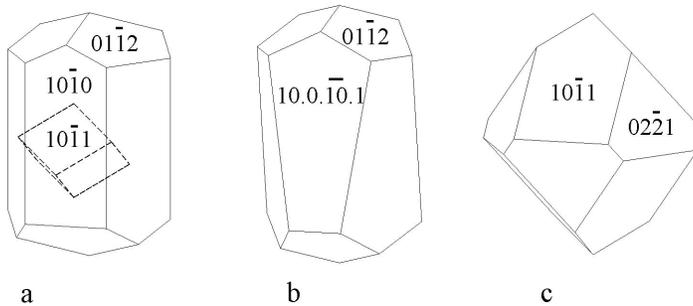


Рис. 5. Кристали кальциту стовпчастого й ізометричного обрису із ртутних родовищ Закарпаття, за Б. Заціхою та П. Вовком (1981), [4]

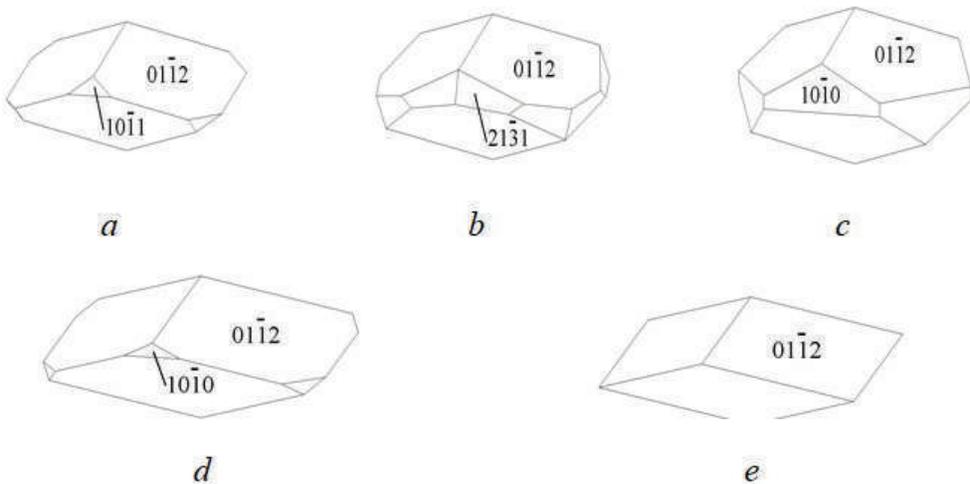


Рис. 6. Кристали кальциту плоскоромбоедричного габітусу $\{01\bar{1}2\}$ із ртутних родовищ Закарпаття, за Б. Заціхою і П. Вовком (1981), [4]

Також наявні кристали, габітус яких змінюється від ромбоедричного $\{10\bar{1}1\}$ до ромбоедричного $\{01\bar{1}2\}$ (індивіди мають сплющений обрис) і призматичного $\{10\bar{1}0\} + \{01\bar{1}2\}$ (обрис короткопризматичний). Трапляються комбінації з рівномірним розвитком ромбоедрів $\{10\bar{1}1\}$ і $\{02\bar{2}1\}$ та великим $\{10.0.10.1\}$ з дещо меншим $\{01\bar{1}2\}$.

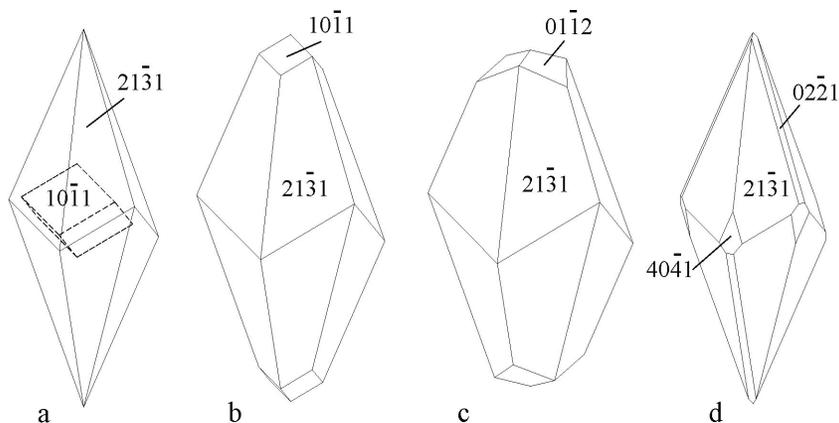


Рис. 7. Кристали кальциту скаленоедричного габітусу із ртутних родовищ Закарпаття, за Б. Заціхою і П. Вовком (1981), [4]

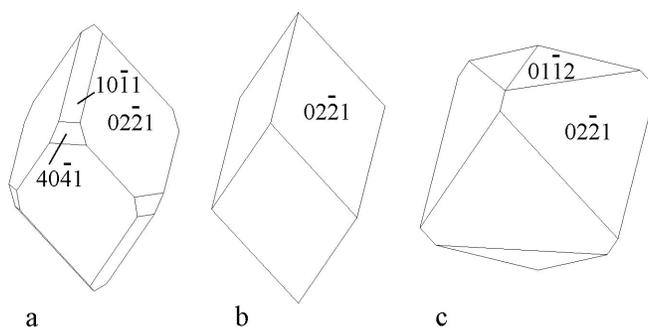


Рис. 8. Кристали кальциту гостроромбоедричного габітусу $\{02\bar{2}1\}$ із ртутних родовищ Закарпаття, за Б. Заціхою і П. Вовком (1981), [4]

Загалом на ртутних родовищах і рудопроявах виділяють п'ять типів багатогранників кальциту: 1) ромбоедричні $\{10\bar{1}1\}$ (див. рис. 4); 2) скаленоедричні $\{2\bar{1}\bar{3}1\}$ (див. рис. 7); 3) призматичні $\{10\bar{1}0\}$ з $\{01\bar{1}2\}$ (див. рис. 5, a); 4) плоскоромбоедричні $\{01\bar{1}2\}$ (див. рис. 6); 5) гостроромбоедричні $\{02\bar{2}1\}$ (див. рис. 8, a, b), за Б. Заціхою і П. Вовком (1981), [3].

Дослідження кристаломорфології та включень у кальциті з тріщинних ділянок внутрішньої зони *Передкарпатського прогину і Скибової зони Складчастих Карпат* дало змогу Б. Зацісі (1989), [4] виявити еволюцію зміни габітусних форм кальциту залежно від глибини сучасного розміщення прожилків із тріщинних ділянок у смузі від сіл Пасічна і Битків до с. Шевченкове Долинського (нині Калуського) району (рис. 9).

У відкладах північно-західної частини Кросненської зони (Сілезький покрив) Українських Карпат на кристалах кальциту у складі прожилково-вкрапленої мінералізації виявлено типові прості форми – ромбоedr $\{10\bar{1}2\}$ і призму $\{10\bar{1}0\}$ (рис. 10), отже, вони мають ромбоедричний і призматичний габітус. Ці матеріали вписуються в картину, зображену на рис. 9.

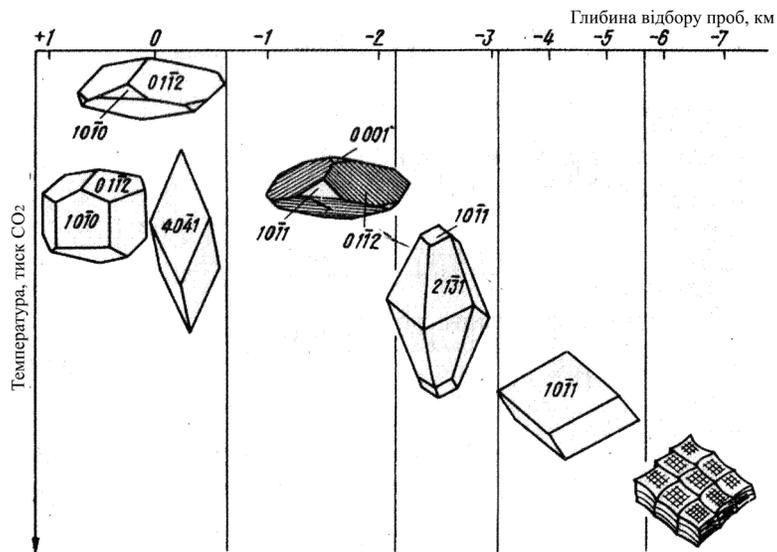


Рис. 9. Зміна габітусу кристалів кальциту в прожилках із тріщинних ділянок внутрішньої зони Передкарпатського прогину і Скибової зони Складчастих Карпат, за Б. Заціхою (1989), [4]

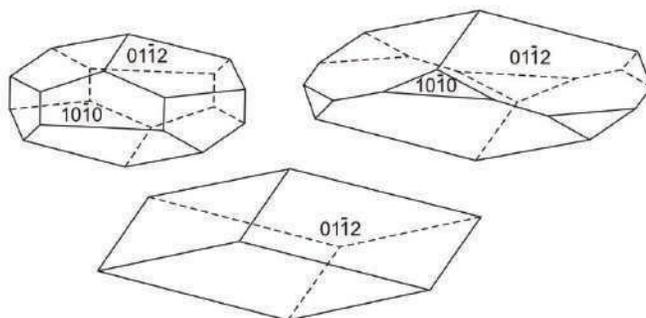


Рис. 10. Кристали кальциту ромбоєдричного і призматичного габітусу з порід північно-західної частини Кросненської зони [2]

Морфологія кристалів кальциту з *Кримського півострова* ще багатша (рис. 11, 12). На багатогранниках наявні призма $\{10\bar{1}0\}$, ромбоєдри $\{10\bar{1}1\}$, $\{01\bar{1}2\}$, $\{02\bar{2}1\}$, $\{04\bar{4}5\}$, $\{40\bar{4}1\}$, $\{08\bar{8}1\}$, скаленоєдри $\{21\bar{3}1\}$, $\{62\bar{8}5\}$. Габітус кристалів ромбоєдричний на базі $\{01\bar{1}2\}$, $\{02\bar{2}1\}$ (див. рис. 11, *a-d*), скаленоєдричний на базі $\{21\bar{3}1\}$ (див. рис. 11, *e, f*) та призматичний.

Призма $\{10\bar{1}0\}$, яка є головною простою формою, поєднана з ромбоєдрами (див. рис. 12, *a, b, d-f*) та ромбоєдрами і скаленоєдрами (див. рис. 12, *c*). На відміну від кристалів кальциту з Донбасу, на одному багатограннику тут частіше виявлено більше ніж дві прості форми.

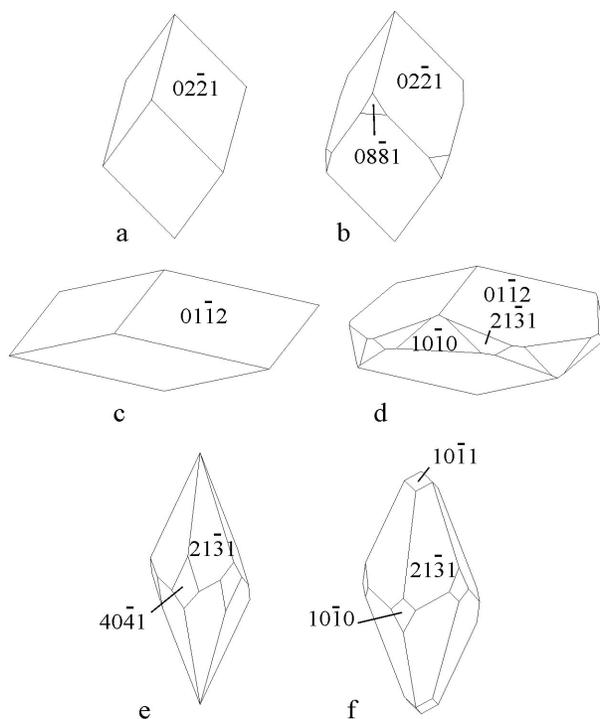


Рис. 11. Ромбодричні та скаленодричні кристали кальциту з Криму

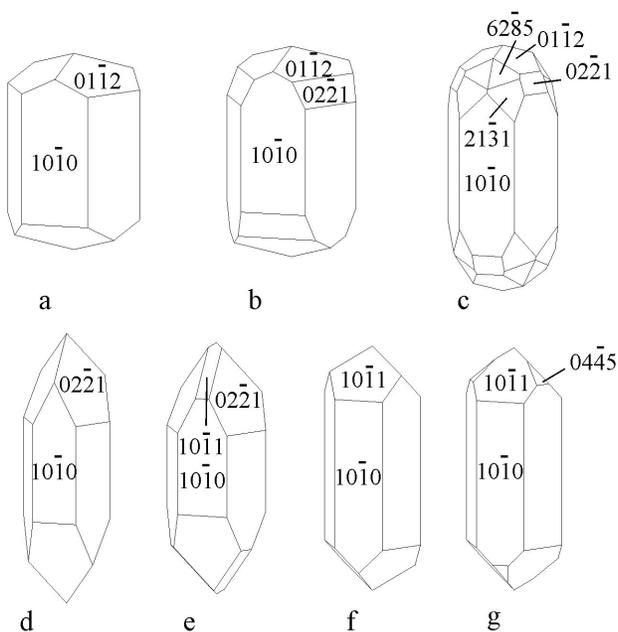


Рис. 12. Призматичні багатогранники кальциту з Криму

Найбагатшу кристаломорфологію має кальцит із сірчанних родовищ *Передкарпаття* (рис. 13, 14). Ми визначили такі прості форми: пінакоїд $\{0001\}$, призму $\{10\bar{1}0\}$, ромбодри $\{10\bar{1}1\}$, $\{02\bar{2}1\}$, $\{40\bar{4}1\}$, $\{08\bar{8}1\}$, $\{05\bar{5}4\}$, $\{13.0.13.1\}$, скаленоедри $\{21\bar{3}1\}$, $\{62\bar{8}5\}$, $\{6.4.10.3\}$, $\{10.4.14.3\}$, гексагональні дипіраміди $\{221\}$, $\{44\bar{8}3\}$, $\{7.7.14.3\}$. Багатство морфології часто зумовлене наявністю великої кількості скаленоедрів, зокрема рідкісних $\{62\bar{8}5\}$, $\{6.4.10.3\}$, $\{10.4.14.3\}$, і гексагональних дипірамід $\{44\bar{8}3\}$, $\{7.7.14.3\}$. Крім того, на одному кристалі часто розвинуто декілька простих форм.

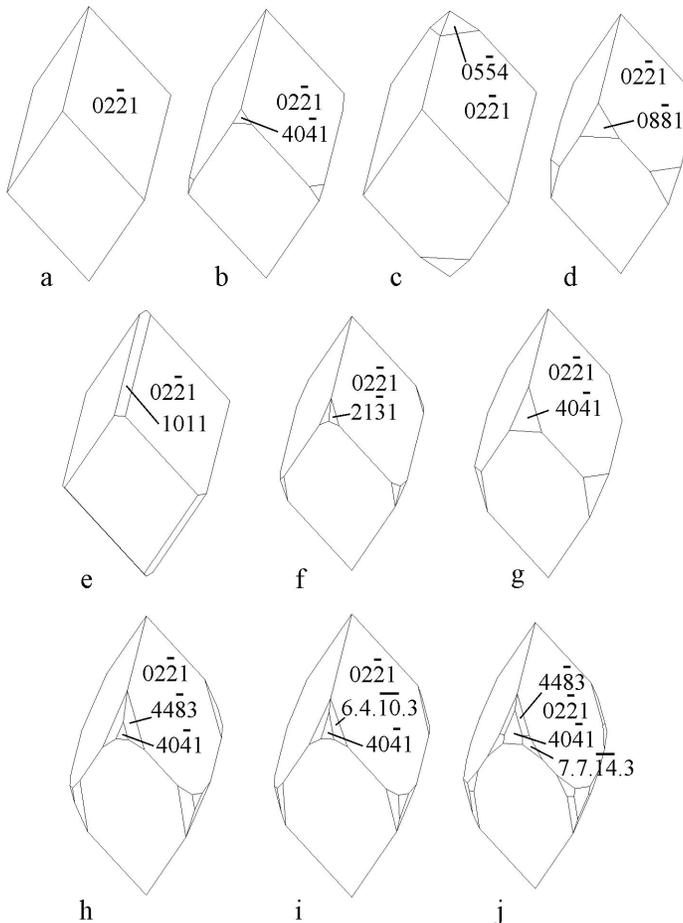


Рис. 13. Кристали кальциту ромбодричного габітусу на базі $\{02\bar{2}1\}$ із сірчанних родовищ Передкарпаття

За габітусом багатогранники кальциту із сірчанних родовищ Передкарпаття бувають або ромбодричні на базі $\{02\bar{2}1\}$ (див. рис. 13) чи $\{40\bar{4}1\}$ (див. рис. 14, *a-f*), або скаленоедричні на базі $\{21\bar{3}1\}$ (див. рис. 14, *g, h*). На ромбодричних кристалах, крім базового ромбоедра $\{02\bar{2}1\}$, наявні другорядні ромбодри, гексагональні дипіраміди і скаленоедри, також, крім базового $\{40\bar{4}1\}$, виявлені другорядні пінакоїд, призма, ромбодри і скаленоедри, а на скаленоедричних індивідах – другорядні ромбодри

й гексагональні дипіраміди. Зазначимо, що про неопубліковані дані П. Вовка частково згадується в праці [4].

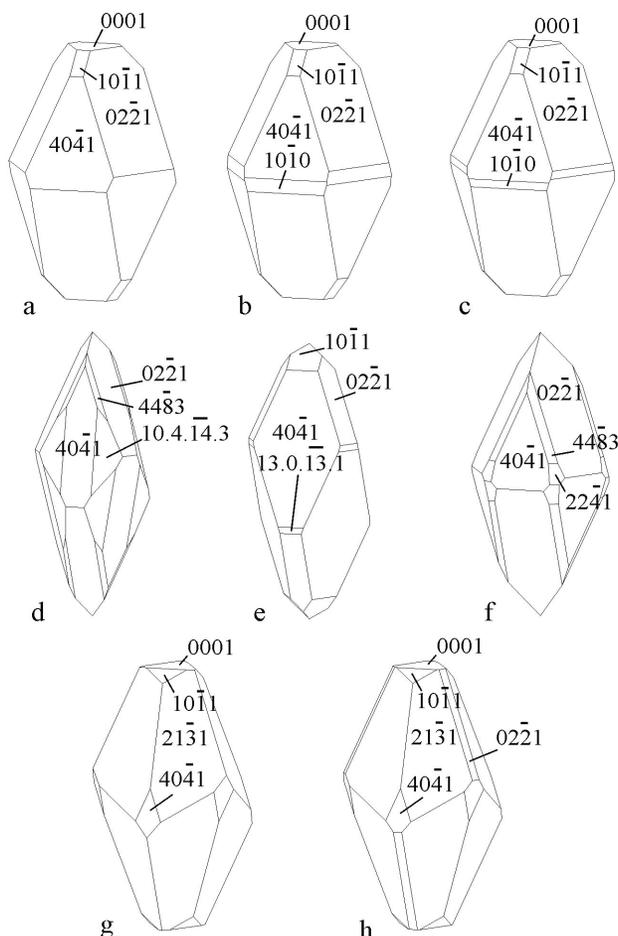


Рис. 14. Багатогранники кальциту ромбодринчного габітусу на базі $\{04\bar{4}1\}$ та скаленоедринчного габітусу із сірчанних родовищ Передкарпаття

Отже, ми узагальнили всі наявні дані з кристаломорфології кальциту з низки українських родовищ різного генезису. Акцентовано на вагомості оцінювання генетичної інформативності реальних багатогранників кальциту. Доведено, що генетичний потенціал кристаломорфологічних особливостей кальциту визначений фізико-хімічними й термобаричними параметрами конкретного флюїдного мінералоутворювального середовища. За даними узагальнювальних праць [3, 4 та ін.] зроблено висновок, що на морфологічні характеристики кристалів кальциту безпосередньо впливали температурний режим, парціальний тиск CO_2 , лужність – кислотність та окиснювально-відновлювальний режим флюїдів періоду формування кальциту, мінерали ртуті та фтору, що співіснували, та сульфідів в кальцитових парагенезисах ртутних, поліметалевих і флюоритових родовищ.

Висновки та перспективи подальшого дослідження. Кальциту з низки родовищ України притаманна розмаїта кристаломорфологія. На багатогранниках мінералу виявлено численні прості форми, як-от призма $\{10\bar{1}0\}$, пінакоїд $\{0001\}$, ромбоєдри $\{10\bar{1}1\}$, $\{01\bar{1}2\}$, $\{02\bar{2}1\}$, $\{20\bar{2}1\}$, $\{04\bar{4}1\}$, $\{40\bar{4}1\}$, $\{05\bar{5}2\}$, $\{10.0.10.1\}$, $\{04\bar{4}5\}$, $\{08\bar{8}1\}$, $\{13.0.13.1\}$, $\{05\bar{5}4\}$, скаленоедри $\{31\bar{4}5\}$, $\{21\bar{3}1\}$, $\{62\bar{8}5\}$, $\{6.4.10.3\}$, $\{10.4.14.3\}$, гексагональні дипіраміди $\{11\bar{2}3\}$, $\{44\bar{8}3\}$, $\{8.8.16.3\}$, $\{7.7.14.3\}$, $\{22\bar{4}1\}$.

Як і для інших мінералів, кристаломорфологія кальциту з різних родовищ, а також зон і генерацій одного родовища має свої особливості.

Для кальциту із зони зчленування Донбасу з Приазов'ям характерні багатогранники, які мають такий габітус: 1) ромбоєдричний, представлений одним ромбоєдром (плоскоромбоєдричний $\{01\bar{1}2\}$, гостроромбоєдричний $\{02\bar{2}1\}$, власне ромбоєдричний $\{01\bar{1}1\}$); 2) ромбоєдричний, представлений двома ромбоєдрами; 3) призматичний на базі призми $\{10\bar{1}0\}$, з якою скомбіновані ромбоєдри або скаленоедри; 4) скаленоедричний на базі $\{31\bar{4}5\}$ і на базі $\{21\bar{3}1\}$.

Морфологія кристалів кальциту ртутних родовищ Закарпаття визначена п'ятьма типами габітусу: ромбоєдричним $\{10\bar{1}1\}$, скаленоедричним $\{21\bar{3}1\}$, призматичним $\{10\bar{1}0\}$ з $\{01\bar{1}2\}$, плоскоромбоєдричним $\{01\bar{1}2\}$ та гостроромбоєдричним $\{02\bar{2}1\}$.

Кристаломорфологія кальциту з Кримського півострова притаманний такий габітус, як гостроромбоєдричний, плоскоромбоєдричний, скаленоедричний $\{21\bar{3}1\}$ і призматичний, однак часто разом із габітусною виявлені менші за розміром грані кількох інших простих форм.

Найбагатшу морфологію мають кристали кальциту із сірчаних родовищ Передкарпаття, для яких характерні багатогранники з великою кількістю простих форм. Основні габітусні типи такі: гостроромбоєдричний, ромбоєдричний на базі $\{40\bar{4}1\}$ та скаленоедричний $\{21\bar{3}1\}$.

Еволюція габітусу багатогранників кальциту з Передкарпатського прогину та Скибової зони Складчастих Карпат з падінням температури і зменшенням глибини відбирання полягає в такій зміні: ромбоєдричний габітус – скаленоедричний – гостроромбоєдричний $\{40\bar{4}1\}$ – призматичний – плоскоромбоєдричний.

За наявністю визначених простих форм кальциту можна ідентифікувати регіон його походження, а також зробити висновки про умови формування мінералу, що має як генетичне, так і прикладне значення для розвідки родовищ. Тому кристалогенетичні особливості кальциту потребують подальших досліджень. Ідеться передусім про аналіз впливу на кристаломорфологію зовнішніх і внутрішніх чинників та виявлення морфологічних особливостей реальних кристалів, які мають індикаторне генетичне значення.

СПИСОК ВИКОРИСТАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ

1. Вовк О. П. Кристаломорфологія топазу і берилу камерних пегматитів Коростенського плутону (північно-західна частина Українського щита) : автореф. дис. на здобуття наук. ступеня канд. геол. наук (привізн. до PhD). Київ, 2016. 25 с.
2. Занкович Г. О. Геохімія флюїдів прожилково-вкрапленої мінералізації перспективно нафтогазоносних комплексів північно-західної частини Кросненської зони Українських Карпат : автореф. дис. на здобуття наук. ступеня канд. геол. наук (привізн. до PhD). Львів, 2016. 25 с.
3. Заціха Б. В., Вовк П. К. Про кальцити зони зчленування Донбасу з Приазов'ям. *Дон. АН УРСР. Сер. Б.* 1969. № 7. С. 586–589.
4. Мінерали Українських Карпат. Борати, арсенати, фосфати, молібдати, сульфати, карбонати, органічні мінерали і мінералоїди / Гол. ред. О. І. Матковський. Львів : ВЦ ЛНУ імені Івана Франка, 2003. 344 с.

5. Kalyuzhnyi V. A. Principles of knowledge about mineral forming fluids. *Fluid Inclusion Research. Proc. of COFFI, USA*. 1985. Vol. 15. P. 289–333; Vol. 16. P. 306–320; 1988. Vol. 20. P. 428–534.
6. Kostov I. *Mineralogy*. Edinburgh : Oliver & Boyd, 1968. 587 p.
7. Roedder E. Fluid inclusions. *Reviews in Mineralogy*. 1984. Vol. 12. 646 p.

REFERENCES

1. Vovk, O.P. (2016). Krystalomorfologhiia topazu i berylu kamernykh pehmatyiv Korostensko-ho plutonu (pivnichno-zakhidna chastyna Ukrainskoho shchyta) [Crystal morphology of topaz and beryl of chamber pegmatites of the Korosten Pluton (north-western part of the Ukrainian Shield): *Abstract of the dissertation for the degree of Candidate of Geological Sciences (equivalent to PhD)*. Kyiv.
2. Zankovych, H.O. (2016). Heokhimiia fluidiv prozhylkovo-vkraplenoi mineralizatsii perspektyvno naftohazonosnykh kompleksiv pivnichno-zakhidnoi chastyny Krosnenskoï zony Ukrainskykh Karpat [Geochemistry of fluids in veinlet-impregnated mineralization of the prospective hydrocarbon-bearing complexes in the north-western part of the Krosno Zone of the Ukrainian Carpathians]: *Abstract of the dissertation for the degree of Candidate of Geological Sciences (equivalent to PhD)*. Lviv.
3. Zatsikha, B.V., & Vovk, P.K. (1969). Pro kaltsyty zony zchlenuvannia Donbasu z Pryazov'iam [On the calcites of the Junction Zone between the Donbas and the Azov Region]. *Reports of the Academy of Sciences of the Ukrainian SSR. Series B*, 7, 586–589.
4. Matkovskiy, O.I. (Chief Ed.) (2003). *Mineraly Ukrainskykh Karpat. Boraty, arsenaty, fosfaty, molibdaty, sulfaty, karbonaty, orhanichni mineraly i mineraloidy* [Minerals of the Ukrainian Carpathians: borates, arsenates, phosphates, molybdates, sulphates, carbonates, organic minerals and mineraloids]. Lviv: Publishing Centre of Ivan Franko National University of Lviv.
5. Kalyuzhnyi, V.A. (1985). Principles of knowledge about mineral-forming fluids. In *Fluid Inclusion Research: Proc. of COFFI*. (15, pp. 289–333; 16, pp. 306–320; 1988, 20, pp. 428–534).
6. Kostov, I. (1968). *Mineralogy*. Edinburgh: Oliver & Boyd.
7. Roedder, E. (1985). Fluid inclusions. *Reviews in Mineralogy*, 12.

Стаття надійшла до редакції 09.06.2025

Стаття прийнята до друку 30.06.2025

REGIONAL FEATURES OF CALCITE CRYSTAL MORPHOLOGY IN SOME DEPOSITS OF UKRAINE

Oleksandr Vovk¹, Ihor Naumko², Halyna Zankovych²

geologygeochemistry@gmail.com

¹ *Lesya Ukrainka Volyn National University*

9, Bankova St., Lutsk, Ukraine, 43025

² *Institute of Geology and Geochemistry of Combustible Minerals
of the NAS of Ukraine*

3a, Naukova St., Lviv, 79060, Ukraine

Calcite, along with quartz, is one of the most common minerals in nature. It participates in most geological processes. One of the defining typomorphic features of calcite is its crystallographical features. The crystallogenesi of the mineral from numerous deposits in Ukraine was once studied in detail

mainly by Bohdan Zatsikha and Pavlo Vovk. We analysed in the proposed article the crystallomorphological features of calcite from a number of deposits in Ukraine, based on published, archival and our own data.

In general, numerous simple shapes are found on the mineral crystals, such as the prism $\{10\bar{1}0\}$, pinacoid $\{0001\}$, rhombohedra $\{10\bar{1}1\}$, $\{01\bar{1}2\}$, $\{02\bar{2}1\}$, $\{20\bar{2}1\}$, $\{04\bar{4}1\}$, $\{40\bar{4}1\}$, $\{05\bar{5}2\}$, $\{10.0.\bar{10}.1\}$, $\{04\bar{4}5\}$, $\{08\bar{8}1\}$, $\{13.0.\bar{13}.1\}$, $\{05\bar{5}4\}$, scalenohedra $\{31\bar{4}5\}$, $\{21\bar{3}1\}$, $\{62\bar{8}5\}$, $\{6.4.\bar{10}.3\}$, $\{10.4.\bar{14}.3\}$, hexagonal dipyrramids $\{11\bar{2}3\}$, $\{44\bar{8}3\}$, $\{8.8.\bar{16}.3\}$, $\{7.7.\bar{14}.3\}$, $\{22\bar{4}1\}$. It has been found that the shape of calcite polyhedra varies significantly depending on the region, genesis and physicochemical conditions of crystallization. Four habit types of calcite were identified from the junction zone of Donbass with the Azov Sea region, five from mercury deposits in Transcarpathia, three each from the Crimean Peninsula and sulphur deposits of the Pre-Carpathians.

The presence of certain simple forms of calcite allows us to identify the region of its origin, as well as draw conclusions about the conditions of mineral formation, which has both genetic and applied significance for deposit exploration.

The proposed work demonstrates the importance of combining classical methods of mineral research (goniometry, morphological and statistical analysis) with modern physicochemical methods such as thermobarogeochemistry, which allows for a more complete characterization of mineral matter. Directions and prospects for further research are outlined.

Key words: calcite, crystal morphology, goniometry, crystal genesis, inclusions of mineral-forming environment, Ukraine.

UDC 552.3:551.21:549(477-924.52)

FEATURES OF THE MINERAL COMPOSITION OF ANDESITES FROM THE MATEKIVSKYI AND OBAVSKYI VOLCANIC COMPLEXES OF THE VYHORLAT-HUTYNSKE RIDGE (UKRAINIAN CARPATHIANS)

¹*Iryna Poberezhska*, Candidate of Geological and Mineralogical Sciences,
Associate Professor, Head of the Department of Mineralogy, Petrography
and Geochemistry named after Professor Orest Matkovskiy
iryna.poberezhska@lnu.edu.ua
<https://orcid.org/0000-0001-5020-8326>

¹*Dmytrii Biruk*, Postgraduate Student of the Faculty of Geology
<https://orcid.org/0009-0005-7129-2244>

¹*Leonid Skakun*, Candidate of Geological and Mineralogical Sciences,
Associate Professor at the Department of Mineralogy,
Petrography and Geochemistry named after Professor Orest Matkovskiy
<https://orcid.org/0000-0002-2338-6562>

²*Taras Brynskii*

¹*Yevheniia Slyvko*, Candidate of Geological and Mineralogical Sciences,
Associate Professor at the Department of Environmental
and Engineering Geology and Hydrogeology
<https://orcid.org/0000-0002-2731-0602>

¹*Anastasiia Pavlenko*, 4th year student of the Faculty of Geology
<https://orcid.org/0009-0005-8038-2540>

¹*Ivan Franko National University of Lviv*,
4, Hrushevskoho St., Lviv, Ukraine, 79005

²*Institute of Geology and Geochemistry of Combustible Minerals
of the NAS of Ukraine (Lviv)*

The article provides information on the mineral composition of rocks that form the Matekivskiy and Obavskiy volcanic complexes, which are the part of the Vyhorlat-Hutynske Volcanic Ridge central segment in the Ukrainian Carpathians. Rocks from the quarries in the villages of Klenovets, Shelestove and Obava are described.

The quarry in Klenovets is composed of andesite-basalts, andesites and their porphyrites (total observed thickness reaches 30 m) which form columnar jointing and slab parting. The rocks are mediophyric, have dark grey colour and massive texture. Plagioclases, clino- and orthopyroxenes, and ore mineral predominate among the phenocrysts. The groundmass has hyaloplytic, andesitic or intersertal texture and is composed of acid volcanic glass, plagioclase, pyroxene and ore mineral.

The dome-shaped structure is clearly visible in the quarry of Shelestove. Volcanic rocks are represented by andesites, andesite-dacites and in the upper part of the section – often by tuffs or interbedding of andesites, andesite-dacites and tuffs. The results of the microprobe studies of the Matekivskiy volcanic complex rocks from quarries of the Klenovets and Shelestove (Kolchino) showed that plagioclases are represented by labradorite and bytownite, pyroxenes – by orthopyroxenes of the enstatite–ferrosilite series and clinopyroxenes (augite, diopside).

A powerful flow of medio- and magnophyric andesites and andesite-basalts is exposed in the Obava-village quarry; andesite tuffs occur at the bottom of the flow. Grey andesites contain phenocrysts of labradorite, orthopyroxenes of the enstatite–ferrosilite series and augite.

The trends of change over time of mineral composition (in the direction of the central part of the phenocryst → its peripheral part → the groundmass of the rock) in the studied rocks, determined by the results of microprobe analyses, are as follows: the content of Na and K increases in plagioclases, Fe – in pyroxenes and Ca – in orthopyroxene. The temperature regime of magmatic systems during the formation of volcanic rocks in the studied area covered the range of 1000–700 °C.

Key words: volcanic rocks, andesite, plagioclase, pyroxene, magmatic system, Neogene, Vyhorlat-Hutynske Ridge, Ukrainian Carpathians.

DOI <https://doi.org/10.30970/min.75.03>

Statement of the problem. Neogene volcanic rocks of Transcarpathia are part of the calc-alkaline volcanic belt of the Inner Carpathians, the time of formation of which is from 13.8 to 9.1 million years ago [2; 5; 9]. These rocks are widespread in the southwestern part of Transcarpathia, where (according to the identified by Ye. Malieiev phases of magmatism) they are today distinguished as three geomorphological structures: (1) Soltvynska Basin (eroded volcanoes and horizons of rhyolite and rhyodacite tuffs; the first phase of magmatism); (2) Berehivske Hill Country (stratovolcanoes, lava flows, tuffs from rhyolite to andesite-basalt composition, however, mainly acidic; the second phase of magmatism); (3) Vyhorlat-Hutynske Volcanic Ridge (stratovolcanoes, lava flows, horizons of tuffs of various composition – from rhyolites to basalts, however, with a significant predominance of andesites and andesite-basalts; the third and fourth phases of magmatism). This ridge is an essentially continuous series of «fused» volcanic edifices, which were formed as a result of the eruptive activity of nine central-type volcanoes, as well as a large number of their lateral craters (Fig. 1).

Spatial distribution of volcanic rocks in the western and central parts of the Vyhorlat-Hutynske Ridge has been controlled by the tectonic regime of the Transcarpathian deep fault. The volcanic massifs formed here (Poprychnyi, Antalovskiy, Syniak and Boryliv Dil) are composed of an association of such rocks as andesite-basalts, andesites, andesite-dacites, dacites, and rhyodacites. These are the Antalovskiy, Makovytskyi, Matekivskiy, Syniatskiy, Obavskiy, and Martynskiy volcanic complexes in the investigated territory. We studied volcanic rocks of the Matekivskiy complex (quarries in the villages of Klenovets and Shelestove) and Obavskiy complex (quarry in the Obava-village) (Fig. 2).

Research analysis. Various researchers conducted studies of volcanic rocks and complexes of the Vyhorlat-Hutynske Ridge: V. Sobolev, Ye. Lazarenko, E. Lazarenko, Ye. Malieiev, B. Merlich, S. Spitkovska, V. Zolotukhin, L. Danylovyh, N. Koronovskiy, A. Honcharuk, Z. Liashkevych [10] and other scientists. The region was also studied by the employees of the Transcarpathian Geological Exploration Expedition (GEE). Among such studies, are the search for veined lead-zinc ores and metasomatic manifestations (Lazarenko, 1961), the valuation of gold-bearing prospects (Galakhov et al., 1977), the search and valuation of gold and silver ores, the prospecting for gold and polymetals using the method of geological-structural mapping on a scale of 1:10,000 (Krechkovskiy, 1990), etc. A significant contribution to the study of the geology of Transcarpathia, and the Vyhorlat-Hutynske Volcanic Ridge in particular, was made by M. Prykhodko [7; 12; 13].



Fig. 1. Location of central-type volcanoes of the Vyhorlat-Hutynske Ridge [13]:
 1 – Poprychnyi; 2 – Antalivskiy; 3 – Makovytsia; 4 – Trostianytia (“Three-headed volcano”); 5 – Syniak;
 6 – Dekhmaniv; 7 – Martynskiy Kamin; 8 – Buzhora; 9 – Tovsty Verkh

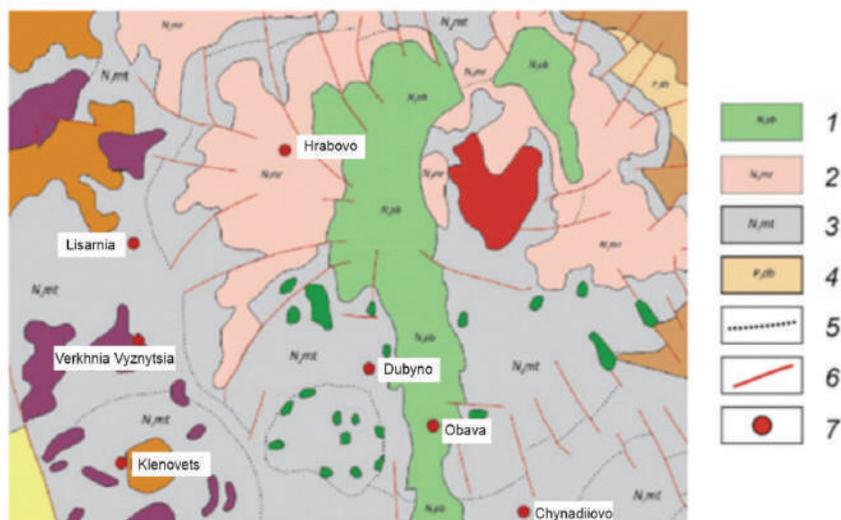


Fig. 2. Geological map-scheme of the research area [12]:
 1–3 – volcanic complexes: 1 – Obavskiy, 2 – Martynskiy, 3 – Matekivskiy; 4 – Dibrovska suite;
 5 – caldera contours; 6 – dislocations with a break in continuity; 7 – settlements

Geologists of the Transcarpathian GGE, together with researchers from Slovakia, Hungary, Romania, and Great Britain, selected over a hundred samples of volcanic rocks in the region at the end of the 20th century to determine their absolute age [2; 5; 6].

Volcanism, magmatism and metallogeny of the Transcarpathian Inner Trough were studied by scientists of the Institute of Geological Sciences of the National Academy of Sciences of Ukraine. The studies of M. Petrashkevych and P. Lozyniak (Petrashkevych, 1990 and others) were of great importance for the modern understanding of the stratigraphy of the Transcarpathian Trough basement rocks, and directly for the subdivision of the Vyhorlat-Hutynske Ridge volcanogenic strata – the works of V. Stepanov (1989 and others). Original views on the structure of individual volcanic structures were expressed by A. Radzyvill, V. Radzyvill, and V. Tokovenko (1986).

Thus, the geological structure of the Vyhorlat-Hutynske Ridge was studied quite thoroughly by our predecessors, specific volcanic structures and the most volcanic complexes have been identified. Despite this, the central segment of the Ridge in the Uzh–Latorytsia interfluvium has been poorly studied. We have already published the results of our research on this topic [1; 8; 11; 14] and continue to work on it.

Research purpose was to study the petrological features of the volcanic rocks from the Matekivskiyi and Obavskiyi complexes.

Presentation of the main material. We studied the volcanic rocks of the Matekivskiyi complex in quarries near the villages of Klenovets and Kolchyno. This is, first of all, the well-known outcrop “Basalt Pillars”, which is geographically located in the village of Zhborivtsi (we describe it as the Klenovetska quarry in this article). The second quarry – Shelestivska – is located within the boundaries of the Shelestivske andesite deposit (today the village of Shelestove does not exist, in 1960 it was merged with the village of Kolchyno). Rocks of the Obavskiyi volcanic complex have been studied in the quarry of the Obava-village.

The Matekivskiyi volcanic complex ($\alpha N_2 mt$) was identified by P. Koronovskiyi (1963) in the Matekova-river basin, in the Syniak volcanic structure. In addition, its deposits are known in the volcanic structures of Dekhmaniv, Hotar, and Martynskiyi Kamin, as well as in the Hat Ridge between the villages of Dilok and Siltse. The complex consists of andesites, andesite-basalts, their tuffs, lava breccias, and tuffites with a thickness of from the first to tens meters, rarely the first hundred meters.

The Matekivski deposits in the *quarry of Klenovets village* (up to 30 m thick) are represented by andesite-basalts, andesites and their porphyrites (Fig. 3). Columnar jointing and slab parting are observed in the quarry (Fig. 4).

Columnar jointing is developed in the middle and lower part of the lava flow outcrop, and slab parting – in the upper part. The columns have pentagonal or hexagonal cross-section, their size in diameter is from 30 to 50 cm. Orientation of the columns changes in the outcrop: they are located horizontally and oriented to the northwest in the western part, and are inclined to the north and northwest at an angle of 30–60° in the central part. The angles of dip of the columns increase from top to bottom. The columns gradually change their position in the eastern part of the wall from steeply sloping to almost horizontal with a sub-latitudinal orientation. Slab parting is developed in the upper part of the exposed lava flow. The thickness of the «tiles» decreases from bottom to top – from 10 to 3–1 cm.

The rocks are mediophyric, have massive texture and dark grey colour. The groundmass has hyalophyritic, andesitic or intersertal texture (Fig. 5, a).

Phenocrysts, which constitute up to 30% of the rock, range in size from 2 to 12 mm. Phenocrysts are composed of plagioclases (~ 50%), clinopyroxenes (25), orthopyroxenes (20) and ore mineral (~ 5%). Plagioclases and pyroxenes form glomeroporphyritic intergrowths. Such intergrowths together with phenocrysts visually constitute about 70% of the rock (see Fig. 5, b,

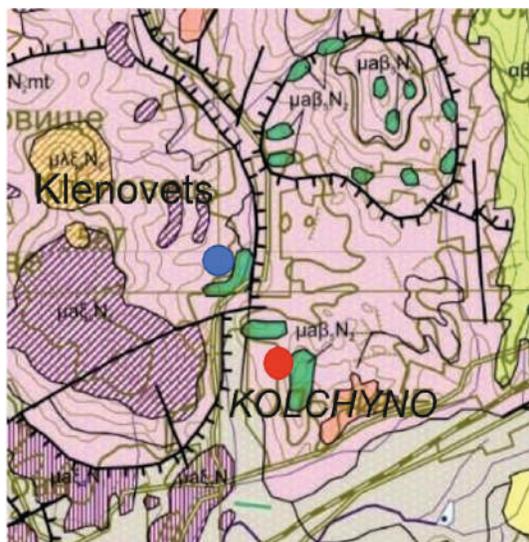


Fig. 3. Location of quarries in the villages of Klenovets (blue circle) and Kolchyno/Shelestove (red circle)



Fig. 4. Quarry in the Klenovets-village

c). The groundmass is composed of acid volcanic glass (71.5–73.0 at. % SiO_2), plagioclase laths, pyroxene and ore mineral.

Shelestove andesite deposit (Fig. 6) is located 1 km northeast of the village of Kolchyno (part of the former village of Shelestove). The dome-shaped structure is clearly visible in the quarry. There is primary fracturing, which has a vertical dip, and fluidity in the central part of the eruption centre. The primary fracturing is inclined towards the eruption centre with distance from it,

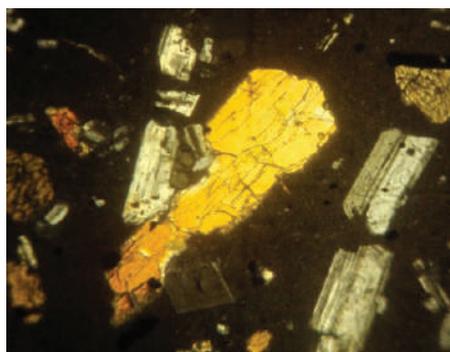
*a**b**c*

Fig. 5. Andesite from a quarry in the village of Klenovets:

a – rock sample; *b, c* – phenocrysts of pyroxene and plagioclase (thin section, polarizing microscope):
b – plane-polarised light (PPL), *c* – cross-polarised light (XPL), $\times 75$

which determines the fan-shaped structure of the extrusion. The angle of inclination of the joints decreases further from the eruption centre, and their dip becomes almost horizontal. Volcanic deposits are represented by andesites, andesite-dacites, and often by tuffs or interbedding of andesites, andesite-dacites and tuffs in the upper part of the section. Brown, brownish-grey tuffs up to 18.8 m thick occur in the western and southwestern parts of the deposit.

Andesites, which reach a thickness of 4.8 m, are usually weathered; they are common only in the south-eastern part of the studied area. Andesite-dacites are dark grey, fine-grained, massive rocks with a vitreous microtexture (Fig. 7, *a*). Plagioclase microliths are present against the background of the non-crystallized groundmass. Andesites contain phenocrysts (about 40% of the rock) of plagioclase, orthopyroxene, clinopyroxene and ore mineral. The groundmass is composed of acidic volcanic glass (71.5–73.0 at. % SiO_2), plagioclase laths, pyroxene and ore mineral (see Fig. 7, *b–e*).

The results of the microprobe studies of the volcanic rocks from quarries of the Klenovets and Shelestove (Kolchino) showed the following (Fig. 8, 9).

Plagioclases are represented by labradorite and bytownite. The content of the anorthite component varies from 51% in the groundmass to 79% in phenocrysts. The trend of change in the composition of plagioclases in the direction of the central part of the phenocryst \rightarrow its peripheral part \rightarrow the groundmass indicates an increase in the content of Na and K over time (see Fig. 9, *A*).



Fig. 6. Shelestivske andesite deposit

Pyroxenes are represented by orthopyroxenes of the enstatite–ferrosilite series and clinopyroxenes (augite, diopside). They form phenocrysts up to 2 by 3 cm in size. The orthopyroxenes composition varies from enstatite $\text{En}_{0.68}\text{Fs}_{0.31}\text{Wo}_{0.01}$ in phenocrysts to hypersthene $\text{En}_{0.42}\text{Fs}_{0.42}\text{Wo}_{0.16}$ in the groundmass; composition of augite–diopside in phenocrysts is $\text{Wo}_{0.45}\text{En}_{0.40}\text{Fs}_{0.15}$.

The trend of change in the composition of pyroxenes in the direction of the central part of the phenocryst → its peripheral part → the groundmass indicates an increase in the content of Fe over time and increase in the content of Ca in orthopyroxene (see Fig. 9, B).

The Obavskiy volcanic complex ($\alpha\beta N_2ob$) records the final process of lava flow in the Syniak volcanic structure (Koronovskiy, 1963). The rocks of the complex also form the apical part of the Dekhmaniv shield volcano; some of their outcrops are recorded on the southern slope of the volcano and in the Hat range, where they occur with a stratigraphical break on the Syniatskiy and Matekivskiy complexes.

The Obavska quarry is located within the volcanic belt of the same name of Dacian–Romanian age (Fig. 10). The outcrop is composed of a powerful flow of medio- and magnophyric andesites and andesite–basalts, at the base of which andesite tuffs occur (Fig. 11).

Andesites are grey in colour, contain phenocrysts (about 35% of the rock) of plagioclase (~ 60%), ortho- (20) and clinopyroxene (17), ilmenite (~ 3%) and their glomeroporphyritic intergrowths (Fig. 12). The groundmass is composed of quartz, plagioclase and potassium feldspar (up to 90%), clinopyroxene and hornblende laths occur, as well as ilmenite and titanomagnetite.

Microprobe studies of volcanic rocks from the Obava village quarry have shown the following (Fig. 13, 14). Plagioclase phenocrysts (2.0×0.5 cm) are represented by labradorite with a high Ca content. The content of the anorthite component varies from 52% in the groundmass to 66% in phenocrysts. The trend of change in the composition of plagioclases in the direction of the central part of the phenocryst → its peripheral part → the groundmass indicates an increase in the content of Na and K over time (see Fig. 14, A).

Pyroxenes are represented by orthopyroxenes of the enstatite–ferrosilite series and by clinopyroxenes (augite). They form phenocrysts up to 0.5 by 1.00 cm in size. The orthopyroxenes composition varies from enstatite $\text{En}_{0.60}\text{Fs}_{0.30}\text{Wo}_{0.04}$ in phenocrysts to hypersthene $\text{Fs}_{0.64}\text{En}_{0.33}\text{Wo}_{0.03}$ in the groundmass; composition of augite in phenocrysts is $\text{Wo}_{0.43}\text{En}_{0.33}\text{Fs}_{0.26}$. The trend of change in the composition of pyroxenes in the direction of the central part of the phenocryst → its peripheral part → the groundmass indicates an increase in the content of Fe over time and Ca in orthopyroxene (see Fig. 14, B).

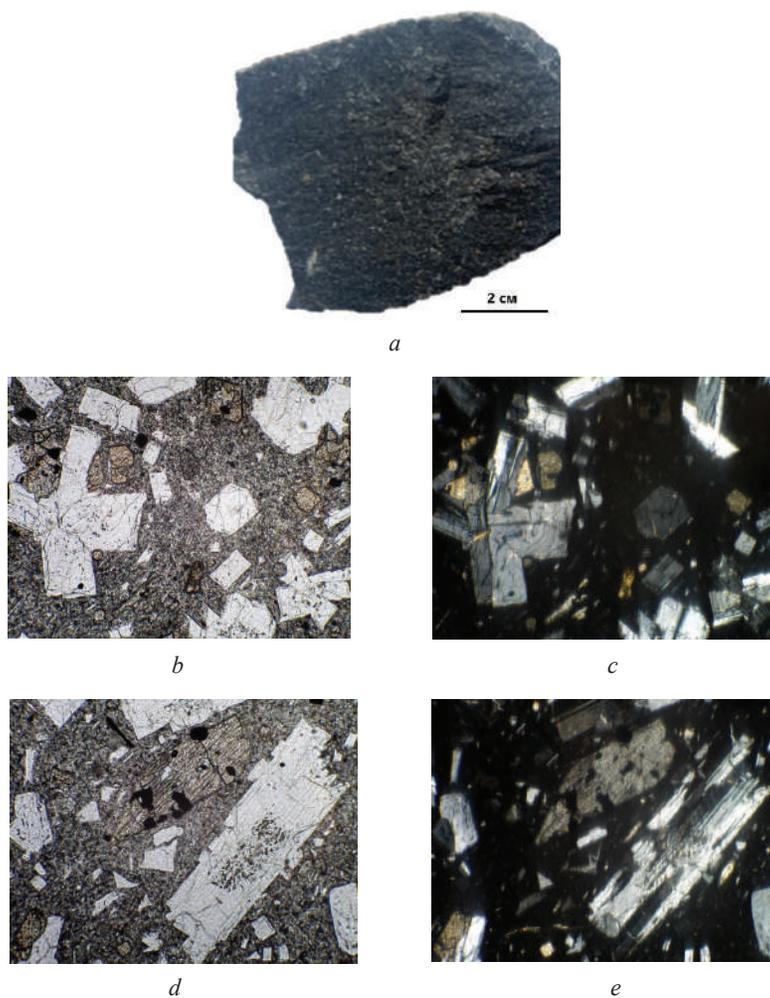


Fig. 7. Andesite from Shelestivske deposit:
a – rock sample; *b, c* – phenocrysts of pyroxene and plagioclase: *b, d* – PPL, *c, e* – XPL; $\times 75$

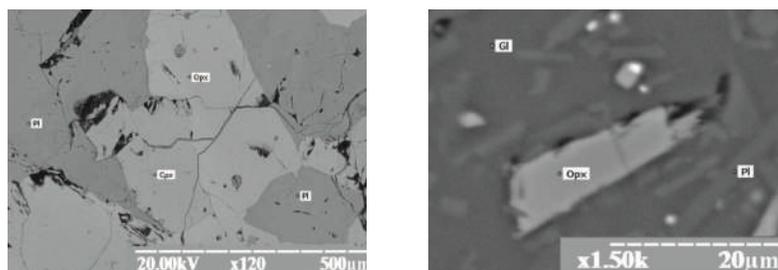


Fig. 8. Phenocrysts of plagioclase (Pl), orthopyroxene (Opx), clinopyroxene (Cpx) and volcanic glass (GI) in andesite of Klenovets-quarry, BSE image

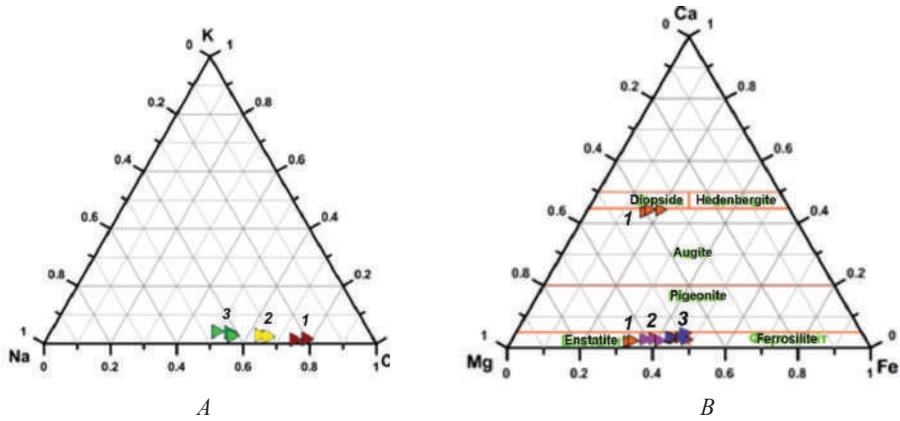


Fig. 9. Variations in the chemical composition of plagioclases (A) and pyroxenes (B) in andesites of the villages of Klenovets and Shelestove in the direction of the central part of the phenocryst (1) → its periphery (2) → the groundmass of the rock (3)

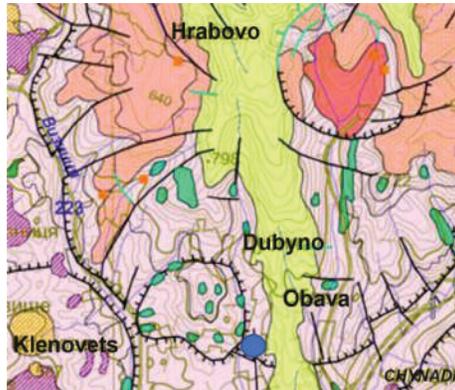


Fig. 10. Location of quarry in the village of Obava (blue circle)



Fig. 11. Quarry in the Obava-village

*a**b**c*

Fig. 12. Andesite from a quarry in the village of Obava:
a – rock sample; *b*, *c* – phenocrysts of pyroxene and plagioclase: *b* – PPL, *c* – XPL, $\times 75$

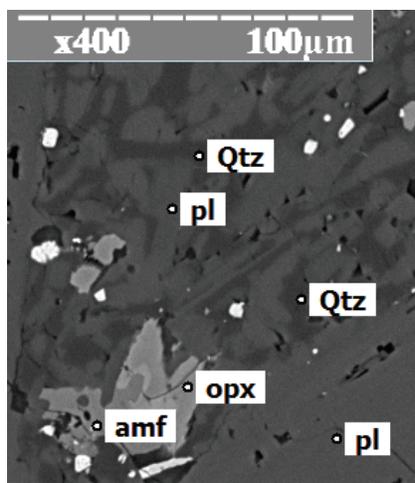
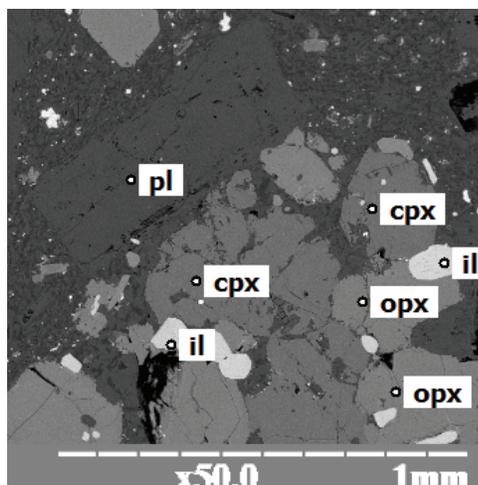


Fig. 13. Phenocrysts of plagioclase (pl), orthopyroxene (opx), clinopyroxene (cpx), ilmenite (il), amphibole (amf), quartz (Qtz) in andesite of Obava-quarry, BSE image

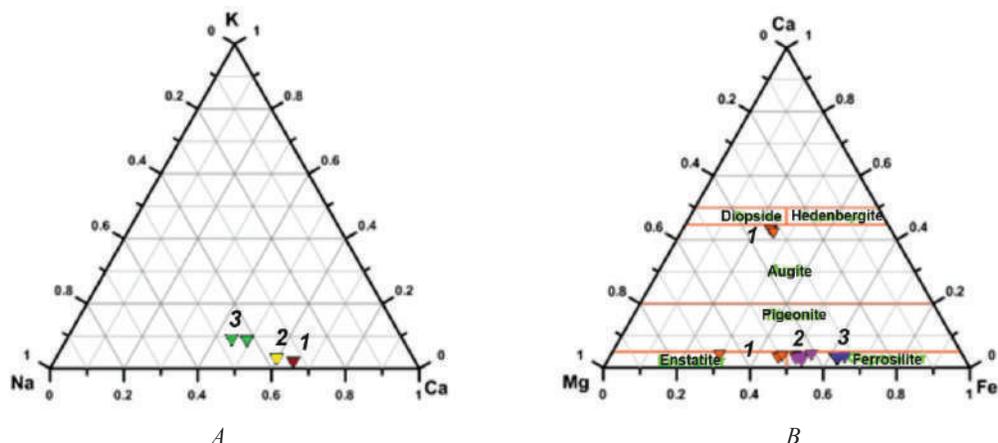


Fig. 14. Variations in the chemical composition of plagioclases (A) and pyroxenes (B) in andesites of the Obava-quarry in the direction of the central part of the phenocryst (1) → its periphery (2) → the groundmass of the rock (3)

We used thermometer diagrams [3; 4] to determine the temperature of mineral formation at a pressure of 0.505 mPa for phenocrysts and 0.101 mPa for interstitials. The conclusion has been made that the temperature regime of magmatic systems forming volcanic rocks in the quarries of Klenovets, Shelestove, and Obava villages was 1000–700 °C.

Phenocrysts of plagioclases and pyroxenes from andesites of volcanic complexes of the Vyhorlat-Hutynske Ridge contain melt inclusions. Previous studies have shown [14] that melt inclusions in phenocrysts of both minerals differ in the degree of crystallization. The inclusions in plagioclases are crystallized, they have a predominantly acidic composition, and contain a lot of quartz and alkali feldspar. The inclusions in pyroxenes originate around small crystals of pyroxenes, plagioclases, apatite, ilmenite, and are predominantly non-crystallized, vitreous.

Conclusions and prospects for further research. We studied volcanic rocks of the Matekivskiyi and Obavskiyi volcanic complexes from the quarries in the villages of Klenovets, Shelestove and Obava (the central segment of the Vyhorlat-Hutynske Volcanic Ridge). The chemical composition of volcanic rocks varies from andesite-basalt to rhyolite, the alkalinity of the rocks – from normal to subalkaline.

The rocks of Matekivskiyi complex in the quarry of Klenovets are represented by andesite-basalts, andesites and their porphyrites, and in the quarry of Shelestove deposit – by andesites, andesite-dacites, and often by tuffs or interbedding of andesites, andesite-dacites and tuffs in the upper part of the section. The outcrop in the Obavska quarry is composed of a powerful flow of medio- and magnophyric andesites and andesite-basalts, at the base of which andesite tuffs occur.

Studies of the mineral composition of rocks from the Matekivskiyi and Obavskiyi volcanic complexes have shown that, regardless of the acidity of the rocks, the phenocrysts in them are represented by rhombic and monoclinic pyroxenes and by plagioclases of the labradorite–bytownite composition. These phenocrysts contrast with the groundmass of the rock, which contains rhombic pyroxene, plagioclase of the labradorite–andesine composition, alkali feldspar, amphibole, and quartz.

The trend of change in the composition of plagioclases in the direction of the central part of the phenocryst → its peripheral part → the groundmass indicates an increase in the content

of Na and K over time. The trend of change in the composition of pyroxenes in the same direction indicates an increase in the content of Fe over time and Ca in orthopyroxene.

Volcanic rocks in the investigated quarries have been formed in the temperature range of 1000–700 °C.

BIBLIOGRAPHY

1. Biruk D., Pavlenko A. Volcanic complexes of the Vygorlat-Hutyn range (Shelestiv andesite deposit). *Сучасні виклики геологічної освіти і науки* : тези доп. III Всеукр. наук.-практ. конф. студентів та аспірантів. Львів, 2024. С. 24–28.
2. Lexa J., Seghedi I., Németh K., Szakács A., Konecný V., Pécskay Z., Fülöp A., Kovacs M. Neogene-Quaternary Volcanic forms in the Carpathian-Pannonian Region: a review. *Cent. Eur. J. Geosci.* 2010. Vol. 2. P. 207–270. DOI: 10.2478/v10085-010-0024-5.
3. Lindsley D.H. Pyroxene thermometry. *Amer. Mineral.* 1983. Vol. 68. P. 477–493.
4. Lindsley D.H., Andersen D.J. A two-pyroxene thermometer. *Proceed. 13th Lunar and Planetary Sci. Conf. Part 2. Journ. of Geophys. Res.* 1983. Vol. 88. Suppl. P. a887–a906.
5. Pécskay Z., Seghedi I., Downes H., Prychodko M., Mackiv B. K-Ar dating of Neogene calc-alkaline volcanic rocks from Transcarpathian Ukraine. *Geologica Carpathica*. 2000. Vol. 51. No. 2. P. 83–89.
6. Seghedi I., Downes H. Geochemistry and tectonic development of Cenozoic magmatism in the Carpathian–Pannonian region. *Gondwana Research*. 2011. Vol. 20. Is. 4. P. 655–672.
7. Андрєсєва-Григорович А. С., Пономарьова Л. Д., Приходько М. Г. Стратиграфія неогенових відкладів Закарпатського прогину. *Геологія і геохімія горючих копалин*. 2009. № 2 (147). С. 58–70.
8. Білик Н., Бірук Д., Побережська І., Скакун Л., Юрків М. Андезити Вигорлат-Гутинського пасма з каменоломні с. Підгірне. *Проблеми геології України* : зб. наук. праць. Львів, 2024. С. 135–138. URL: <https://geology.lnu.edu.ua/wp-content/uploads/2024/10/Materialy-konferentsii-2024-r.pdf>.
9. Костюк В. П. Геолого-петрографічний нарис магматизму Карпат. Київ : Вид-во АН Української РСР, 1961. 158 с.
10. Ляшкевич З. Деякі мінералого-петрохімічні дані про генезис кайнозойських магм Карпатського регіону. *Мінерал. зб.* 2011. № 61. Вип. 2. С. 44–51.
11. Побережська І., Білик Н., Степанов В., Яценко І., Давидович Н. Мінералого-петрографічні особливості вулканічних порід Вигорлат-Гутинського пасма (околиці смт Кольчино та с. Кленовець Закарпатської області). *Мінералогічний збірник*. 2017. № 67. Вип. 2. С. 48–57. URL: <https://journals.lnu.lviv.ua/index.php/mineralogy/article/view/270/256>.
12. Приходько М. Геологічна будова Закарпатського прогину : звіт по темі «Кореляція неогенових відкладів Закарпатського прогину України та Східнословачької западини Словаччини». Берегове, 2004. 173 с.
13. Приходько М. Г., Жабіна Н. М., Богданова М. І. Вигорлат-Гутинське вулканічне пасмо Закарпатського внутрішнього прогину (сучасний аспект). *Геологічний журнал*. 2020. № 1. С. 34–43. <https://doi.org/10.30836/igs.1025-6814.2020.1.196976>.
14. Скакун Л., Наумко І., Бринський Т., Серкіз Р. Особливості петрохімії та розплавні включення в мінералах андезитів матеківського комплексу в каменоломні Лісарня (Вигорлат-Гутинське вулканічне пасмо, Українські Карпати). *Мінералогічний збірник*. 2017. № 67. Вип. 2. С. 58–71. URL: <https://journals.lnu.lviv.ua/index.php/mineralogy/article/view/271/257>.

REFERENCES

1. Biruk, D., & Pavlenko, A. (2024). Volcanic complexes of the Vygorlat-Hutyn range (Shelestiv andesite deposit). In *Suchasni vyklyky heolohichnoi osvity i nauky: Tezy dopovidei III Vseukrainskoi naukovo-praktychnoi konferentsii studentiv ta aspirantiv [Modern challenges of geological education and science: Abstracts of the reports of the III All-Ukrainian Sci. and Pract. Conf. of Students and Postgraduates]* (pp. 24–28). Lviv.
2. Lexa, J., Seghedi, I., Németh, K., Szakács, A., Konecný, V., Pécskay, Z., Fülöp, A., & Kovacs, M. (2010). Neogene-Quaternary volcanic forms in the Carpathian-Pannonian region: a review. *Cent. Eur. J. Geosci.*, 2, 207–270. DOI: 10.2478/v10085-010-0024-5.
3. Lindsley, D.H. (1983). Pyroxene thermometry. *Amer. Mineral.*, 68, 477–493.
4. Lindsley, D.H., & Andersen, D.J. (1983). A two-pyroxene thermometer. *Proceed. 13th Lunar and Planetary Sci. Conf., part 2. Journ. of Geophys. Res.*, 88, Suppl., a887–a906.
5. Pécskay, Z., Seghedi, I., Downes, H., Prychodko, M., & Mackiv, B. (2000). K-Ar dating of Neogene calc-alkaline volcanic rocks from Transcarpathian Ukraine. *Geologica Carpathica*, 51 (2), 83–89.
6. Seghedi, I., & Downes, H. (2011). Geochemistry and tectonic development of Cenozoic magmatism in the Carpathian–Pannonian region. *Gondwana Research*, 20 (4), 655–672.
7. Andrieva-Hryhorovych, A.S., Ponomariova, L.D., & Prychodko, M.H. (2009). Stratygrafia neohenovykh vidkladiv Zakarpatskoho prohynu [Stratigraphy of Neogene deposits of the Transcarpathian trough]. *Heolohiia i heokhimiia horiuchykh kopalyn – Geology and Geochemistry of Combustible Minerals*, 2 (147), 58–70.
8. Bilyk, N., Biruk, D., Poberezhska, I., Skakun, L., & Yurkiv, M. (2024). Andezyty Vyhorlat-Hutynskoho pasma z kamenolomni s. Pidhirne [Andesites of the Vyhorlat-Hutynskiy Ridge from the quarry of the village of Pidhirne]. In *Problemy heolohii Ukrainy – Problems of Geology of Ukraine* (pp. 135–138). Lviv. Retrieved from: <https://geology.lnu.edu.ua/wp-content/uploads/2024/10/Materialy-konferentsii-2024-r.pdf>.
9. Kostyuk, V.P. (1961). *Heoloho-petrografichnyi narys mahmatyzmu Karpat [Geological and petrographic essay of the magmatism of the Carpathians]*. Kyiv: Publishing House of the Academy of Sciences of the Ukrainian SSR.
10. Liashkevych, Z. (2011). Deiaki mineraloho-petrokhimichni dani pro henezys kainozoiskykh mahm Karpatskoho rehionu [Some mineralogical and petrochemical data on the genesis of Cenozoic magmas of the Carpathian region]. *Mineralohichnyi zbirnyk – Mineralogical Collection*, 61 (2), 44–51.
11. Poberezhska, I., Bilyk, N., Stepanov, V., Yatsenko, I., & Davydovych, N. (2017). Mineraloho-petrografichni osoblyvosti vulkanichnykh porid Vyhorlat-Hutynskoho pasma (okolitsi smt Kolchyno ta s. Klenovets Zakarpatskoi oblasti) [Mineralogical and petrographic features of volcanic rocks from the Vyhorlat-Hutynske Volcanic Ridge (in the outskirts of the Kolchyno and Klenovets villages, Transcarpathia)]. *Mineralohichnyi zbirnyk – Mineralogical Collection*, 67 (2), 48–57. Retrieved from: <https://journals.lnu.lviv.ua/index.php/mineralogy/article/view/270/256>.
12. Prychodko, M. (2004). *Heolohichna budova Zakarpatskoho prohynu: Zvit po temi “Korelatsiia neohenovykh vidkladiv Zakarpatskoho prohynu Ukrainy ta Skhidnoslovatskoi zapadyny Slovachchyny” [Geological structure of the Transcarpathian trough: Report on the topic «Correlation of Neogene sediments of the Transcarpathian trough of Ukraine and the East Slovak depression of Slovakia»]*. Berehove.
13. Prychodko, M.G., Zhabina, N.M., & Bogdanova, M.I. (2020). Vyhorlat-Hutynske vulkanichne pasmo Zakarpatskoho vnutrishnoho prohynu (suchasnyi aspekt) [Vygorlat-Gutin Volcanic Ridge of Transcarpathian Inner Deep (modern aspect)]. *Heolohichnyi zhurnal – Geological Journal*, 1, 34–43. <https://doi.org/10.30836/igs.1025-6814.2020.1.196976>.

14. Skakun, L., Naumko, I., Brynskyi, T., & Serkiz, R. (2017). Osoblyvosti petrokhimii ta rozplavni vkluchennia v mineralakh andezytiv matekivskoho kompleksu v kamenolomni Lisarnia (Vyhorlat-Hutynske vulkanichne pasmo, Ukrainski Karpaty) [Petrochemical features and melt inclusions in minerals of Matekivskyi complex un the Lisarnia quarry (Vyhorlat-Hutynske Volcanic Ridge, Ukrainian Carpathians)]. *Mineralohichnyi zbirnyk – Mineralogical Collection*, 67 (2), 58–71. Retrieved from: <https://journals.lnu.lviv.ua/index.php/mineralogy/article/view/271/257>.

Стаття надійшла до редакції 29.05.2025

Стаття прийнята до друку 10.06.2025

ОСОБЛИВОСТІ МІНЕРАЛЬНОГО СКЛАДУ АНДЕЗИТІВ МАТЕКІВСЬКОГО Й ОБАВСЬКОГО ВУЛКАНІЧНИХ КОМПЛЕКСІВ ВИГОРЛАТ-ГУТИНСЬКОГО ПАСМА (УКРАЇНСЬКІ КАРПАТИ)

**Ірина Побережська¹, Дмитрій Бірук¹, Леонід Скакун¹, Тарас Бринський²,
Євгенія Сливко¹, Анастасія Павленко¹**
iryna.poberezhska@lnu.edu.ua

¹ Львівський національний університет імені Івана Франка,
вул. Грушевського, 4, Львів, Україна, 79005

² Інститут геології і геохімії горючих копалин НАН України (м. Львів)

У статті наведено інформацію про мінеральний склад порід, що утворюють матеківський та обавський вулканічні комплекси в центральному сегменті Вигорлат-Гутинського вулканічного пасма (Українські Карпати). Описано породи з кар'єрів у селах Кленовець, Шелестове й Обава.

У кар'єрі в с. Кленовець відслонені андезибазальти, андезити та їхні порфірити загальною потужністю до 30 м із характерною стовпчастою та плитчастою окремістю. Породи середньопорфірові, мають темно-сірий колір і масивну текстуру. Серед фенокристалів переважають плагіоклази, кліно- та ортопіроксени, а також рудний мінерал. Основна маса має гіалопілітову, андезитову або інтерсерціальну структуру і складена з кислого вулканічного скла, плагіоклазу, піроксену й рудного мінералу. У кар'єрі Шелестівського андезитового родовища чітко помітно куполоподібну будову. Вулканічні породи представлені андезитами, андезидацитами, а у верхній частині розрізу – часто туфами або перешаруванням андезитів, андезидацитів і туфів. Результати мікрозондових досліджень порід матеківського вулканічного комплексу з кар'єрів у селах Кленовець та Шелестове (Кольчино) засвідчили, що плагіоклази представлені лабрадором і бітовнітом, а піроксени – ортопіроксенами ряду енстатит-феросиліт і клінопіроксенами (авгіт, діопсид).

У кар'єрі с. Обава виявлено потужний потік середньо- та великопорфірових андезитів і андезибазальтів; у підшві потоку залягають андезитові туфи. Сірі андезити містять вкраплення лабрадору й ортопіроксенів ряду енстатит-феросиліт і авгіту.

Тренди зміни із часом складу мінералів (у напрямі центральна частина фенокристала → периферійна його частина → основна маса породи), визначені за результатами мікрозондових аналізів, такі: у плагіоклазах збільшується вміст Na та K, у піроксенах – Fe, в ортопіроксені – Ca. Температурний режим магматичних систем під час формування вулканічних порід у досліджуваному районі охоплював діапазон 1000–700 °С.

Ключові слова: вулканічні породи, андезит, плагіоклаз, піроксен, магматична система, неоген, Вигорлат-Гутинське вулканічне пасмо, Українські Карпати.

**РУДОНОСНІСТЬ ВОРОНІВСЬКОЇ,
ВОЛКІВСЬКОЇ, НОСАЧІВСЬКОЇ ДІЛЯНОК
ФОСФАТНО-ТИТАНОВИХ РУД
КОРСУНЬ-НОВОМИРГОРОДСЬКОГО ПЛУТОНУ
ТА ПРОСТОРОВЕ ПОШИРЕННЯ ІЛЬМЕНІТУ
В ЇХНІЙ КОРИ ЗВІТРЮВАННЯ**

Юлія Крошко, канд. геол. наук, ст. наук. співробітник відділу літології
ykrosh.79@ukr.net
<https://orcid.org/0000-0002-7601-7760>
<https://www.scopus.com/authid/detail.uri?authorId=57224881975>

Мирон Ковальчук, д-р геол. наук, проф., зав. відділу літології
kms1964@ukr.net
<https://orcid.org/0000-0001-9265-9707>
<https://www.scopus.com/authid/detail.uri?authorId=56358899000>
Інститут геологічних наук НАН України,
вул. Олесь Гончара, 55б, Київ, Україна, 01601

Наведено відомості щодо фосфатно-титанової рудоносності кристалічних порід фундаменту Воронівської, Волківської, Носачівської, Тернівської ділянок та ільменітоносності їхньої кори звітрювання. Ділянки розташовані в центральній частині Корсунь-Новомиргородського плутону: у межах Городищенського, Смілянського, Тернівського габро-анортозитових масивів. На підставі атрибутивної бази даних, яка охоплює координати свердлових, їхній опис і результати опробування, створено картографічні побудови (карти, колонки), які відображають рельєф покрівлі, підшви, товщину кори звітрювання латеральне поширення середнього вмісту ільменіту в корі звітрювання та вертикальний розподіл його вмісту у свердловинах зазначених рудопояв титанових руд. Досліджено напрям і силу кореляційних зв'язків у корі звітрювання між рельєфом покрівлі й підшви, рельєфом покрівлі (підшви) і товщиною елювію, рельєфом покрівлі (підшви) і середнім вмістом ільменіту в елювії, товщиною елювію та середнім вмістом ільменіту. На підставі показників, що їх отримали геологи-виробничники під час розшукових і розшуково-оцінювальних робіт на території Воронівської, Волківської, Носачівської та Тернівської ділянок, ми виконали рейтингову оцінку фосфатно-титанових руд у породах фундаменту. За результатами оцінки ділянки розмістилися в такому порядку (від вищої до нижчої рейтингової оцінки): Носачівська (Носачівське родовище), Воронівська, з однаковою рейтинговою оцінкою Волківська й Тернівська. На підставі структурно-речовинних показників кори звітрювання (середня глибина залягання й товщина рудних пластів; середньозважений вміст ільменіту; вміст TiO_2 в ільменіті; площа прогнозу; прогнозні ресурси TiO_2) проведено рейтингову оцінку досліджених об'єктів. За результатами рейтингової оцінки (від нижчої до вищої) рудопояви титанових руд у корі звітрювання розмістилися в такому порядку: Тернівський, Носачівський, Волківський і Воронівський з однаковою рейтинговою оцінкою. У сукупності породи фундаменту та кора звітрювання в межах досліджених ділянок

володіють значним ресурсним потенціалом і після геологічного довивчення можуть становити практичний інтерес.

Ключові слова: фосфатно-титанові руди, ільменіт, Корсунь-Новомиргородський плутон, Воронівський, Волківський, Носачівський, Тернівський рудопрояви, кора звітрювання, кореляційний аналіз, рейтингова оцінка.

DOI <https://doi.org/10.30970/min.75.04>

Постановка проблеми. Корсунь-Новомиргородський плутон розташований серед гнейсів і сланців інгуло-інгулецької серії, гранітів та мігматитів кіровоградсько-житомирського комплексу. Плутон утворює склепінчасто-брилове підняття в осьовій частині Інгульського мегаблока. Провідною рудною формацією Корсунь-Новомиргородського плутону є фосфатно-титанова формація в габро-анортозитах. Найбільший вміст ільменіту серед порід формації діагностовано в габроїдах. Найвідомішими є Носачівське родовище та Межиріцький, Руськополянський, Воронівський, Цвітківський, Південно-Цвітківський, Калинівський, Волківський, Тернівський, Північно-Західний, Костянтинівський, Новомиргородський, Покровський, Канізький, Аврамівський рудопрояви фосфатно-титанових руд у кристалічних породах фундаменту [3].

Протягом юри та ранньої крейди кристалічні породи фундаменту зазнали звітрювання, унаслідок якого утворилася кора звітрювання площового типу з елементами лінійності в зонах підвищеної тріщинуватості порід. Для кори звітрювання також характерна фосфатно-титанова рудоносність. Зазвичай розподіл ільменіту в корі звітрювання загалом відповідає такому в материнських породах. Найвідомішими об'єктами кори звітрювання є Західне й Аврамівське родовища, Межиріцький, Смілянський, Воронівський, Волківський, Тернівський, Носачівський рудопрояви [2; 3]. Починаючи з ранньої крейди, кора звітрювання неодноразово зазнавала розмивання та слугувала матеріалом для утворення різновікових і різногенетичних розсипів, серед яких найбільш значущими є апт-нижньоальбські, верхньоальбські, середньоєоценові та четвертинні. Найвідомішими розсипними об'єктами фосфатно-титанових руд є Бирзулівське, Андріївське, Валуївське, Лікарівське, Новомиргородське, Аврамівське родовища [2; 3].

Ми досліджували фосфатно-титанову рудоносність у південній частині Корсунь-Новомиргородського плутону (Новомиргородський, Канізький масиви), де просторово суміщені різновікові й різногенетичні формаційні одиниці (кристалічного фундаменту, кори звітрювання і розсипів), які в сукупності роблять такі об'єкти інвестиційно привабливими [3].

Зважаючи на необхідність забезпечення України титановою сировиною, яка має стратегічне значення для обороноздатності й економіки країни, потрібно нарощувати мінерально-сировинну базу титану за рахунок тих формаційних одиниць, з яких поки що в Україні фосфатно-титанові руди не видобувають (корінні породи) або видобувають частково (кори звітрювання) під час розробки розсипних родовищ.

На наш погляд, значні перспективи пов'язані з наразі недостатньо дослідженими об'єктами – породами кристалічного фундаменту, корама звітрювання, які зосереджені в межах Городищенського, Носачівського, Смілянського, Тернівського масивів у центральній частині Корсунь-Новомиргородського плутону; по них геологи-виробничники виконали підрахунки прогнозних ресурсів ільменіту. До таких об'єктів належать Воронівський, Волківський, Носачівський, Тернівський, які в зазначеній послідовності утворюють смугу західно-східного простягання в центральній частині Корсунь-Новомиргородського плутону (рис. 1).



Рис. 1. Геологічна карто-схема району досліджень (Флоре, 2005)

Аналіз досліджень. Корсунь-Новомиргородський плутон схарактеризовано в низці загальних тематичних робіт, виконаних протягом 1972–1993 рр. (Дусяцкий, 1974; Войновский, 1977; Колосовская, 1981; Коломиец, 1982, 1990; Лепигов, 1982; Тарасенко, 1990; Шкуренко, 1993). На підставі узагальнення й аналізу значного фактичного матеріалу складено геологічні, геофізичні, геохімічні, металогенічні карти, проведено районування території, виокремлено перспективні райони, зони, поля, схарактеризовано основні рудні формації (фосфатно-титанову, золото-кварц-сульфідну, рідкіснометалеву), визначено основні прогностні й розшукові критерії та ознаки кожної формації.

Протягом 1980–1984 рр. у процесі робіт з глибинного геологічного картування масштабу менше за 1:200 000 (керівники О. Воробей і Г. Коломиєць) виявлено й оцінено прояви ільменіту в габро-анортозитових масивах (Межирицький, Носачівський, Тернівський, Городищенський) та в корі звітрювання габроїдів (Воронівський, Смілянський, Носачівський, Волківський, Тернівський прояви) центральної та північної частин Корсунь-Новомиргородського плутону.

У 1985–1987 рр. в Інституті мінеральних ресурсів виконано роботи (керівник В. Тарасенко), завдяки яким габро-анортозитові масиви Корсунь-Новомиргородського плутону визнано високоперспективними на виявлення геолого-промислових типів фосфатно-титанових руд. Також було виконано геолого-технологічну оцінку з підрахунком прогностичних ресурсів TiO_2 і P_2O_5 за категорією P_3 низки перспективних фосфатно-титанових об'єктів – Волківського, Воронівського та Носачівського. Узагальнення та переінтерпретацію

геолого-геофізичних матеріалів стосовно Корсунь-Новомиргородського плутону для прогнозування й розшуків корінних родовищ фосфатно-титанових руд виконано протягом 1991–1993 рр.

Протягом 1990–1996 рр. у межах Носачівської ділянки провадили розшуково-оцінні роботи на корінні фосфатно-титанові руди. За результатами цих робіт уточнено межі Носачівського родовища, досліджено розподіл корисного компонента, для рудних покладів оцінено запаси TiO_2 і P_2O_5 за категорією C_2 та сумарні перспективні ресурси за категорією P_1 . Висока якість та хороші технологічні показники збагачення руд дали підстави рекомендувати Носачівське родовище для подальшого вивчення і промислового освоєння [4].

У 2009 р. С. Кривдік зі співавт. дослідив речовинний склад Носачівського апатит-ільменітового родовища. Отримані результати засвідчили розшаровану природу рудоносних габроїдів і кумулятивне походження багатих ільменітових руд [1].

Мета наших досліджень – узагальнити наявний матеріал щодо фосфатно-титанової рудоносності порід фундаменту Воронівської, Волківської, Носачівської, Тернівської ділянок і дослідити просторове поширення ільменіту в однойменних рудопроявах кори звітрування цих ділянок.

Методико-методологічною основою досліджень є напрацювання авторів щодо дослідження просторового поширення ільменіту, апатиту, циркону, рутилу в корах звітрування та різновікових і різногенетичних розсипах Новомиргородського й Канізького масивів Корсунь-Новомиргородського плутону [2; 3]. Фактичним матеріалом для досліджень були такі виробничі звіти: *Воробей О. І., Коломієць Г. Д.* Звіт про глибинне геологічне картування масштабу менше 1:200 000 території аркушів М-36-XX (пд.п.), М-36-XXVI (пн.п.) за 1980–1984 рр. Черкаси, 1984; *Шкурченко І. Е.* Узагальнення і переінтерпретація геолого-геофізичних матеріалів по Корсунь-Новомиргородському плутону з метою прогнозу і пошуків корінних родовищ фосфатно-цирконієвих руд. Київ, 1993; *Флоре Н.* Переоцінка перспективних та прогнозних ресурсів провідних типів корисних копалин, виявлених на території діяльності підприємства в результаті проведення геолого-зіомочних та пошукових робіт станом на 01.01.2001 року на площі М-36-XX-XXV, XXVI, XXVII, XXXII, XXXIII та в межах центральної і північно-західної частин Дніпровського буровугільного басейну. Черкаси, 2005.

Картографічні побудови виконано з використанням програмного забезпечення *Golden Software Strater*, *Golden Software Surfer*, кореляційний аналіз – *Statistica*.

Виклад основного матеріалу. *Воронівський прояв* фосфатно-титанової мінералізації в кристалічних породах розташований у східній ендоконтактової частині Городищенського масиву основних порід. У геологічній будові прояву беруть участь габронорити й перешаровані з ними плагіоклазові перидотити. За даними С. Металіди, вміст TiO_2 в габроноритах коливається від 3,6 до 7,4 %, P_2O_5 – від 1,85 до 2,48 %. Зерна ільменіту розміром 0,1–3,2 мм, які утворюють вкраплення в породі, мають таблитчасту, нерівну, округлу форму. Агрегати зерен ільменіту іноді оточені облямівкою біотиту. В асоціації з ільменітом є апатит, представлений дрібними короткопризматичними кристали розміром (0,05–0,10) × (0,10–0,25) мм. Середньозважений вміст TiO_2 в породі становить 4,4 %, P_2O_5 – 0,39 %. Іноді в густовкрапленому зруденінні вміст TiO_2 досягає 9,5 %. Середня товщина продуктивної товщі – 166 м. Прогнозні ресурси TiO_2 за категорією P_2 становлять 13,7 млн т, P_2O_5 – 1,2 млн т до глибини 300 м.

Унаслідок звітрування порід фундаменту утворилася рудоносна кора звітрування. Зокрема, Воронівський рудопояв фосфатно-титанових руд у корі вивітрування розташований у південно-західній частині Городищенського габро-анортозитового масиву (поблизу сіл Воронівка, Петропавлівка і м. Городище). Речовинний склад кори звітрування

такий, %: монтморилоніт + каолініт – 92–95, карбонати – 2–3, гідрослюда – 1–3, рудні мінерали – 2,5; вміст апатиту досягає 6 кг/м³. За даними глибинного геологічного картування, вміст ільменіту в корі звітрювання становить 30,040–209,012 кг/м³. Середньозважений вміст ільменіту в елювії – від 40,69 до 111,11 кг/м³ (середнє значення – 59,38 кг/м³). Середня товщина рудних інтервалів у свердловинах коливається від 1,0 до 11,8 м (середнє – 6,38 м). Товщина розкривних порід становить 21,5–48,0 м (середнє – 37,6 м).

З використанням координат свердловин, їхнього опису й результатів опробування ми створили атрибутивну базу даних, на підставі якої виконали певні картографічні побудови (рис. 2). Вони відображають рельєф покрівлі, підшови, товщину кори звітрювання, латеральне поширення середнього вмісту ільменіту в корі звітрювання, а також колонки вертикального розподілу вмісту ільменіту в свердловинах (рис. 3).

Просторово рельєф підшови і поверхні елювію майже повністю збігаються (див. рис. 2, а, б).

Найбільші значення товщини кори звітрювання простягаються у вигляді смуги південно-західного – північно-східного простягання (див. рис. 2, в). Ділянки підвищеного середнього вмісту ільменіту поширені в південно-західній частині рудопрояву (див. рис. 2, г) і лише частково просторово збігаються з ділянками найбільшої товщини елювію (див. рис. 2, в, г).

За допомогою кореляційного аналізу досліджено напрям і силу кореляційних зв'язків у корі звітрювання між рельєфом покрівлі й підшови, рельєфом покрівлі / підшови та товщиною елювію, рельєфом покрівлі / підшови й середнім вмістом ільменіту в елювії, товщиною елювію та середнім вмістом ільменіту.

Визначено такі кореляційні зв'язки між цими: прямий – між рельєфом покрівлі й підшови прямий (+0,95), між рельєфом підшови та середнім вмістом ільменіту середній (+0,53), між рельєфом покрівлі й середнім вмістом ільменіту помірний (+0,42); між рельєфом підшови та товщиною елювію дуже слабкий (+0,18); між іншими показниками кореляційних зв'язків не виявлено.

Типовий розподіл вмісту ільменіту у вертикальному перерізі кори звітрювання Воронівського рудопрояву представлено на рис. 3, а. Здебільшого в профілі кори звітрювання наявні два горизонти збагачення, приурочені до нижньої та верхньої його частин.

Волківська ділянка розташована в північно-західній частині Смілянського габро-анортозитового масиву (околиці с. Волківка). За даними І. Шкуренка, у геологічній будові ділянки беруть участь калішпатизовані габро-анортозити, лейкократові порфіроподібні габронорити, рудні олівіновмісні габронорити. У породах виявлені процеси сосюризації, хлоритизації, карбонатизації, подекуди амфіболізації й біотитизації. У зонах дроблення порід наявні кварцові андезиніти й монцоніти. Усім петротипам порід властиві високі значення залізистості (66,8–77,4 %), помірні – титанистості (16,2–27,2 %), знижені – співвідношення Ti/Mg.

Рудними є олівінові габронорити, крутоспадне тіло яких контролюване субширотною Тарасівською зоною розломів. У плані й у розрізі форма рудного тіла лінзоподібна. За даними С. Металіди, з ільменітом пов'язано 92,3 % усього TiO₂, решта TiO₂ розпорошена в силікатах і титаномagnetиті. З апатитом у руді пов'язано 94,4 % P₂O₅. Прогнозні ресурси TiO₂ оцінено в 9,7 млн т, P₂O₅ – 0,86 млн т. У рудних габроноритах діагностовано підвищений вміст ванадію і хрому.

Ільменітовий концентрат містить 49,22 % TiO₂ за вилучення з руди 76,8 % TiO₂; апатитовий концентрат містить 38,4 % P₂O₅ за вилучення 81,3 % P₂O₅.

З корою звітрювання порід фундаменту пов'язаний Волківський рудопрояв, який розташований поблизу с. Волківка й охоплює північну крайову зону Носачівського

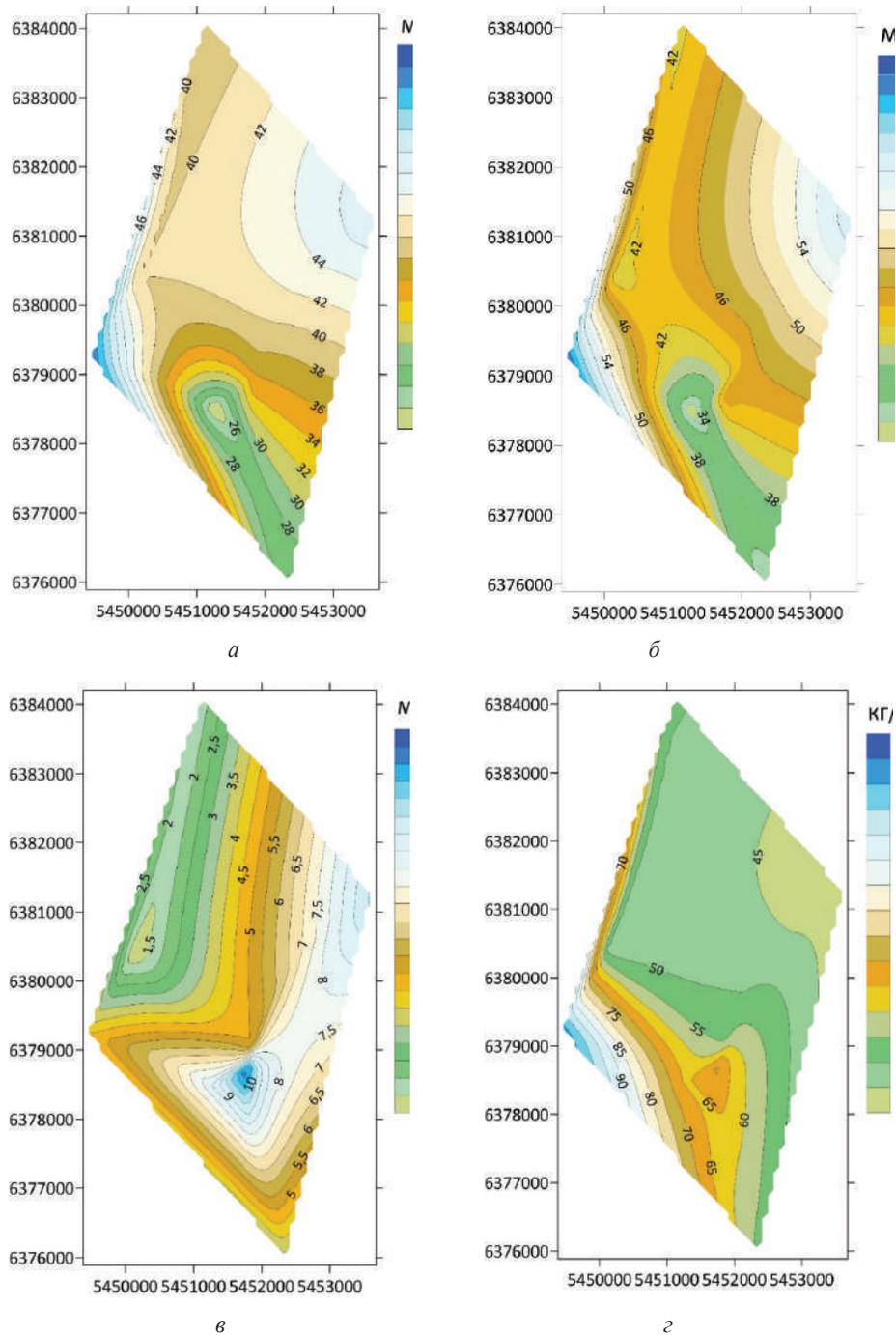
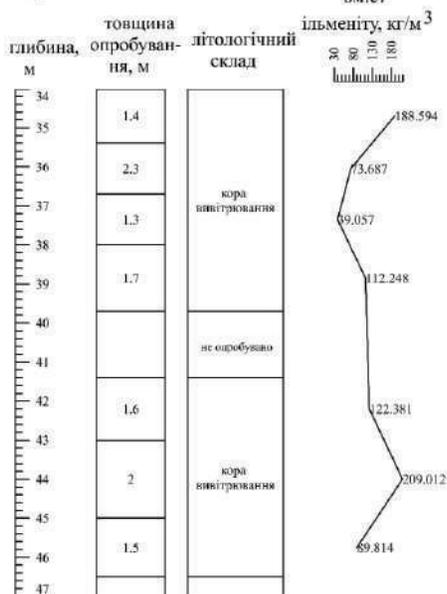


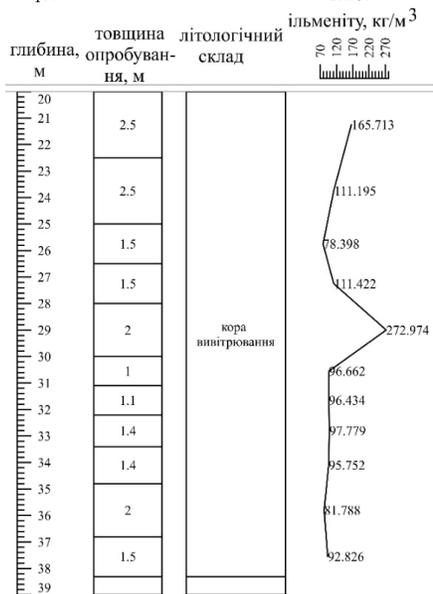
Рис. 2. Ізогіпси поверхні (*a*), підшови (*б*), ізопакіти товщини (*в*) кори звітрювання й ізогіпси середнього вмісту (кг/м³) у ній ільменіту (*г*) у межах Воронівського рудопроюву

свердловина 383



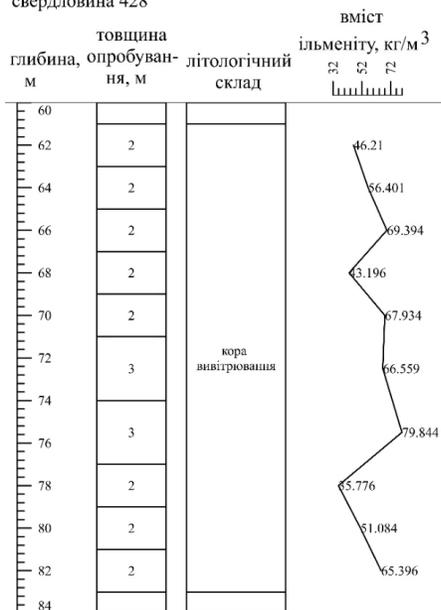
a

свердловина 554



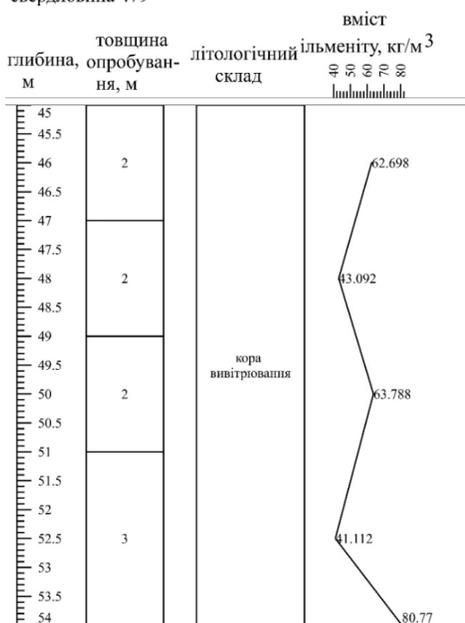
б

свердловина 428



в

свердловина 479



г

Рис. 3. Вертикальний розподіл вмісту (кг/м³) ільменіту в корі звітрювання рудопроявів Воронівський (а), Волківський (б), Носачівський (в), Тернівський (г)

габро-анортозитового масиву. Речовинний склад кори звітрювання такий, %: монтмори-лоніт + каолініт – 90, карбонати – 5,7, рудні мінерали – 3–4, гідрослюда – 1. За даними О. Воробей та ін., вміст ільменіту в корі звітрювання габро, габромонцонітів і габро-анортозитів коливається від 39,192 до 136,487 кг/м³. Середньозважений вміст ільменіту – 53,91–71,85 кг/м³ (середнє значення – 60,13 кг/м³). Середня товщина продуктивної товщі становить 2,5–18,5 м (середнє – 8,38 м). Середня глибина залягання продуктивного елювію – 19 м.

Просторово рельєф підшови й поверхні елювію цілком збігаються (рис. 4, *a*, *б*). Товщина кори звітрювання поступово зменшується в північно-східному напрямі (див. рис. 4, *в*). Ділянки підвищеного середнього вмісту ільменіту поширені в північно-східній частині рудопрояву (див. рис. 4, *г*).

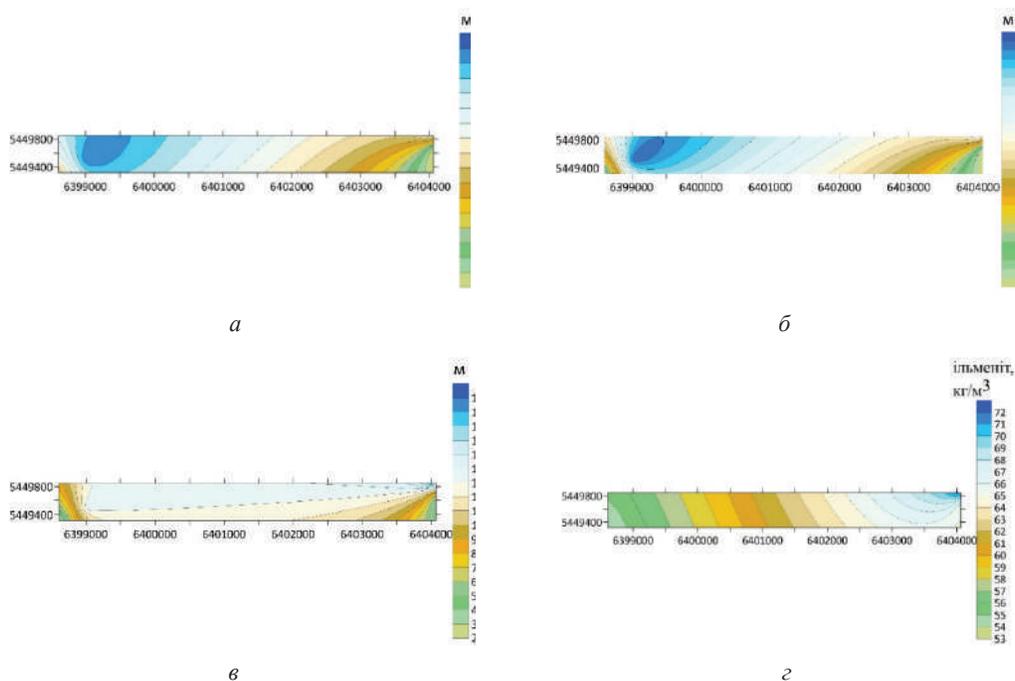


Рис. 4. Ізогіпси поверхні (*a*), підшови (*б*), ізопахіти товщини (*в*) кори звітрювання й ізогіпси середнього вмісту (кг/м³) у ній ільменіту (*г*) у межах Волківського рудопрояву

Ділянки підвищеного середнього вмісту ільменіту частково просторово збігаються з ділянками підвищеної товщини елювію (див. рис. 4, *в*, *г*).

У корі звітрювання Волківського рудопрояву визначено такі напрями й силу кореляційних зв'язків: прямий – між рельєфом покрівлі й підшови та між рельєфом підшови й товщиною елювію сильний (+0,87 та +0,83 відповідно), між товщиною елювію і середнім вмістом ільменіту та між рельєфом покрівлі й товщиною елювію середній (+0,56 та +0,58 відповідно); між рельєфом покрівлі й середнім вмістом ільменіту помірний обернений (–0,33); між рельєфом підшови елювію та середнім вмістом ільменіту кореляційного зв'язку не виявлено.

Типовий розподіл вмісту ільменіту у вертикальному перерізі кори звітрювання Волківського рудопрояву представлено на рис. 3, *б*. Здебільшого в профілі кори звітрювання

наявний один горизонт збагачення, приурочений до середньої його частини, іноді наявні два – у середній і верхній частинах елювію (див. рис. 3, б).

Носачівська ділянка розташована в південній частині Смілянського габро-анортозитового масиву. За даними І. Шкуренка, у геологічній будові Носачівської ділянки переважають олівінові й безолівінові габронорити з моноклінним і ромбічним піроксенами; підлегле значення мають габромонзоніти, монзоніти, калішпатизовані та гранітизовані габро. Південна ендоконтактова частина складена головно лейкогаброноритами, габро-анортозитами, центральна частина – габроноритами. У північній ендоконтактової частині Носачівського тіла поширені ільменітовмісні меланократові олівінові габронорити.

За результатами розшукових і розшуково-оцінювальних робіт на фосфатно-титанові руди в породах фундаменту виявлено Носачівське родовище, яке генетично і просторово приурочене до однойменного масиву рудних норитів Носачівсько-Волківського рудного поля Корсунь-Новомиргородського плутону, а в структурному плані – до вузла перетину субширотної глибинної Тарасівської зони розломів із субмеридіональною Канівсько-Новомиргородською зоною [4].

За даними С. Металіді, глибина поширення покладу становить 420 м; найбільша вертикальна потужність покладу – у центральній частині, на флангах вона зменшується до 60 м. За даними О. Шкуренка, тут наявні ільменітові, апатит-ільменітові й апатитові руди, серед яких розрізняють бідні вкраплені, середньовкраплені, густовкраплені та масивні руди.

Олівінові габронорити складають Носачівську інтрузію габроїдів та є рудовміщувальними для збіднених вкраплених фосфатно-титанових руд з вмістом ільменіту < 10–12 %. Ільменіт наявний у вигляді округлих, полігональних, пластинчастих і видовжених зерен, апатит представлений дрібними округлими і більшими призматичними зернами. Розподіл цих мінералів у породі більш-менш рівномірний. Середній вміст у них TiO_2 становить 4–5 %, P_2O_5 – 1,8–2,5 %. Найбільший середній вміст апатиту виявлено в лужних різновидах порід. Бідні ільменітові руди з підвищеним вмістом апатиту містять підвищені концентрації Cu, TiO_2 , Bi, Be, Nb, Ce, Ag, Sr та дещо знижені – Mn, Cr, V, Pb, Ni, La, Sc.

Середні за вмістом ільменітові руди (розсіяні вкраплення ільменіту в кількості 12–20 %) наявні в габроноритах без олівіну або з поодинокими його зернами. Вони поширені в північній частині Носачівської інтрузії на всій її протяжності. Ільменіт наявний у вигляді округлих і пластинчастих зерен, апатит представлений призматичними зернами розміром $(0,1–0,4) \times (0,4–1,0)$ мм.

Багаті ільменітові руди (40–60 % ільменіту) в габроноритах розкриті свердловинами в північно-західній частині Носачівської інтрузії. Представлені вони нерівномірнозернистими калішпатизованими габроноритами. Зерна ільменіту розміром 0,5–1,0 мм мають пластинчасту, іноді гантелеподібну форму. Також ільменіт утворює включення в піроксені, мікрокліні, апатиті, на межі зерен плагіоклазу, формує облямівки навколо плагіоклазу. У складі ільменіту виявлено такі оксиди (мас. %): MgO – до 2,00; V_2O_5 – 0,28–0,60; Nb_2O_5 – до 0,076; MnO – 0,10–0,60; вміст гематитового міналу в ньому або низький, або його зовсім немає [1].

Апатит наявний у вигляді окремих кристалів і зерен розміром $(1,0–3,5) \times (0,3–0,7)$ мм. За даними мікрозондового аналізу, це фториста відміна мінералу (вміст фтору – 2,92–3,66 мас. %) [1]. Вміст в апатиті TR_2O_3 зрідка перевищує 0,6–0,7 %, переважають церій та елементи церієвої групи, а вміст Y_2O_3 здебільшого становить 0,02–0,05 % [1]. За даними І. Шкуренка, вміст P_2O_5 у густовкраплених рудах досягає 0,35 %, у середньовкраплених – 0,41 %; у бідних ільменітових рудах та олівіновмісних габроноритах середній вміст P_2O_5 коливається від 0,45 до 2,16 %. Виявлено тісні зрощення та проростання апатиту ільменітом.

Геохімічні дослідження руд з умістом TiO_2 10–20 % та > 20 % (Шкуренко, 1993) дали змогу зробити такі висновки: зі зростанням вмісту TiO_2 у рудах знижується вміст P_2O_5 і зростає вміст більшості елементів, серед яких Mn, Cr, V, Ni, Mo, Zn, Ag; натомість Sc, Co, Ni, Cr, V, Mo, Zn, Y мають між собою прямиий кореляційний зв'язок.

За даними геологічних звітів, у Носачівській інтрузії трапляються ксеноліти анортозитів і габро-анортозитів. Серед калішпатизованих габро-анортозитів та анортозитів є незначної товщини шари рудних габроноритів із густим вкрапленням ільменіту (TiO_2 – 26,05 %, P_2O_5 – 0,35 %). Такий ільменіт представлений великими округло-полігональними зернами, наявний призматичний апатит в асоціації з кальцитом, біотитом, хлоритом, сосуритом.

Прогнозні ресурси прояву за категорією P_1 такі: TiO_2 – 32,4 млн т, P_2O_5 – 7,6 млн т; V_2O_5 – 86,61 тис. т [4].

Зазначимо, що навколо Носачівської інтрузії габроноритів, а також на всіх ділянках, де є багате ільменітове зруденіння, наявний ореол графітової мінералізації.

Рудна фосфатно-титанова мінералізація міститься також у корі звітрювання кристалічних порід, утворюючи Носачівський рудопрояв. Він розташований у південній частині Смілянського габро-анортозитового масиву, південніше с. Носачів, у південному екзоконтакті Носачівського габро-анортозитового масиву, у Лукашівсько-Тимошівській зоні розломів. Речовинний склад елювію такий, %: монтморилоніт + каолініт – 82–88, кварц – 10–15, рудні мінерали – до 10, карбонати – 2–3. За даними глибинного геологічного картування, прогнозні ресурси ільменіту в елювії становлять 6,6 млн т. У корі звітрювання габро-анортозитів, габро й анортозитів середньозважений вміст ільменіту становить 32,519–59,546 кг/м^3 (середнє значення – 44,262 кг/м^3). Середня товщина продуктивної товщі елювію – 1,2–22,0 м (середнє – 5,7 м). Товщина розкривних порід – 31,5–85,0 м (середнє – 70,0 м).

Рельєф підшови елювію віддзеркалюється в рельєфі її поверхні (рис. 5, а, б). Найбільша товщина кори звітрювання в південно-східній частині рудопрояву (див. рис. 5, в). Найбільший середній вміст ільменіту притаманий північно-східній і південно-західній частинам рудопрояву (див. рис. 5, г). На ділянці найбільшої товщини елювію вміст ільменіту становить 40–45 кг/м^3 (див. рис. 5, в, г).

За допомогою кореляційного аналізу в корі звітрювання Носачівського рудопрояву визначено такі напрями й силу кореляційних зв'язків: прямиий – між рельєфом покрівлі й підшови сильний (+0,95), між товщиною елювію і середнім вмістом ільменіту помірний (+0,45); обернений – між рельєфом покрівлі й середнім вмістом ільменіту помірний (–0,36), між рельєфом підшови й середнім вмістом ільменіту та між рельєфом покрівлі й товщиною слабкий (–0,25 та –0,24 відповідно); між рельєфом підшови елювію і його товщиною кореляційного зв'язку не виявлено.

Типовий розподіл вмісту ільменіту у вертикальному перерізі кори звітрювання Носачівського рудопрояву представлено на рис. 3, в. У профілі кори звітрювання наявні три переважно нечітко виражені горизонти збагачення, приурочені до різних частин елювію.

Тернівський рудопрояв у корі звітрювання габро, габроноритів, габромонзонітів і габро-анортозитів розташований біля сіл Попівка і Тернівка в межах Тернівського габро-анортозитового масиву. Прогнозні ресурси сировини тут такі (Флоре, 2005), млн т: TiO_2 – 5,93; P_2O_5 – 1,45. Речовинний склад елювію, %: монтморилоніт + каолініт – 90–95, гідрохлорит – 3–5, рудні мінерали – 2–5.

У корях звітрювання габро, габроноритів, габромонзонітів і габро-анортозитів середньозважений вміст ільменіту становить 36,98–62,56 кг/м^3 (середнє значення – 47,683 кг/м^3) (Воробей, Коломієць, 1984). Потужність рудних інтервалів за свердловинами – від 1,0 до 9,9 м (середнє – 4,86 м). Товщина розкривних порід – 21,0–45,0 м (середнє – 34,0 м).

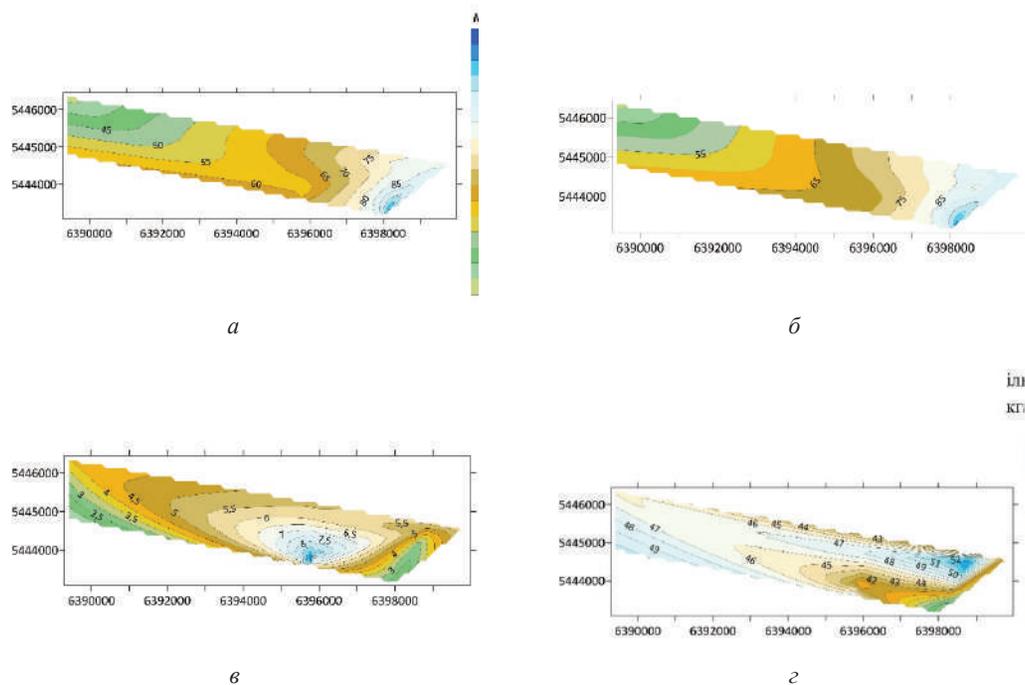


Рис. 5. Ізогіпси поверхні (а), підшови (б), ізопахіти товщини (в) кори звітрювання й ізогіпси середнього вмісту (кг/м³) у ній ільменіту (г) у межах Носачівського рудопрояву

Рельєф підшови й покрівлі кори звітрювання подібні (рис. 6, а, б). Найбільшу товщину елювію виявлено в південно-західній частині рудопрояву (див. рис. 6, в). Ділянки з найбільшим середнім вмістом ільменіту розташовані в південно-західній і північно-східній частинах рудопрояву (див. рис. 6, г).

За допомогою кореляційного аналізу в корі звітрювання Тернівського прояву визначено такі напрями й силу кореляційних зв'язків: прямий – між рельєфом покрівлі й підшови сильний (+0,97), між товщиною елювію і середнім вмістом ільменіту та між рельєфом покрівлі й товщиною елювію середній (+0,65 та +0,55 відповідно); між рельєфом підшови й товщиною елювію помірний (+0,35); обернений – між рельєфом підшови та середнім вмістом ільменіту помірний (–0,43), між рельєфом покрівлі й середнім вмістом ільменіту слабкий (–0,25).

Типовий розподіл вмісту ільменіту у вертикальному перерізі кори звітрювання Тернівського рудопрояву наведено на рис. 3, г. Здебільшого в профілі кори звітрювання наявні три горизонти збагачення, приурочені до нижньої, середньої та верхньої частин елювію.

На підставі показників, отриманих геологами-виробничниками в процесі розшукових і розшуково-оцінних робіт у межах Воронівської, Волківської, Носачівської та Тернівської ділянок, ми виконали рейтингову оцінку фосфатно-титанових руд у породах фундаменту. Виявилось, що найперспективнішою є Носачівська ділянка (Носачівське родовище), після неї – Воронівська; ділянки Волківська й Тернівська мають однакову найнижчу рейтингову оцінку.

На підставі аналізу низки показників, що їх отримали геологи-виробничники в процесі глибинного геологічного картування території, а саме: середня глибина залягання пластів, м; середня товщина пластів, м; середньозважений вміст ільменіту, кг/м³; вміст

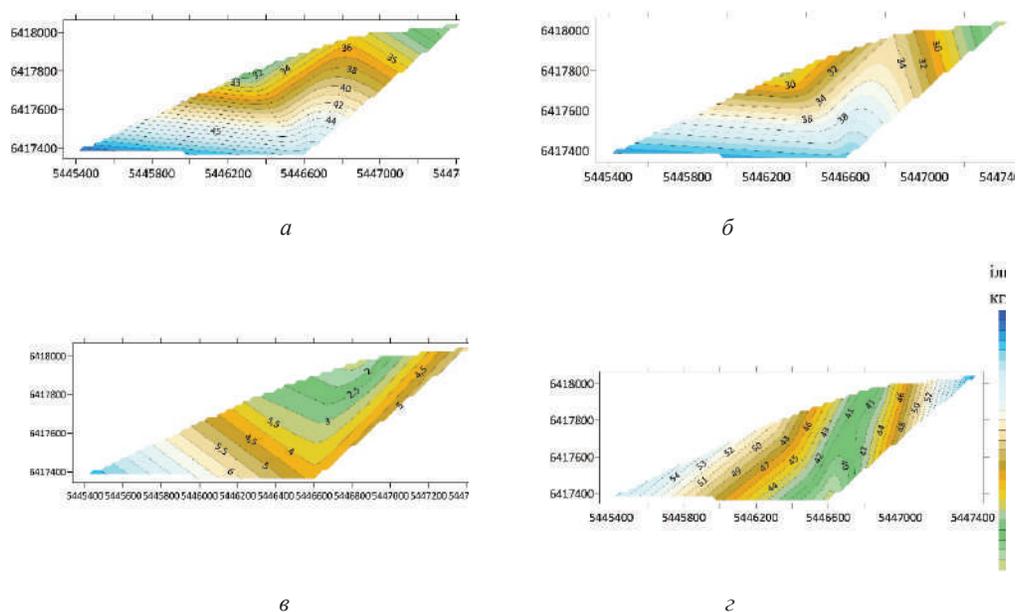


Рис. 6. Ізогіпси поверхні (а), підшви (б), ізопахіти товщини (в) кори звітрювання та ізогіпси середнього вмісту (кг/м³) у ній ільменіту (з) у межах Тернівського рудопояву

TiO₂ в ільменіті, %; площа прогнозування, тис. м²; прогнозні ресурси TiO₂, тис. т – ми виконали рейтингову оцінку рудоносності кори звітрювання досліджених об'єктів. Найбільшу рейтингову оцінку отримали Воронівський і Волківський рудопояви титанових руд у корі звітрювання, на третьому місці – Носачівський, на четвертому – Тернівський рудопояв. Зазначимо, що рейтингова оцінка рудоносності кори звітрювання в цьому випадку є відносним показником, оскільки ступінь вивченості елювію цих чотирьох рудопоявів різний і загалом недостатній.

Висновки та перспективи подальшого дослідження. Виконані нами дослідження засвідчили, що в межах Городищенського, Носачівського, Смілянського й Тернівського масивів, розташованих у центральній частині Корсунь-Новомиргородського плутону, протягом тривалої геологічної історії утворилася різночасова й різногенетична, однак просторово суміщена рудоносна система, представлена габро-анортозитовою фосфатно-титановою формацією кристалічного фундаменту та фосфатно-титановою формацією кори звітрювання. У сукупності ця рудоносна система має значний рудний потенціал. За рейтинговою оцінкою фосфатно-титанової рудоносності порід фундаменту передує Носачівська ділянка (Носачівське родовище), друге місце посідає Воронівська ділянка, третє місце поділили Волківська й Тернівська ділянки. Рудні тіла в породах фундаменту продовжуються в корі звітрювання з утворенням Воронівського, Волківського, Носачівського і Тернівського рудопоявів. Для цих рудопоявів ми дослідили просторове поширення ільменіту в корі звітрювання за латераллю й у вертикальному перерізі елювію.

На Тернівському й Носачівському рудопоявах ільменіту в корі звітрювання наявні по дві просторово розрізнені ділянки найвищого середнього вмісту мінералу, натомість на Воронівському й Волківському – тільки по одній.

Найсуттєвішу різницю між мінімальним і максимальним вмістом ільменіту в корі звітрювання визначено для Воронівського рудопрояву.

Ділянки підвищеного середнього вмісту ільменіту переважно не збігаються просторово з ділянками найбільшої товщини елювію або ж збігаються частково.

У вертикальному перерізі кори звітрювання Волківського рудопрояву виявлено один або два горизонти, збагачені ільменітом, які приурочені до середньої та верхньої частини елювіального профілю; у нижній частині вміст ільменіту рівномірний. Натомість у межах інших рудопроявів наявні три рівні збагачення елювію ільменітом, приурочені до нижньої, середньої і верхньої частини його профілю.

Для всіх рудопроявів визначено сильний прямий кореляційний зв'язок між рельєфом поверхні та підшоши кори звітрювання. Кореляційний зв'язок між товщиною елювію і середнім вмістом ільменіту середній (Волківський, Носачівський рудопрояви) і помірний прямий (Тернівський рудопрояв). Найсильніший прямий кореляційний зв'язок між рельєфом підшоши і товщиною елювію притаманний Волківському рудопрояву. Різної сили обернений кореляційний зв'язок між рельєфом покрівлі / підшоши та середнім вмістом ільменіту виявлений на Волківському, Носачівському й Тернівському рудопроявах, натомість у межах Воронівського рудопрояву кореляційний зв'язок між цими параметрами прямий різної сили.

За результатами рейтингової оцінки рудопрояви титанових руд у корі звітрювання досліджених рудопроявів розташувалися так: передують Воронівський і Волківський (однакова кількість балів), менший рейтинг у Носачівського й Тернівського рудопроявів.

Зважаючи на те, що досліджені рудопрояви ільменіту в корі звітрювання мають різний ступінь вивченості, їхня рейтингова оцінка є умовною, що не дає змоги повною мірою оцінити їхній рудоносний потенціал і визначити реальну рейтингову оцінку. Наприклад, рейтингову оцінку Волківського рудопрояву титанових руд у корі звітрювання виконано за найменшою порівняно з іншими рудопроявами кількістю свердловин.

Беручи до уваги результати дослідження рудоносності порід фундаменту і з огляду на те, що рудоносність елювію зумовлена рудоносністю кристалічних порід фундаменту, можна прогнозувати родовища титанових руд у корі звітрювання зазначених рудопроявів після їхньої дорозвідки зі згущенням мережі розшукових свердловин.

Наразі в Україні розробляють тільки розсіпні родовища фосфатно-титанових руд, а кору звітрювання розробляють лише частково на деяких родовищах. Тому дослідження рудоносності описаних об'єктів може бути основою для нарощування мінерально-сировинної бази фосфатно-титанових руд Корсунь-Новомиргородського плутону і для організації робіт із розшуків розсіпищ ільменіту й апатиту в різновікових осадових товщах, утворених завдяки розмиванню й перевідкладанню рудоносного елювію.

СПИСОК ВИКОРИСТАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ

1. Кривдік С. Г., Гуравський Т. В., Дубина О. В., Братчук О. М., Мархай О. І., Нечаєнко О. М., Якубенко П. Ф. Особливості речовинного складу Носачівського апатит-ільменітового родовища (Корсунь-Новомиргородський плутон, Український щит). *Мінералогічний журнал*. 2009. Т. 31. № 3. С. 35–78.
2. Крошко Ю. В., Ковальчук М. С. Поліхронно-полігенна парагенетично-просторова титанорудна система осадового чохла південно-західної частини Корсунь-Новомиргородського плутону. *Геохімія та рудоутворення*. 2023. Вип. 44. С. 63–88. <https://doi.org/10.15407/gof.2023.44.063>.
3. Крошко Ю. В., Ковальчук М. С. Рудоносність Аврамівського і Західного родовищ (Новомиргородський габро-анортозитовий масив). *Мінеральні ресурси України*. 2025. № 1. С. 41–49. <https://doi.org/10.31996/mru.2025.1.41-49>.

4. Носачівське родовище. URL: <https://www.geo.gov.ua/wp-content/uploads/2021/09/nosachivske-rodovyshe.pdf> (дата звернення 15.05.2025).

REFERENCES

1. Kryvdik, S.H., Huravskiy, T.V., Dubyna, O.V., Bratchuk, O.M., Markhai, O.I., Nechaienko, O.M., & Yakubenko, P.F. (2009). Osoblyvosti rechovynnoho skladu Nosachivskoho apatyit-ilmenitovoho rodovyshecha (Korsun-Novomyrhorodskiy pluton, Ukrainskiy shchyt) [Peculiarities of the material composition of the Nosachiv apatite-ilmenite deposit (Korsun-Novomyrhorod pluton, Ukrainian Shield)]. *Mineralohichnyi zhurnal – Mineral. Journ. (Ukraine)*, 31 (3), 35–78.
2. Kroshko, Y.V., & Kovalchuk, M.S. (2023). Polikhronno-polihenna parahenetychno-prostoro-va tytanorudna systema osadovoho chokhla pivdenno-zakhidnoi chastyny Korsun-Novomyrhorodskoho plutonu. [Polychronic-polygenic paragenetic-spatial titanium-ore system of the sedimentary cover of the south-western part of the Korsun-Novomyrhorod pluton]. *Heokhimiia ta rudoutvorennia – Geochemistry and Ore Formation*, 44, 63–88. <https://doi.org/10.15407/gof.2023.44.063>.
3. Kroshko, Yu.V., & Kovalchuk, M.S. (2025). Rudonosnist Avramivskoho i Zakhidnoho rodovyshech (Novomyrhorodskiy habro-anortozytovy masyv). [Ore content of Avramivske and Zakhidne deposits (Novomyrhorod gabbro-anorthosite massif)]. *Mineralni resursy Ukrainy – Mineral Resources of Ukraine*, 1, 41–49. <https://doi.org/10.31996/mru.2025.1.41-49>.
4. Nosachivske rodovyshe [Nosachivske deposit]. Retrieved from: <https://www.geo.gov.ua/wp-content/uploads/2021/09/nosachivske-rodovyshe.pdf> (access date 15/05/2025).

Стаття надійшла до редакції 22.05.2025

Стаття прийнята до друку 16.06.2025

ORE-BEARING OF THE VORONIVSKA, VOLKIVSKA, NOSACHIVSKA SITES OF PHOSPHATE-TITANIUM ORES OF THE KORSUN-NOVOMYRHOROD PLUTON AND SPATIAL DISTRIBUTION OF ILMENITE IN THEIR CRUST OF WEATHERING

Yuliia Kroshko, Myron Kovalchuk

ykrosh.79@ukr.net, kms1964@ukr.net

Institute of Geological Sciences of the NAS of Ukraine,

55b, Olesia Honchara St., Kyiv, Ukraine, 01601

Information is provided on the phosphate-titanium ore content of crystalline rocks of the basement of the Voronivska, Volkivska, Nosachivska, Ternivska areas and the ilmenite content of the weathering crust, which are located in the central part of the Korsun-Novomyrhorod pluton within the Horodyshechenskyi, Smilyanskyi, Ternivskiy gabbro-anorthosite massifs. Based on the attribute database, which includes the coordinates of the drill holes, their description and testing results, cartographic constructions (maps, columns) were created that reflect the relief of the roof, the relief of the sole, the thickness of the weathering crust, the lateral distribution of the average ilmenite content in the weathering crust and the vertical distribution of its content in the wells of the specified ore occurrences of titanium ores. The direction and strength of correlations between the relief of the roof and the relief of the sole of the eluvium, the relief of the roof (sole) and the thickness of the eluvium, the relief of the roof (sole) and the average content of ilmenite in the eluvium were investigated. Based on the indicators obtained

by production geologists during exploration and exploration and appraisal works within the Voronivska, Volkivska, Nosachivska and Ternivska areas, we conducted a rating assessment of phosphate-titanium ores in crystalline basement rocks. According to the assessment results, the areas were ranked in the following order (from highest to lowest rating): Nosachivska (Nosachivske deposit), Voronivska and with the same rating assessment Volkivska and Ternivska. Based on the structural and material indicators of the weathering crust (average depth and thickness of ore layers; weighted average ilmenite content; TiO_2 content in ilmenite; forecast area; forecast TiO_2 resources), a rating assessment of the studied objects was carried out. According to the results of the rating assessment (from lowest to highest), the ore occurrences of titanium ores in the weathering crust were located in the following order: Ternivskiyi, Nosachivskiyi, Volkivskiyi and Voronivskiyi with the same rating assessment. In total, the crystalline basement rocks and weathering crust within the studied areas have significant resource potential and, after geological study, may be of practical interest.

Key words: phosphate-titanium ores, ilmenite, Korsun-Novomyrhorod pluton, Voronivskiyi, Volkivskiyi, Nosachivskiyi, Ternivskiyi ore occurrences, crust of weathering, correlation analysis, rating assessment.

УДК 549.76:553.635(477)

ПРОЯВИ БАСАНІТУ В СУЛЬФАТНИХ ВІДКЛАДАХ ГОРОДИЩЕНСЬКОГО РОДОВИЩА ГІПСІВ

Вероніка Білай, студентка 4-го курсу геологічного факультету
veronika.bilai@lnu.edu.ua
<https://orcid.org/0009-0002-4505-0119>

Ірина Побережська, канд. геол.-мін. наук, доцентка,
зав. кафедри мінералогії, петрографії і геохімії
імені професора Ореста Матковського
iryna.poberezhska@lnu.edu.ua
<https://orcid.org/0000-0001-5020-8326>

Наталія Білик, асистентка кафедри мінералогії,
петрографії і геохімії імені професора Ореста Матковського
<https://orcid.org/0000-0002-9684-195X>

Данило Менцінський, студент геологічного факультету
<https://orcid.org/0009-0006-1238-6352>
Львівський національний університет імені Івана Франка,
вул. Грушевського, 4, Львів, Україна, 79005

Статтю присвячено дослідженню басаніту – мінералу групи сульфатів, напівгідрату сульфату кальцію. Ми виявили його в гіпсовій товщі Передкарпаття – на Городищенському родовищі гіпсів, розташованому поблизу с. Жабокруки (Івано-Франківський район Івано-Франківської області). Це південно-західний фланг Верхньопридністровської гіпсоносною провінції, яка пов'язана з тираською світою верхнього тортону (міоцен). На більшій частині Передкарпатського евапоритового басейну первинно-осадові гіпси зазнали дегідратації та перетворилися на ангідрити. Під час таких перетворень часто фіксують появу басаніту, який парагенетично пов'язаний із гіпсом та ангідритом.

В Україні басаніт є рідкісним мінералом, тому досліджено його слабо. Описано його знахідки в Бахмутській улоговині (Донецький басейн) та Гірському Криму; мінерал також виявили у включеннях у галіті з евапоритових товщ Передкарпаття й Закарпаття.

За допомогою макроскопічного та мікроскопічного аналізів ми вивчили морфологічні особливості басаніту та його просторову взаємодію з іншими мінералами (гіпсом, ангідритом, кальцитом), визначили закономірності його просторового розташування в гіпсовій масі. Мінерал приурочений головню до великокристалічного різновиду гіпсу. Він утворює видовжено-призматичні кристали, рідше трапляються голчасті, табличчасті, конусо- і клиноподібні утворення. Також виявлено пучкоподібні зростки кристалів, приурочені до стиків зерен чи мікротріщин. Ділянкам інтенсивної дегідратації гіпсів з утворенням басаніту притаманні вторинні структури, зокрема волокниста, лускувата, мікролепідобластова. Дослідження засвідчили, що утворення басаніту прямо залежить від напрямів з ослабленим опором у породі, які є найсприятливішими для росту орієнтованих кристалів.

Визначено наявні проблеми у вивченні басаніту і напрями його подальших досліджень.

Ключові слова: басаніт, гіпс, ангідрит, евапоритовий басейн, дегідратація, міоцен, Передкарпатський прогин.

DOI <https://doi.org/10.30970/min.75.05>

Постановка проблеми. Поширення евапоритових комплексів у Передкарпатті цікаве з погляду складної геологічної будови регіону. Гіпсові поклади є важливими індикаторами палеогеографічних умов. Дослідження літологічних, геохімічних і палеогеографічних особливостей сульфатних порід дає змогу з'ясувати умови седиментації та діагенезу евапоритів, реконструювати палеогеографічні обстановки седиментації гіпсу. Усе це сприяє кращому розумінню історії геологічного розвитку регіону. До того ж актуальною проблемою соленосних територій є ризик карстоутворення, тому їх потрібно всебічно вивчати для попередження екологічних катастроф.

Басаніт $\text{Ca}(\text{SO}_4) \cdot 0,5\text{H}_2\text{O}$ – це напівгідрат сульфату кальцію, який має потенційне значення як індикатор певних геологічних процесів та умов. Проте досліджено його, особливо на теренах України, досить слабо через рідкісні знахідки. Сучасні дані, що стосуються поширення й умов формування цього мінералу, фрагментарні. Це обмежує можливість бачення повного спектра можливостей застосування басаніту під час аналізу та з'ясування особливостей діагенезу евапоритів.

Аналіз досліджень. Басаніт названо на честь італійського геолога й палеонтолога Франческо Бассані. Уперше цю назву дали 1910 р. природному продукту зневоднення гіпсу із викидів Везувію [3; 5; 6]. В Україні цей мінерал виявив В. Бобров (1976) серед соленосних відкладів слов'янської світи нижньої пермі на східному крилі Бахмутської улоговини (Донбас); дослідник описав його як напівгідрат гіпсу. Пізніше В. Грицик (Грицик, Кульчечка, 1990) відшукав мінерал у Гірському Криму на мисі Французенка (поблизу Судака) у породах капсельської світи середньої – верхньої юри [5]. Про наявність басаніту у включеннях в седиментаційному й діагенетичному галіті з евапоритових відкладів середнього міоцену Передкарпатського й Закарпатського прогинів зазначив А. Галамай [1], а у великокристалічному гіпсі з тих же відкладів у Передкарпатті – А. Побережський (1991).

Метою роботи є комплексне дослідження проявів басаніту в сульфатних відкладах Городищенського родовища гіпсів у Передкарпатті.

Виклад основного матеріалу. Городищенське родовище гіпсів розташоване за 0,5 км на північний захід від с. Жабокруки Івано-Франківського р-ну Івано-Франківської обл. (рис. 1) в адміністративних межах Обертинської селищної громади (80 % площі) та Олешанської сільської громади (20 %, північно-східна частина площі). Загальна площа – 102,1 га. Орографічно район досліджень відповідає центральній частині Подільської височини, геоморфологічно належить до Волино-Подільської морфоструктури першого порядку. З погляду тектоніки він розташований у межах Волино-Подільської монокліналі, яка є складовою південно-західної окраїни Східноєвропейської платформи та її незначно зануреної частини – зовнішньої частини Передкарпатського прогину (Станіславська підзона Більче-Волицької зони), та належить до Подільського виступу.

Городищенське родовище гіпсів (рис. 2) розташоване в межах південно-західного флангу Верхньопридністровської гіпсоносної провінції, яка пов'язана з тираською світою верхнього тортону (міоцен). Її відслонення поширені суцільною смугою вздовж зовнішньої зони Передкарпатського прогину й південно-західного обмеження Волино-Подільської

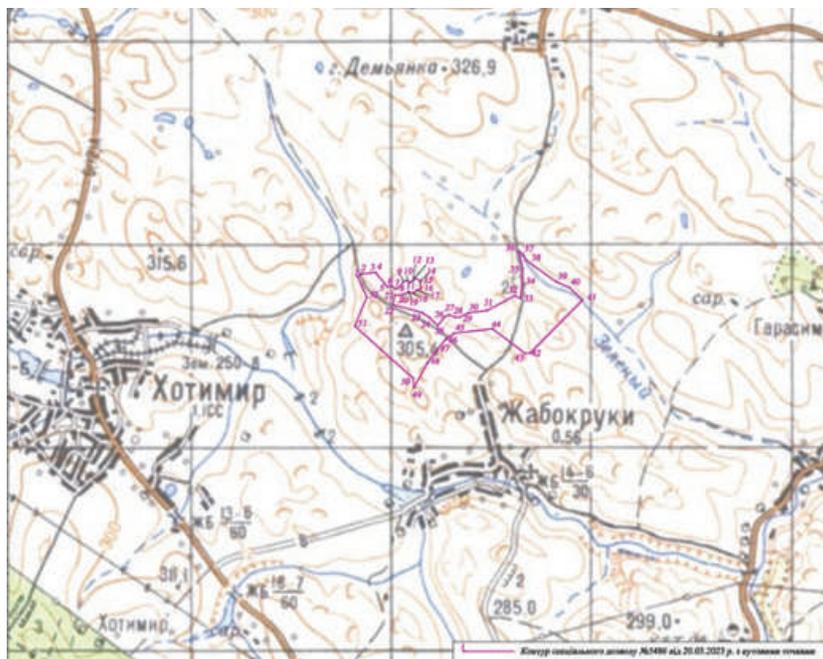


Рис. 1. Ситуаційний план Городищенського родовища гіпсів, масштаб 1:25 000 [2]

плити. Це одна зі значних гіпсоносних формацій Євразійського континенту. Гіпсоносна смуга завширшки від 1,5 до 40 км тільки на території України простягається в північно-західному напрямі на 330 км.

Усі первинно-осадові сульфатні відклади тираської світи формувалися за таких умов: 1) припливно-відпливної рівнини (мікробіальні гіпси); 2) мілководдя з глибиною до 10 м і рівним дном (кристалічні гіпси); 3) басейну завглибшки десятки метрів, у якому відбувалося перевідкладання сульфатів (уламкові гіпси). На більшій частині Передкарпатського евапоритового тираського басейну первинно-осадові гіпси зазнали дегідратації та перетворилися на ангідрити. Процес пов'язаний з дією гео- і гідростатичного тиску під час їхнього захоронення під масою порід, що залягають вище. За такого перетворення часто фіксують появу басаніту.

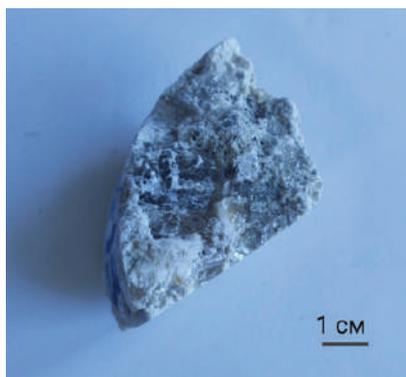
Отже, басаніт, також відомий як напівгідрат сульфату кальцію, є продуктом дегідратації гіпсу. Він парагенетично пов'язаний із гіпсом та ангідритом та утворюється з гіпсу за температури від 45 до 200 °С завдяки втраті гіпсом 1,5 моля H_2O на формульну одиницю [4].

У сульфатних відкладах Городищенського родовища басаніт утворюється по гіпсу; у деяких взірцях простежено поступовий його перехід в ангідрит. Зокрема, під час дослідження взірців ми виявили, що на родовищі басаніт утворюється головню у великокристалічних гіпсах (рис. 3, 4).

Басаніт утворює видовжено-призматичні кристали, рідше голчасті, конусоподібні виділення, трапляються поодинокі таблитчасті та клиноподібні утворення з дуже низькими сірими й темно-сірими кольорами інтерференції (див. рис. 4, 5). Найявні як чітко окреслені кристали, так і їхні зростки. Зазвичай вони мають пучкоподібну будову й приурочені до ослаблених зон – стиків зерен, мікротріщин та ін.



Рис. 2. Ландшафт території Городищенського родовища гіпсів [2]



a *б*
Рис. 3. Взірці великокристалічного гіпсу: *a* – 45/3; *б* – 36/4

У морфології кристалів басаніту помітно певну закономірність. Незважаючи на різноманіття форм, мінерал тяжіє до утворення видовжених кристалів. Ця тенденція настільки сильна, що можна простежити початок росту кристала басаніту в одному великому кристалі гіпсу, а потім басаніт виходить за межі гіпсу, і видно, як він перетинає контакти з іншими гіпсовими кристалами гіпсу (див. рис. 5). Далі басаніт продовжує рости в дрібнозернистій цементувальній масі. Про цю специфічну особливість росту кристалів басаніту зазначали відомі мінералоги У. Дір, Дж. Дена, М. Гольдман.

Нерідко спостерігаються сильно видовжені утворення басаніту, які в окремих інтервалах замінені ангідритом (див. рис. 4, *a*, *б*). Інколи в кристалах басаніту помітні релікти

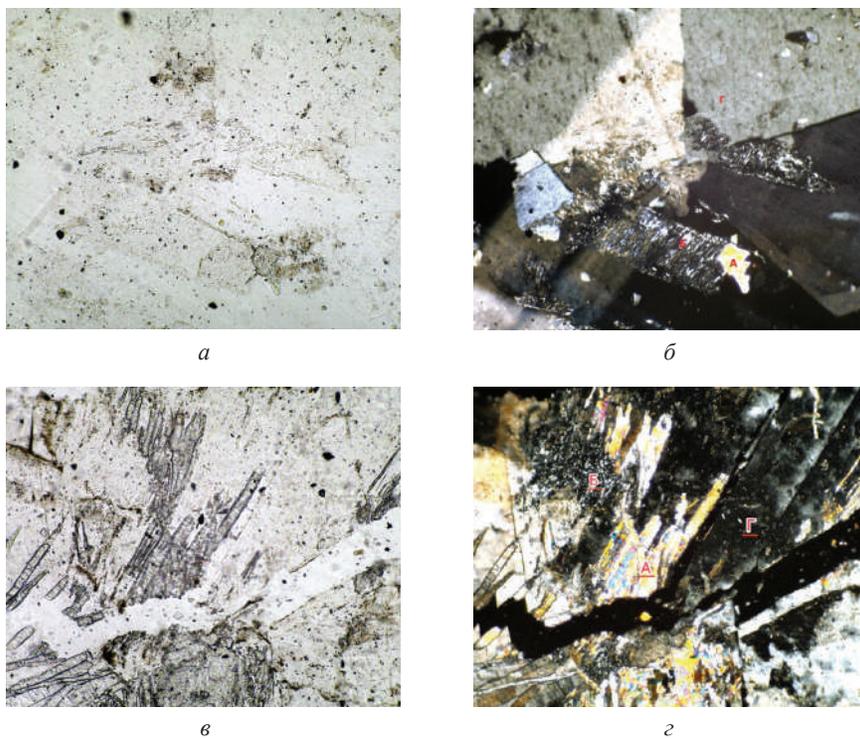


Рис. 4. Басаніт у великокристалічному гіпсі:
а, б – взірець 45/3; в, г – взірець 36/4; а, в – без аналізатора; б, г – з аналізатором; $\times 80$.
Мінерали: А – ангідрит, Б – басаніт, Г – гіпс

гіпсу, по якому утворився басаніт. Це свідчить про пізніше утворення басаніту, як і той факт, що видовжені агрегати басаніту перетинають контакти зерен великих кристалів гіпсу.

Дуже часто басаніт у сульфатних породах Городищенського родовища асоціює з кальцитом (див. рис. 5).

Ділянкам інтенсивної дегідратації з утворенням басаніту притаманні вторинні структури, серед яких найбільше поширені волокниста, лускувата, мікролепідобластова та ін.

Утворення басаніту прямо залежить від напрямів з ослабленим супротивом у породі, які є найсприятливішими для росту орієнтованих кристалів. До таких напрямів належать тріщини спайності, мікротріщини, які виникають унаслідок механічних деформацій, зони зчленування великих кристалів гіпсу, їхні контакти із цементувальною масою. Усі ці явища ми зафіксували в басанітовмісних гіпсових породах Городищенського родовища гіпсів.

Висновки та перспективи подальшого дослідження. У гіпсах Городищенського родовища (Івано-Франківська обл.) досліджено рідкісний для України мінерал басаніт. За допомогою макро- та мікроскопічного аналізів вивчено морфологічні особливості басаніту й визначено закономірності його просторового розташування в гіпсовій масі. Виявлено тенденцію до формування орієнтованих витягнутих кристалів у зонах, на які впливали зміни температурного й гідрогеохімічного режиму, та отримано докази вторинного характеру утворення мінералу. У межах Городищенської ділянки басаніт формувався за умов, близьких до межі стабільності гіпсу, за участю слабкоконцентрованих

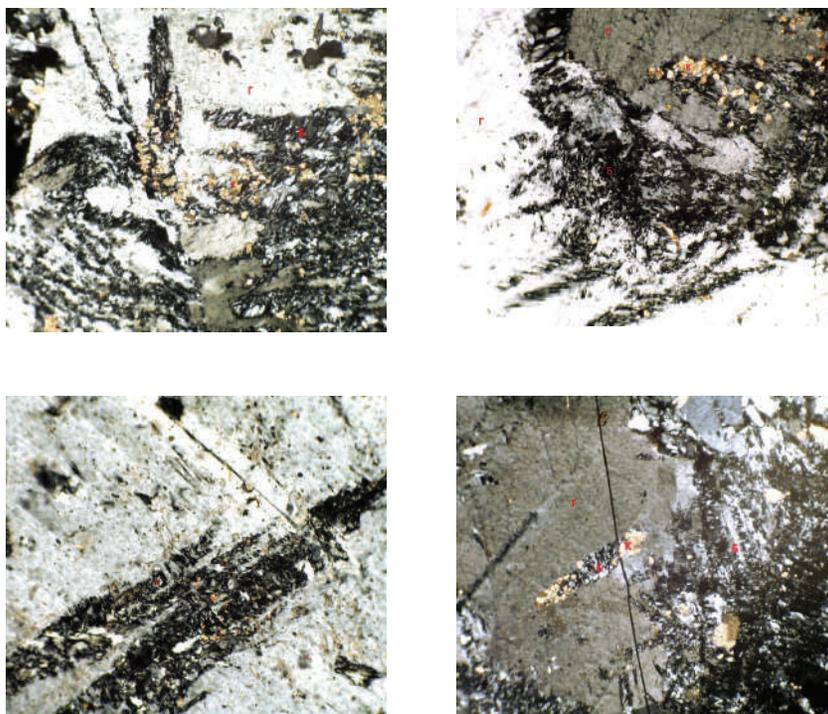


Рис. 5. Виділення басаніту й кальциту в гіпсах, з аналізатором, $\times 80$.
Мінерали: Б – басаніт, Г – гіпс, К – кальцит

сольових розчинів і за підвищеної температури, імовірно, унаслідок поховання або глибинного метаморфізму.

Проблемою дослідження є порівняно невисокий вміст басаніту у відібраних зірках. Саме через це та через похибку дифрактометра зачислити мінерал до певного морфологічного типу наразі неможливо. У процесі подальших досліджень з використанням Раман-спектроскопії (спектроскопія комбінаційного розсіювання світла) можна буде визначити належність басаніту до α - чи β -відміни, що дасть змогу набагато чіткіше окреслити температурні умови седиментації в евапоритовому басейні.

Наразі отримані результати можна використовувати для проведення подальших наукових досліджень для реконструкції умов формування сульфатних відкладів Передкарпаття.

СПИСОК ВИКОРИСТАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ

1. Галамай А. Р. Фізико-хімічні умови формування баденських евапоритових відкладів Карпатського регіону : автореф. дис. на здобуття наук. ступеня канд. геол. наук. Львів, 2001. 17 с.
2. Діденко Ю. Геолого-економічна оцінка гіпсу ділянки Городищенська в Івано-Франківському районі Івано-Франківської області (заклучний звіт). Київ : ДНВП «Геоінформ України», 2004. 86 с.
3. Кульчицька Г., Черниш Д., Сетая Л. Українська номенклатура мінералів. Київ : ВД «Академпедіодика», 2022. 547 с. URL: <https://mineralopediainkraine.com/mineral/66859>.

4. Weiss H., Braü M. F. How much water does calcined gypsum contain? *Angew. Chem. Int. Ed. Engl.* 2009. Vol. 48. No 19. P. 3520–3524. DOI: 10.1002/anie.200900726.
5. Кульчицька Г. Басаніт. *Українська мінералопедія*. URL: <https://mineralopediainkraine.com/mineral/66859>.
6. Bassanite: Mineral information, data and localities. *Mindat*. URL: <https://www.mindat.org/min-557.html>.

REFERENCES

1. Halamay, A.R. (2001). Fyzyko-khimichni umovy formuvannia badenskykh evaporitovykh vidkladiv Karpatskoho rehionu [Physicochemical conditions of formation of Baden evaporite deposits of the Carpathian region]: *Abstract of the dissertation for the degree of Candidate of Geol. Sci.*. Lviv.
2. Didenko, Yu. (2004). *Heoloho-ekonomichna otsinka hipsu dilianky Horodyshchenska v Ivano-Frankivskomu raioni Ivano-Frankivskoi oblasti (zakliuchnyi zvit)* [Geological and economic assessment of gypsum in the Horodyshchenska area in the Ivano-Frankivsk district of the Ivano-Frankivsk region (final report)]. Kyiv: State Research and Production Enterprise “Geoinform”.
3. Kulchytska, H., Chernysh, D., & Sietaiia, L. (2022). *Ukrainska nomenklatura mineraliv [Ukrainian nomenclature of minerals]*. Kyiv: PH “Akademperiodyka”. Retrieved from: <https://mineralopediainkraine.com/mineral/66859>.
4. Weiss, H., & Braü, M. F. (2009). How much water does calcined gypsum contain? *Angew. Chem. Int. Ed. Engl.*, 48 (19), 3520–3524. DOI: 10.1002/anie.200900726.
5. Kulchytska, H. Басаніт [Bassanite]. In *Ukrainska mineralopediia [Ukrainian mineralopediia]*. Retrieved from: <https://mineralopediainkraine.com/mineral/66859>.
6. Bassanite: Mineral information, data and localities. In *Mindat*. Retrieved from: <https://www.mindat.org/min-557.html>.

Стаття надійшла до редакції 16.05.2025

Стаття прийнята до друку 06.06.2025

BASSANITE FROM SULPHATE ROCKS OF THE HORODYSHCHENSKIE GYPSUM DEPOSIT

Veronika Bilai, Iryna Poberezhska, Nataliia Bilyk, Danylo Mentsynskyi

veronika.bilai@lnu.edu.ua; iryna.poberezhska@lnu.edu.ua

Ivan Franko National University of Lviv,

4, Hrushevskoho St., Lviv, Ukraine, 79005

The article is devoted to the study of bassanite, a mineral of the sulphate group, a hemihydrate of calcium sulphate. We discovered it in the gypsum stratum of the Pre-Carpathian region – at the Horodyshchenske gypsum deposit, located near the village of Zhabokruky (the region of Ivano-Frankivsk). This is the southwestern flank of the Upper Transnistrian gypsum-bearing province, which is associated with the Tyraska suite of the Upper Tortonian (Miocene). Primary sedimentary gypsums have undergone dehydration and transformed into anhydrites in most of the Pre-Carpathian evaporite basin. The appearance of bassanite, which is paragenetically associated with gypsum and anhydrite, is often recorded during such transformations.

Bassanite is a rare mineral in Ukraine, so it has been poorly studied. Its finds have been described in the Bakhmutka Basin (Donbas) and the Mountainous Crimea; the mineral has also been found in inclusions in halite from evaporite strata of the Carpathian region.

Using macroscopic and microscopic analyses, we studied the morphological features of bassanite and its spatial interaction with other minerals (gypsum, anhydrite, calcite), and determined the patterns of its spatial arrangement in the gypsum mass. The mineral is mainly confined to the macrocrystalline variety of gypsum. It forms elongated-prismatic crystals, less often needle-shaped, tabular, conical and wedge-shaped segregations. We also found bundle-like crystal growths confined to grain junctions or microcracks. Areas of intensive dehydration of gypsum with the formation of bassanite are characterized by secondary structures (in particular, fibrous) and textures (in particular, lepidoblastic and microlepidoblastic). Studies have shown that the formation of bassanite directly depends on the directions with weakened resistance in the rock, which are most favourable for the growth of oriented crystals.

Existing problems in the study of bassanite and directions for its further research are identified.

Key words: bassanite, gypsum, anhydrite, evaporite basin, dehydration, Miocene, Pre-Carpathian Foredeep.

УДК 551.76:551.8:553.99(477)

ЗАКОНОМІРНОСТІ ГЕОЛОГІЧНОЇ БУДОВИ І БУРШТИНОНОСНОСТІ ПРИП'ЯТСЬКОЇ ПАЛЕОГЕНОВОЇ ЗАПАДИНИ

¹ **Сергій Мамчур**, аспірант кафедри геології корисних копалин і геофізики
Serhiy.Mamchur@lnu.edu.ua
<https://orcid.org/0009-0001-5828-6924>

² **Василь Шпирка**, геолог
shpyrka56@ukr.net
¹ Львівський національний університет імені Івана Франка,
вул. Грушевського, 4, Львів, Україна, 79005
² ТЗОВ «РАЙТ СОЛЮШН»,
вул. Відродження, 19а, м. Олевськ, Коростенський р-н,
Житомирська обл., Україна, 11001

Уявлення про поділ Прип'ятської палеогенової западини в межах України на окремі частини змінювалися з накопиченням знань, які ґрунтувалися на результатах загального геологічного вивчення території та розшуків промислових покладів бурштину. Приклади районування території поширення покладів бурштину в регіоні знаходимо в працях М. Криницької, В. Мацуя, В. Мельничука, У. Науменко, В. Нестеровського, В. Шпирки, В. Яковлевої та інших українських науковців-геологів. У пропонованій статті наведено міркування авторів стосовно закономірностей геологічної будови та історії розвитку регіону в палеогеновий період із метою обґрунтування підходів до стратиграфічного розчленування палеогенових відкладів, відображення масштабів їхнього розвитку й характеру утворених палеогенових структур.

Перед епохою бурштинонагромадження з кінця пізньої крейди й до початку середнього еоцену територія досліджень та її облямування були областю денудації. За цей час сформувався складний ерозійний рельєф, який був успадкований наступною еоценовою трансгресією моря. Бурштин у надрах Полісся приурочений до морських відкладів палеогену (46,0–23,0 млн років). Ними виповнені Прип'ятська і Дніпровська западини Балтійсько-Дніпровського палеогенового басейну, розташованого в південно-західній частині Східноєвропейської платформи.

На підставі отриманих результатів і відповідно до геологічної будови Прип'ятську палеогенову западину розділено на три структурні сегменти – Західний (на півночі Волинської та Рівненської областей), Центральний (у Житомирській обл.) і Східний (у Житомирській та Київській областях). З погляду палеогеографії на території Прип'ятського ранньоолігоценового седиментаційного морського басейну межигірської епохи виділено окраїнно-морську, внутрішньоморську та морську окраїнно-внутрішньоматерикову структурно-палеогеографічні області. У межах Прип'ятського бурштиноносного басейну виділено окремі бурштиноносні зони та бурштиноносні райони.

Ключові слова: бурштин, Прип'ятська западина, палеоген, районування, бурштиноносний басейн, бурштиноносні зони і райони, структурно-палеогеографічна область седиментації.

DOI <https://doi.org/10.30970/min.75.06>

Постановка проблеми. Зазвичай мінералогічні елементи Прип'ятського бурштиноносного басейну (як підсумок наукових і прогнозних досліджень бурштиноносності палеогенових відкладів регіону) виділялися за географічно-територіальним принципом, без різностороннього обґрунтування й висвітлення необхідних для цього підстав геологічного характеру. Нижче запропоновано нові підходи до характеристики стратиграфічних, формаційних і структурно-палеографічних закономірностей геологічної будови регіону та доповнення на цій підставі до мінералогічного районування Прип'ятського бурштиноносного басейну.

Аналіз досліджень. Історія розвитку південно-західної частини Східноєвропейської платформи (СЄП) досить складна, оскільки охоплює багатостадійний етап формування її кристалічного фундаменту й етап формування платформного чохла. Тому в геологічній будові північно-західної і північної частин України виділено два структурних надкомплекси – кристалічного фундаменту й осадового платформного чохла.

Характеристику закономірностей геологічної будови й бурштиноносності досліджуваної території знаходимо в різних працях українських геологів [1–5 та ін.]. Ми обмежимося палеогеновим стратиграфічним рівнем. Зрозуміло, що стратиграфія і структурна належність палеогенових відкладів регіону безпосередньо пов'язані з історією його геологічного розвитку. Розчленування палеогенових відкладів виконано згідно зі Стратиграфічним кодексом України (затверджений Національним стратиграфічним комітетом України 11.09.2012), Кореляційними стратиграфічними схемами (затверджені Українським міжвідомчим стратиграфічним комітетом 25.05.1993) та Легендою Державної геологічної карти України масштабу 1:200 000 (волино-подільська серія).

Стратотипи всіх регіонів палеогену Північноукраїнської палеоседиментаційної структури наявні в Дніпровсько-Донецькій западині. Ця обставина та розбіжність з попередніми стратиграфічними схемами палеогену зумовили в низці випадків невідповідність між сучасним розчленуванням і чинною стратиграфічною схемою палеогену Північної України 1993 р. Звичайно, цей недолік потрібно усунути.

Згідно з результатами багаторічних геологорозвідувальних робіт і наукових досліджень зроблено висновок, що основним стратиграфічним рівнем поширення бурштину серед палеогенових відкладів у межах Прип'ятської западини є межигірський. Водночас останнім часом у практиці геологорозвідувальних робіт на бурштин у Житомирській області бурштиноносні відклади зачисляють також до пізньоеоценових (обухівських) утворень. Подекуди це ґрунтується на геохронологічній діагностиці за комплексом диноцист [4]. Однак таке твердження не відповідає сучасному стратиграфічному розчленуванню й віковій діагностиці палеогенових відкладів заданої території [2] та не вписується в нові підходи до модельних побудов щодо генезису бурштину. Зрозуміло, що для остаточного вирішення цієї проблеми – з'ясування віку і стратиграфічної приуроченості покладів бурштину в межах Центрального і Східного структурних сегментів Прип'ятської палеогенової западини – потрібно ще виконати комплекс додаткових спеціалізованих досліджень.

Приклади районування території поширення покладів бурштину містяться в працях В. Мацуя та В. Нестеровського (1995), В. Яковлевої (2004), М. Криницької та В. Шпірки (2008), В. Мельничука і М. Криницької (2018), У. Науменко та В. Мацуя (2020) та ін.

Мета наших досліджень – на підставі характеристики закономірностей геологічної будови та історії розвитку території виконати районування Прип'ятського палеогенового бурштиноносного басейну в межах України – виділити структурні сегменти, структурно-палеогеографічні області та бурштиноносні зони і райони.

Вклад основного матеріалу. Палеогенові відклади виповнюють Прип'ятську і Дніпровську западини Балтійсько-Дніпровського палеогенового басейну, розташованого

в південно-західній частині ССП (рис. 1). До палеогенових морських відкладів на Поліссі приурочені поклади бурштину.

У межах Прип'ятської западини відклади палеогену з розмивом і кутовим неузгодженням залягають на породах крейди, а в місцях їхньої відсутності – на давніших породах неопроterозою (зокрема, едіакарію) і мезопротерозою. Представлені вони нашаруваннями Київської, Обухівської світ еоцену та Межигірської і Берекської (у повних розрізах) світ олігоцену; для товщі характерна поступова зміна догори за розрізом наведених світ, практично горизонтальне залягання порід і плащоподібне перекивання давніших утворень. Загальна потужність повного розрізу палеогенових відкладів змінюється від перших метрів до 59 м. Подекуди на ділянках різної конфігурації палеогенові відклади виходять на дочетвертинну поверхню.



Рис. 1. Просторове положення Прип'ятської (I) і Дніпровської (II) западин Балтійсько-Дніпровського палеогенового басейну: ВПП – Волино-Подільська плита; УЩ – Український щит; ДК – Донецький край

У межах Прип'ятської западини на території України палеогенові відклади загалом представлені морською карбонатно-теригенною формацією. На початковій стадії (середній еоцен) тут утворилася морська порівняно глибоководна теригенно-карбонатна підформація Київської світи, яку догори за розрізом змінила мілководно- і прибережно-морська теригенна глауконітова підформація Обухівської та Межигірської світ (пізній еоцен–ранній олігоцен).

Формування різновікових стратиграфічних палеогенових товщ у регіоні відбувалося за наближених структурних умов, що загалом пов'язано з близьким характером еволюції

Європейського басейну Північної Атлантики на північному заході та океану Тетис на південному сході. Залежно від трансгресивного (Київський та Обухівський) чи регресивного морського (Межигірський та Берекський) етапів геологічного розвитку тут відбувалося тільки або значне збільшення, або поступове значне скорочення областей поширення різновікових морських басейнів за незначних змін типу осадонагромадження й характеру речовинного складу стратиграфічних комплексів.

Відповідно до геологічної будови Прип'ятської палеогенової западини в межах України, її можна розділити на три складові частини, або структурні сегменти, – Західний, Центральний і Східний (рис. 2).

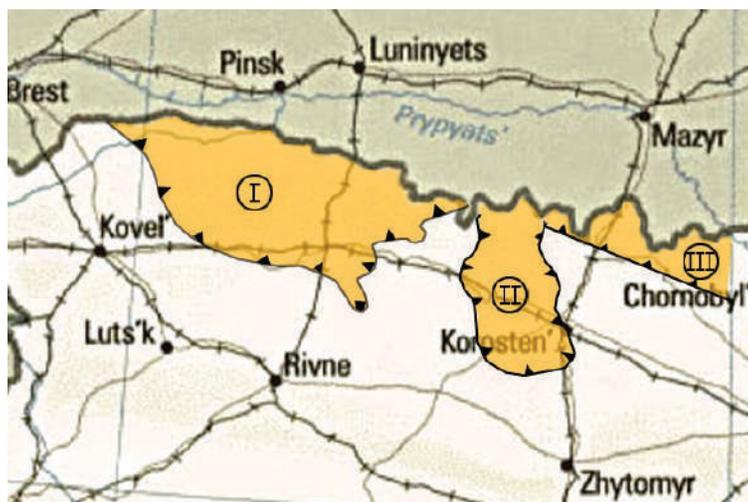


Рис. 2. Просторове положення структурних сегментів Прип'ятської палеогенової западини в межах України. Структурні сегменти: I – Західний (Волинсько-Рівненський); II – Центральний (Житомирський); III – Східний (Житомирсько-Київський)

Західний (Волинсько-Рівненський) структурний сегмент охоплює північно-західні й північні схили Українського щита (УЩ), які переходять у північно-східну й північну окраїни Волино-Подільської плити (ВПП); адміністративно це північ Волинської та Рівненської областей. Центральний (Житомирський) структурний сегмент розташований у межах північного схилу центральної частини УЩ та півдня Поліської сідловини (Житомирська обл.). Східний (Житомирсько-Київський) структурний сегмент охоплює північні й північно-східні схили УЩ, які переходять у західну окраїну Дніпровської палеогенової западини (Житомирська і Київська області).

Західний структурний сегмент на сході відділений від Центрального Олевським (Юрївським) виступом протерозойського фундаменту. Зі свого боку, Центральний структурний сегмент на північному сході відділений від Східного Овруцьким виступом протерозойського фундаменту.

У ранньому олігоцені сформований за умов регресивного розвитку Прип'ятський седиментаційний морський басейн межигірської епохи й утворена на його місці Прип'ятська межигірська бурштиноносна западина охоплювали всі зазначені структурні складові палеогенової структури – Західний, Центральний і Східний структурні сегменти.

З погляду палеогеографії в межах Прип'ятського ранньооліоценового седиментаційного морського басейну межигірської епохи можна виділити такі структурно-палеогеографічні області, як окраїнно-морська, внутрішньоморська та морська окраїнно-внутрішньоматерикова.

Загалом окраїнно-морська структурно-палеогеографічна область седиментації межигірського басейну ССП розташована по периферії палеоматериків, у тім числі – у північному облямуванні УЩ та ВПП. Вона відповідає власне літоралі та верхній підзоні субліторалі палеошельфу. Глибина вкрай незначна – до перших десятків метрів. Загальна довжина досягала сотні кілометрів за ширини десятків кілометрів. Описувану область можна розділити на окремі структурно-палеогеографічні підобласті: прибережно-морську, морську внутрішньоукраїнну (мілководний шельф) і морську зовнішньоукраїнну (глибоководний шельф).

Внутрішньоморська структурно-палеогеографічна область седиментації межигірського басейну розташована на віддаленні від палеоматериків у бік відкритого моря, за територією поширення окраїнно-морської седиментаційної області, у межах більш глибоководної субліторальної частини басейну, яка відповідає середній і нижній підзонам субліторалі палеошельфа.

Морська окраїнно-внутрішньоматерикова структурно-палеогеографічна область седиментації межигірського басейну є своєрідним гібридом: вона розташована, з одного боку, в облямуванні палеоматерика (тут вона практично збігається з окраїнно-морською структурно-палеогеографічною областю седиментації), а з іншого, – у межах внутрішньої частини палеосуходолу, куди «заходить» у вигляді великих мілководних заток, які підтримували зв'язок із відкритим палеоморем. За положенням вона також відповідає власне літоралі та верхній підзоні субліторалі палеошельфу. Глибинність вкрай незначна – до перших десятків метрів. Довжина морської окраїнно-внутрішньоматерикової структурно-палеогеографічної області седиментації в центральній частині Прип'ятського оліоценового басейну досягає 100 км, ширина – 30–40 км. Цю область можна розділити на такі структурно-палеогеографічні підобласті: морську зовнішньоукраїнну (глибоководний шельф), морську внутрішньоукраїнну (мілководний шельф), прибережно-морську й морську внутрішньоматерикову.

На території України розвинуті тільки окраїнно-морська та морська окраїнно-внутрішньоматерикова структурно-палеогеографічні області мілководної частини басейну седиментації. Внутрішньоморська область його глибоководної частини розміщена північніше, за межами України (рис. 3).

Західний (Волинсько-Рівненський) і Східний (Житомирсько-Київський) структурні сегменти Прип'ятської западини приурочені до окраїнно-морської структурно-палеогеографічної області, а Центральний (Житомирський) – до морської окраїнно-внутрішньоматерикової структурно-палеогеографічної області.

Ми виконали також мінерагенічне районування Прип'ятського межигірського бурштиноносного басейну (рис. 4). Згідно з ранжуванням мінерагенічних таксонів, у його межах виділено бурштиноносні зони, які, зі свого боку, містять бурштиноносні райони. У складі цих районів можуть бути бурштиноносні площі й поля, родовища і прояви, безіменні поклади та розсипи бурштину.

Отже, у межах найбільш вивченої Західної (Волинсько-Рівненської) частини Прип'ятського бурштиноносного басейну виділено три бурштиноносні зони з відповідними бурштиноносними районами: Маневицько-Зарічненська (Маневицький, Зарічненський), Володимирецько-Дубровицька (Володимирецький, Дубровицький) і Клесівсько-Рокитненська (Клесівський). На території Центральної (Житомирської) частини розташована Пержансько-Барашівська бурштиноносна зона, у якій виділено Пержанський і Барашівський

бурштиноносні райони. У межах найменш вивченої щодо бурштиноносності Східної (Житомирсько-Київської) частини наразі виділено тільки Словечансько-Овруцьку бурштиноносну зону.

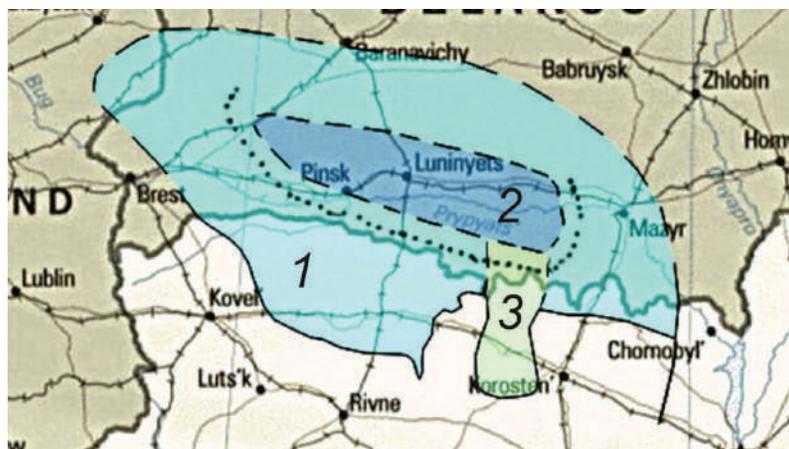


Рис. 3. Розташування структурно-палеогеографічних седиментаційних областей (1 – окраїно-морська, 2 – внутрішньоморська, 3 – морська окраїно-внутрішньоматерикова) у межах Прип'ятського олігоценового межигірського басейну

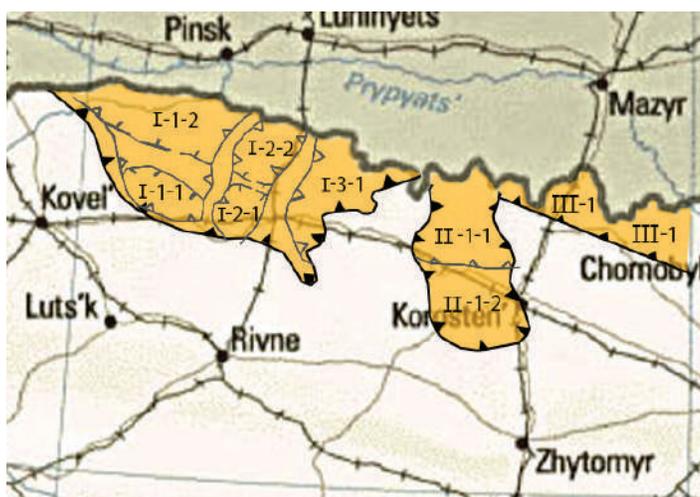


Рис. 4. Мінералогічне районування Прип'ятського межигірського бурштиноносного басейну: I – Західна (Волинсько-Рівненська) частина: 1 – Маневицько-Зарічненська бурштиноносна зона, бурштиноносні райони: 1-1 – Маневицький, 1-2 – Зарічненський; 2 – Володимирецько-Дубровицька бурштиноносна зона, бурштиноносні райони: 2-1 – Володимирецький, 2-2 – Дубровицький; 3 – Клесівсько-Рокитненська бурштиноносна зона: 3-1 – Клесівський бурштиноносний район; II – Центральна (Житомирська) частина: 1 – Пержансько-Барашівська бурштиноносна зона, бурштиноносні райони: 1-1 – Пержанський, 1-2 – Барашівський; III – Східна (Житомирсько-Київська) частина: 1 – Словечансько-Овруцька бурштиноносна зона

Висновки та перспективи подальшого дослідження. У статті продемонстровано нові підходи до вивчення стратиграфічних, формаційних і структурно-палеографічних закономірностей геологічної будови півночі України в палеогені. Прип'ятську палеогенову западину, відповідно до її геологічної будови, просторово розділено на три частини, або структурні сегменти: Західний (Волинсько-Рівненський), Центральний (Житомирський) і Східний (Житомирсько-Київський). Згідно з мінералогічним районуванням, на території Прип'ятського бурштиноносного басейну виділено п'ять бурштиноносних зон, які містять сім бурштиноносних районів. З погляду палеогеографії в межах Прип'ятського ранньоолігоценового седиментаційного морського басейну межигірської епохи виділено окраїнно-морську, внутрішньоморську й морську окраїнно-внутрішньоматерикову структурно-палеогеографічні області. Волинсько-Рівненський і Житомирсько-Київський структурні сегменти Прип'ятської западини приурочені до окраїнно-морської структурно-палеогеографічної області, а Житомирський – до морської окраїнно-внутрішньоматерикової.

Наші роботи засвідчили, що в майбутньому конче потрібно з'ясувати низку питань стосовно стратиграфічного розчленування палеогенових відкладів Північноукраїнської палеоседиментаційної структури для усунення невідповідності між сучасним розчленуванням і чинною стратиграфічною схемою палеогену Північної України 1993 р.

Також доцільно остаточно з'ясувати вік і стратиграфічну приуроченість покладів бурштину в межах Центрального і Східного структурних сегментів Прип'ятської палеогенової западини, для чого потрібно виконати комплекс додаткових спеціалізованих досліджень.

Загалом виконані дослідження мають важливе прикладне значення для подальшого вивчення і прогнозування промислового бурштинонагромадження в межах Прип'ятського бурштиноносного басейну.

СПИСОК ВИКОРИСТАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ

1. Артишук В. Г. та ін. Пошуково-оцінювальні роботи на бурштин у Володимирецькому районі Рівненської області на ділянках «Дубівка», «Жовкині», «Володимирець», «Вирка» і «Володимирець Східний» (звіт). Київ : Міністерство охорони навколишнього природного середовища України, Державна геологічна служба, ПДРГП «Північгеологія», 2009. 1917 с.
2. Мазур М. Д. та ін. Геологічна будова та корисні копалини верхів'я р. Уборть : Звіт про геологічне довивчення території аркуша М-35-Х (Олевськ) масштабу 1:200 000. Київ : Міністерство охорони навколишнього природного середовища України, Державна геологічна служба, ПДРГП «Північгеологія», 2010. 438 с.
3. Науменко У. З., Мацуй В. М. Карта вивчених смол України. *Мінеральні ресурси України*. 2020. № 4. С. 13–17. <https://doi.org/10.31996/mru.2020.4.13-17>.
4. Шевченко Т. В., Курепа Я. С., Рябоконт Т. С., Мамчур С. В., Зосимович В. Ю. Еоценові та олігоценові морські відклади Українського Полісся: нові мікропалеонтологічні дані. *Еволюція органічного світу як основа стратиграфії і кореляції фанерозойських відкладів України : Матеріали міжнарод. конф. та XL сесії Укр. палеонтол. т-ва НАН України, присвячених пам'яті акад. НАН України Петра Феодосійовича Гожика*. Київ, 2021. С. 64–65.
5. Шпирка В. М. Детальна геолого-економічна оцінка (ГЕО-1) Володимирець-Східного родовища бурштину у Володимирецькому районі Рівненської області (звіт). Київ : Міністерство охорони навколишнього природного середовища України, Державна геологічна служба, 2013. 248 с.

REFERENCES

1. Artyshuk, V.H. et al. (2009). *Poshukovo-otsiniuvalni roboty na burshtyn u Volodymyretskomu raioni Rivnenskoï oblasti na diliankakh "Dubivka", "Zhovkyni", "Volodymyrets", "Vyrka" i "Volodymyrets Skhidnyi" (zvit) [Exploration and evaluation work for amber in the Volodymyrets district of the Rivne region at the sites "Dubivka", "Zhovkyni", "Volodymyrets", "Vyrka" and "Volodymyrets Skhidnyi" (report)]*. Kyiv: Ministry of Environmental Protection of Ukraine, State Geological Service, Northern State Regional Geological Enterprise "Pivnichgeologiya".
2. Mazur, M.D. et al. (2010). *Heolohichna budova ta korysni kopalyny verkhiv r. Ubort: Zvit pro heolohichne dovvychnnia terytorii arkusha M-35-X (Olevsk) masshtabu 1:200 000 [Geological structure and minerals of the upper reaches of the Ubort River: Report on geological additional study of the territory of sheet M-35-X (Olevsk) scale 1:200,000]*. Kyiv: Ministry of Environmental Protection of Ukraine, State Geological Service, Northern State Regional Geological Enterprise "Pivnichgeologiya" [in Ukrainian].
3. Naumenko, U.Z., & Matsui, V.M. (2020). Karta vykopnykh smol Ukrainy [Map of fossil resins of Ukraine]. *Mineralni resursy Ukrainy – Mineral resources of Ukraine*, 4, 13–17. <https://doi.org/10.31996/mru.2020.4.13-17>.
4. Shevchenko, T.V., Kurepa, Ya.S., Riabokon, T.S., Mamchur, S.V., & Zosymovych, V.Yu. (2021). Eotsenovi ta olihotsenovi morski vidklady Ukrainiskoho Polissia: novi mikropaleontolohichni dani [Eocene and Oligocene marine sediments of Ukrainian Polissia: new micropaleontological data]. In *The evolution of the organic world as the basis of stratigraphy and correlation of Phanerozoic sediments of Ukraine: Proceed. of the Intern. Conf. and the XL Session of the Ukr. Paleontol. Soc. of the NASU, dedicated to the memory of Academician Petro Feodosiyovych Gozhyk* (pp. 64–65). Kyiv.
5. Shpyrka, V.M. (2013). Detalna heoloho-ekonomichna otsinka (HEO-1) Volodymyrets-Skhidnoho rodovyshcha burshtynu u Volodymyretskomu raioni Rivnenskoï oblasti (zvit) [Detailed geological and economic assessment (GEO-1) of the Volodymyrets-Skhidne amber deposit in the Volodymyrets district of the Rivne region (report)]. Kyiv: Ministry of Environmental Protection of Ukraine, State Geological Service.

Стаття надійшла до редакції 30.05.2025

Стаття прийнята до друку 17.06.2025

REGULARITIES OF THE GEOLOGICAL STRUCTURE AND AMBER-BEARING OF THE PRYPIAT PALEOGENE DEPRESSION

Serhii Mamchur¹, Vasyl Shpyrka²

Serhiy.Mamchur@lnu.edu.ua

¹ Ivan Franko National University of Lviv,
4, Hrushevskoho St., Lviv, Ukraine, 79005

² «WRIGHT SOLUTION» LLC,

19a, Vidrodzhennia St., Olevsk, Zhytomyr region, Ukraine, 11001

Ideas about the division of the Prypiat Paleogene Depression within Ukraine into separate parts changed with the accumulation of knowledge, which was based on the results of a general geological study of the territory and searches for industrial amber deposits. Examples of zoning the territory of amber deposits in the region can be found in the works of M. Krynytska, V. Matsui, V. Melnychuk, U. Naumenko, V. Nesterovskiy, V. Shpyrka, V. Yakovleva and other Ukrainian geologists. The proposed

article presents the authors' considerations regarding the regularities of the geological structure and history of the region's development in the Paleogene period in order to substantiate approaches to the stratigraphic dissection of Paleogene deposits, reflect the scale of their development and the nature of the Paleogene structures formed.

The research area and its borders were an area of denudation before the amber accumulation era, from the end of the Late Cretaceous to the beginning of the Middle Eocene. During this time, a complex erosional relief was formed, which was inherited by the subsequent Eocene transgression of the sea. Amber in the bowels of Polissia is confined to marine sediments of the Paleogene (46.0–23.0 million years ago). They fill the Prypiat and Dnieper depressions of the Baltic-Dnieper Paleogene basin, located in the southwestern part of the East European Platform.

Based on the results obtained and in accordance with the geological structure, the Prypiat Paleogene Depression is divided into three structural segments – Western (in the north of Volyn and Rivne regions), Central (in Zhytomyr region), and Eastern (in Zhytomyr and Kyiv regions). From the point of view of paleogeography, the marginal-marine, inland-marine, and marine marginal-inland-continental structural-paleogeographic regions are distinguished in the territory of the Prypiat Early Oligocene sedimentary marine basin of the Mezhyhiria epoch. Separate amber-bearing zones and amber-bearing regions have been identified within the Prypiat amber-bearing basin.

Key words: amber, Prypiat Depression, Paleogene, zoning, amber-bearing basin, amber-bearing zones and areas, structural-paleogeographic region of sedimentation.

УДК [549.742.121-1:553.21/.24:553.551.4](477.87-751.3) "613.4"

МІНЕРАЛЬНИЙ СКЛАД ТА УМОВИ УТВОРЕННЯ ДОЛОМІТІВ КУЗИНСЬКОГО РОДОВИЩА (УКРАЇНСЬКІ КАРПАТИ)

Олександр Костюк, канд. геол. наук, доцент,
доцент кафедри мінералогії, петрографії і геохімії
імені професора Ореста Матковського
oleksandr.kostyuk@lnu.edu.ua
<https://orcid.org/0000-0003-2218-1757>

Лариса Генералова, канд. геол. наук, доцент,
доцент кафедри загальної та історичної геології і палеонтології
larysa.heneralova@lnu.edu.ua
<https://orcid.org/0000-0002-6033-6556>
Львівський національний університет імені Івана Франка,
вул. М. Грушевського, 4, Львів, Україна, 79005

Досліджено літологічні та мінералого-петрографічні особливості карбонатних порід D_3-C_1 на прикладі доломітів Кузинського родовища (Мармароський масив, Українські Карпати), за допомогою методів складання розрізів порід на відслоненнях кар'єра, відбору зразків для візуальної, петрографічної діагностики та мікроаналітичного вивчення. Результати дослідження мінералого-петрографічного складу доломітів кузинської світи сприяють їхній типізації. Діагностовано два літологічні різновиди порід – седиментаційно-діагенетичний та епігенетичний.

Седиментаційно-діагенетичні доломіти – це шаруваті різнозернисті породи з поодинокими зернами кальциту, гетиту, апатиту. Їхній генезис пов'язаний з осадоагромадженням і діагенетичними перетвореннями осадів вапнисто-магнезійного складу внаслідок зміни фізико-хімічних умов середовища. Ці умови реалізуються в мілководних перенасичених солями лагунах або припливно-відпливних відмілинах в областях з аридними кліматом. Епігенетичні доломіти представлені головню дрібнозернистими породами масивної та смугасто-шаруватої текстури, містять поодинокі включення гетиту й мусковіту. Формування порід пов'язане з процесами гідротермально-метасоматичного заміщення на етапі закриття інтраконтинентального рифто-подібного басейну та становлення складчасто-покривної споруди Мармароського масиву.

Наукова новизна проведеного дослідження полягає в тому, що вперше для верхньодевонсько-нижньокам'яновугільної кузинської світи наведені мінералого-петрографічні параметри доломітів різних генерацій із використанням мікроаналітичних даних.

Отримані результати сприятимуть створенню цілісної характеристики доломітів Кузинського родовища для аналізу індикаторів палеогеографічних обстановок седиментації, реконструкції геодинамічної перебудови структури басейну й оцінці якості доломітової сировини Діловецького покриву Мармароського масиву.

Ключові слова: доломіти, літологія, мінералогія, седиментація, метасоматичні перетворення, кузинська світа, Мармароський масив, Українські Карпати.

DOI <https://doi.org/10.30970/min.75.07>

Постановка проблеми. Відомо, що доломіти є чудовою вогнестійкою сировиною для чорної металургії, скляної промисловості як вапняково-магнезійна агроруда для вапнування ґрунтів тощо. В Українських Карпатах уже давно досліджували (Солонинко, 1949; Славин, 1953) палеозойсько-мезозойські родовища доломіту (рис. 1).

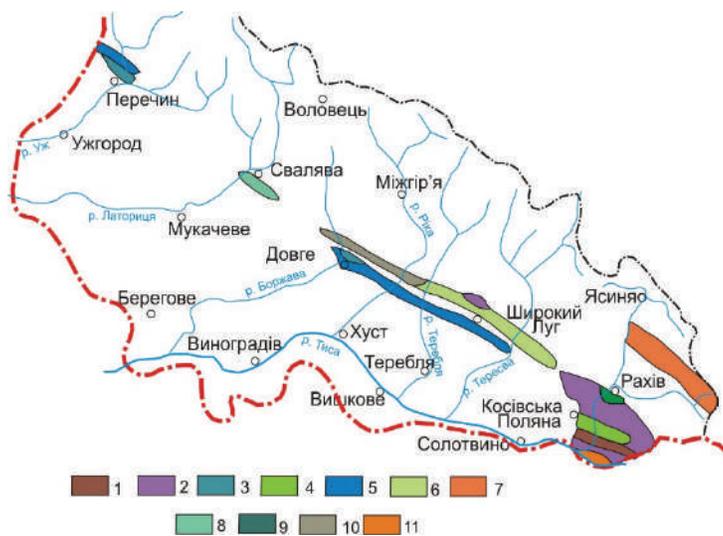


Рис. 1. Схема Карпатської мармуроносної провінції, за В. Славиним (1963):
1 – зона палеозойських мармурів; 2 – зона ймовірного знаходження тріасових і палеозойських мармурів; 3 – зона нижньоярських родовищ; 4 – довгорунський тип; 5 – новоселицький (південний) тип; 6 – каменелинський (північний) тип; 7 – ясинський тип; 8 – зона титон-неокомських родовищ; 9 – зона крейдових родовищ; 10 – зона мармуропровів у післяюрських конгломератах; 11 – зона палеогенових родовищ

Палеозойські утворення виявлено в околицях с. Ділове Рахівського р-ну (Кузинське родовище), а мезозойські – у відслоненнях по берегах річок Уж, Боржава (лейас), Уголька, у межах Кам'янецького кар'єру, на горі Петрос, в околицях м. Свалява (титон).

Палеозойські карбонатні відклади мають біле з рожевуватим або голубуватим відтінком забарвлення, тоді як у багатьох родовищах, пов'язаних з мезозойськими утвореннями, породи червонуваті й коричнюваті. За даними Є. Лазаренка зі співавт. (1963), у нижньокрейдових відкладах трапляються брекчії мармуризованих вапняків; для карбонатних порід типовими є кристалічно-зерниста, органогенно-детритусова, органогенно-пелітоморфна структури і сланцювата, плейчаста, прожилково-сітчаста, органогенно-брекчійова, масивна текстури.

Незважаючи на вже виконані дослідження, досі актуальними залишаються такі питання, як природа джерел утворення доломіту й особливості міграції та нагромадження доломіту в карбонатних товщах.

Аналіз досліджень. Кузинське родовище доломітів розташоване в нижній течії безіменного правого допливу потоку Полонський (5 км на північний захід від гирла Тиси) на південно-західній околиці с. Ділове (рис. 2). За даними А. Михайлова зі співавт. (2010), запаси родовища становлять 56,6 млн т. Доломіти належать до кузинської світи (D_3-C_1kz).

З 1965 р. співробітники Закарпатської ГРЕ М. Гнилко, І. Гопак, В. Біліченко, О. Нечепуренко досліджували перспективні площі в межах Діловецького покриву Мармароського

масиву. На Кузинському родовищі різні науково-дослідні організації провадили тематичні роботи з 1976 р. Зокрема, фахівці Львівського університету О. Матковський та В. Степанов вивчали (1984) мінералого-петрографічні критерії золотоносності метаморфічних порід і перспективи розвідки покладів на доломіт.



Рис. 2. Локалізація Кузинського родовища на топографічній карті масштабу 1:250 000 (Лоза, 2002)

З 1988 р. в районі тривали літолого-геохімічні розшуки золота в північній частині Рахівського рудного району – уздовж потоків і вторинних ореолів розсіяння.

Ще протягом 1959–1960 рр. геофізичними дослідженнями (методи ЕП і магнітометрії, масштаб 1:10 000) за участю Д. Козельського виявлено відповідні аномалії на ділянках Банська, Кузя, Діловецька та ін. Зроблено припущення щодо зв'язку деяких аномалій з зонами сульфідизації. Карпатська гравіметрична партія тресту «Укргеофізрозвідка» (І. Бородатий, Л. Фільштинський) виконала гравіметричні знімання району Кузинського родовища в масштабі 1:200 000, за результатами яких детально описано залягання покладів доломіту, контакт з умісними породами, характер нагромадження тощо.

На початку нового тисячоліття опубліковано Державну геологічну карту України масштабу 1:200 000 нового покоління, на якій узагальнено результати досліджень Мармароського масиву [3; 4]. Ми керуємося аргументами пояснювальної записки до зазначеної карти і приймаємо вік кузинської світи як верхньодевонсько-нижньокам'яновугільний. Пізніше з'явилась публікація щодо поглядів на вік кузинської світи [5]. У праці О. Гнилка [1] з використанням авторських геологічних спостережень та урахуванням даних попередників узагальнено уявлення про геологічну будову й еволюцію Мармароського масиву (частини терейну Тися – Дакія) Українських Карпат та відтворено геодинамічні плито-тектонічні умови його формування.

Мета. Літологічні та мінералого-петрографічні дослідження доломітів кузинської світи, які були *метою* нашої роботи, дали змогу отримати інформацію про індикатори палеогеографічних і палеодинамічних умов формування верхньодевонсько-нижньокам'яновугільних товщ району. Для досягнення мети опрацьовано наявні фондови й опубліковані

матеріали, за польових умов вивчено геологічні розрізи кузинської світи, відібрано взірці порід для макро- й мікроаналітичних досліджень. Петрографічну діагностику доломітів виконано на геологічному факультеті ЛНУ імені Івана Франка, мікрозондові дослідження аншліфів – у лабораторії фізичного факультету університету за допомогою растрового (сканувального) електронного мікроскопа PEMMA-102-02 (Суми, Україна), обладнаного енергодисперсійним аналізатором EDAR.

Виклад основного матеріалу. У геологічній будові Мармароського масиву, який нині активно вивчають дослідники, беруть участь догерцинські тектонічні поверхи кристалічного фундаменту (рифейський та верхньовендсько-нижньокембрійський), слабкометаморфізований верхньодевонсько-нижньокам'яновугільний тектонічний поверх і верхньокам'яновугільно-нижньотріасовий, середньотріасово-юрський, крейдовий і палеогеновий тектонічні поверхи неметаморфізованого чохла [3; 4]. Ці утворення перекривають кристалічний фундамент зі структурною й регіональною незгідністю; структурні незгідності зафіксовані й між поверхами чохла.

Верхньодевонсько-нижньокам'яновугільний тектонічний поверх представлений кузинською світою в межах Діловецької структурно-фаціальної зони (покриву) та розиською світою в межах Білопотоцької зони (покриву) Мармароського масиву. За літологічним складом та умовами метаморфічних перетворень обидві світи ідентичні. Розиська світа потужністю 550–600 м локалізована в окремій тектонічній (Розиській) одиниці між Діловецьким і Білопотоцьким покритвами [3; 4].

Кузинська світа поширена на вододілах Малої та Середньої Шопурок, у басейнах потоків Кузій, Верхній і Нижній Розсош, а також у нижній течії потоку Білий. Світа складена філітами, філітоподібними вуглистими сланцями, кварцитами, доломітами, мармуризованими з лінзами яшм вапняками. Вона з різкою кутовою незгідністю залягає на верхньовендсько-нижньокембрійських утвореннях берлебаської або магурської світ та зі структурною незгідністю перекрита теригенними хаотичними відкладами альбсько-сеноманської соймульської світи й деінде – псамітами (з базальними конгломератами в основі) великобанської світи еоцену. Потужність кузинської світи змінюється від 360 до 550 м. У долішній частині розрізу світи наявні темно-сірі й зеленкувато-сірі філіти, мармуризовані вапняки та вуглисті кварцити, тоді як у горішній частині розрізу (200–240 м) наявні сірі, ясно- і кремово-сірі доломіти з прошарками темно-сірих вуглистих мармуризованих вапняків, філітів, кварцитів (рис. 3). Поблизу с. Ділове доломіти формують товщу потужністю 260–330 м, яку простежено на понад 2,5 км [3; 4] (Хаин и др., 1968).

Макроскопічно доломіти – це породи ясно-сірі, білі з рожевим чи кремовим відтінком, середньо-дрібнозернисті, зрідка крупнозернисті, щільні, інколи грудкуваті. Розрізняють доломіти з масивною, смугастою та плямистою текстурою і різнозернисті зі слабкою неявно-шаруватою текстурою. Структура гранобластова, іноді гетеробластова з гранобластовою основною тканиною. Часто породи мають ознаки брекчійованості (рис. 4).

Для доломітів Розиського покриву типове інтенсивне кліважування й розслащовання [3; 4] (Хаин и др., 1968). У праці [1] О. Гнилка, який провадив геокартувальні роботи в районі дослідження, зазначено, що утворення, які охоплюють кузинську й розиську світи, подібні на тектонічний меланж, «де змішані різновікові, вірогідно, палеозойські та мезозойські породи» [1, с. 67].

Згідно з плитно-тектонічними побудовами [1; 8], верхньодевонсько-нижньокам'яновугільний тектонічний поверх Мармароського масиву відтворює умови розвитку інтраконтинентального рифтоподібного басейну. Він був закладений у силурі після субдукційно-колізійних подій між Балтикою (білопотоцька світа та її аналог на території Румунії – комплекс Бретіла) і Авалонською дугою (вендсько-нижньопалеозойські берлебаська

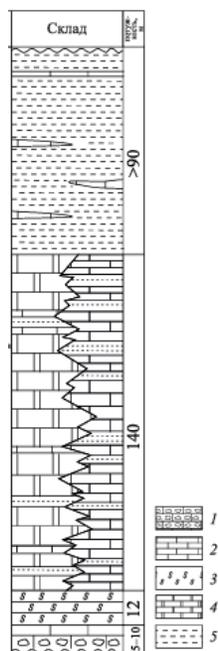


Рис. 3. Розріз кузінської світи на горі Соймул, за даними (Бойко, 1970) [5]:
1 – вапняково-доломітові конгломерато-брекчії; 2 – вапняки; 3 – яшми і кременисті сланці;
4 – доломіти; 5 – сланці



а



б

Рис. 4. Брекчійовані доломіти Кузінського родовища: *а* – зона тектонічного брекчійовання;
б – дзеркала ковзання по доломіту

й мегурська світи та їхній аналог у Румунії – серія Тульгеш) [1; 4; 9], які сприяли утворенню доальпійської насувної структури фундаменту Мармароського масиву [1; 8]. У кам'яновугільний час силурійсько-ранньокам'яновугільний рифтоподібний басейн закрився, що супроводжувалось метаморфізмом низів фації метаморфічних сланців [1; 4; 8; 11].

На Кузінському родовищі ми вивчали прояви доломіту кузінської світи на восьми ділянках. Серед відібраних взірців найчастіше трапляються такі морфогенетичні

різновиди доломіту, як згустково-грудкуваті, дрібнокристалічні й водоростеві. Детально досліджено перші два різновиди.

Згустково-грудкуваті доломіти зеленкувато-сірі, жовтувато-кремові, сірі, зрідка темно-сірі. Текстура шарувата або товстошарувата, структура різнозерниста. У шліфах під мікроскопом видно великі (0,3–0,5 мм) гніздо- й лінзоподібні агрегати доломіту, приурочені до збагачених глинистим матеріалом мікрозернистих ділянок, а також кристалографічно індивідуалізовані субромбоедричні кристали доломіту й оолітові зерна з реліктами мікрозернистого кальциту, які незакономірно розвинені по мікрозернистій вапняковистій масі. Така структура, на нашу думку, свідчить про змішаний карбонатний (значною мірою доломітовий) склад породи, яка зазнала післяседиментаційних перетворень. Це дає підстави класифікувати її як седиментаційно-діагенетичний доломіт (рис. 5, *a*). Під час мікроаналітичних досліджень (рис. 6, *a*) у такому доломіті виявлено мікропористу текстуру та поодинокі включення кальциту, гетиту й апатиту.

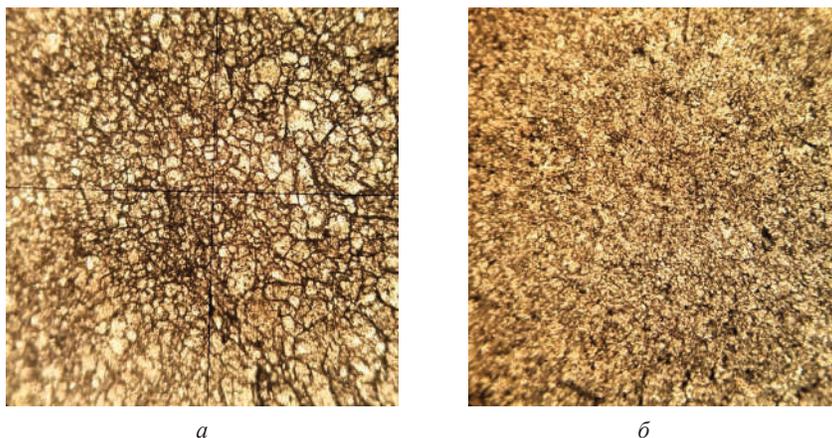


Рис. 5. Седиментаційно-діагенетичний (*a*) та епігенетичний (*б*) різновиди доломіту Кузінського родовища; $\times 100$, без аналізатора

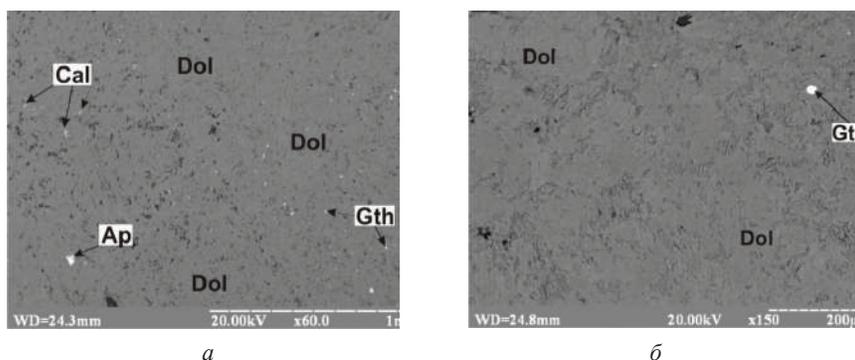
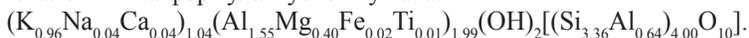


Рис. 6. BSE-зображення доломіту: *a* – седиментаційно-діагенетичний доломіт (Dol) з поодинокими зернами кальциту (Cal), апатиту (Ap) і гетиту (Gth); *б* – епігенетичний доломіт з поодинокими вкрапленнями гетиту

Дрібнокристалічні доломіти мають біле або жовтувате забарвлення. Текстура масивна, прихованошарувата, смугасто-шарувата, плямиста. Структура середньо-дрібнозерниста, іноді трапляються фарфороподібні різновиди, а також крупно-середньозернисті. Пористість породи незначна; вірогідно, пори утворилися внаслідок вилуговування внутрішньої частини ромбоєдрів доломіту. Подекуди в мінералі можна простежити зональність. У породах є домішки кальциту й поодинокі зерна кварцу. Наведені ознаки типові для хемогенних (седиментогенних) порід [10], на які накладені епігенетичні (ката- й метагенетичні) зміни. Тому їх називають «накладені» доломіти й доломіти заміщення. Під час мікроаналітичних досліджень визначено щільний прихованокристалічний епігенетичний доломіт масивної текстури, який містить поодинокі включення гетиту (див. рис. 6, б). Також у ньому виявлено мікростилолітові ознаки.

В епігенетичних доломітах виявлено кальцит у вигляді зерен неправильної форми розміром 0,01–0,05 мм і пластинчасте виділення мусковіту розміром 0,05 мм. За результатами мікрозондового аналізу, хімічний склад мусковіту такий, мас. %: SiO_2 – 52,6; TiO_2 – 0,25; Al_2O_3 – 29,09; FeO – 0,40; MnO – 0,08; MgO – 4,25; CaO – 0,53; Na_2O – 0,35; K_2O – 11,84. Кристалохімічна формула мусковіту така:



Також у цих породах виявлено майже прямокутне зерно розміром 0,14 × 0,12 мм. Мікроаналітичні дослідження засвідчили, що центральна частина зерна складена піритом, який зазнав часткових змін, ат. %: Fe – 51,33; S – 41,78; Co – 3,35; As – 2,47; Zn – 1,07; хімічна формула – $(\text{Fe}_{1,38}\text{Co}_{0,09}\text{Zn}_{0,02})_{1,49}(\text{S}_{1,95}\text{As}_{0,05})_2$. Решта зерна – це гетит, кристалохімічна формула якого така: $(\text{Fe}^{3+}_{0,90-0,96}\text{Si}_{0,02-0,05}\text{Mg}_{0,00-0,02}\text{Al}_{0,01})_{0,98-0,99}\text{O}(\text{OH})$.

Отже, мінералого-петрографічні дослідження доломітів кузинської світи дали змогу діагностувати два генетичні типи порід (седиментаційно-діагенетичний та епігенетичний) і реконструювати розвиток стадійності в пізньодевонсько-ранньокам'яновугільному басейні осадонагромадження. Седиментаційно-діагенетичні доломіти формувалися в рифтогенному осадовому басейні. Їхні діагенетичні перетворення є наслідком різких змін фізико-хімічних умов середовища, у якому відбувалися перерозподіл і заміщення доломітом вапняковистих відкладів (Холодов, 1988). Експериментами з використанням дифракції рентгенівського випромінювання доведено [6], що зародженню і зростанню доломіту передують певні умови, серед яких важливу роль відіграє субстрат, представлений високомагнезійним кальцитом, і термодинамічні параметри середовища, зокрема підвищені значення температури, тиску та рН. Такі умови характерні для пересичених солями мілководних лагун або припливно-відпливних відмілин в областях з аридним кліматом.

Формування епігенетичного доломіту, вірогідно, пов'язане з процесами гідротермально-метасоматичного перетворення порід на етапі закриття басейну осадонагромадження і становлення складчасто-покровної споруди Мармароського масиву.

Дослідження вчених, які вивчали формування доломіту поблизу західної окраїни Тихого океану неподалік від Перу [7], засвідчили, що доломіт утворюється на різних батиметричних рівнях. Чисті доломіти виявлено на ущільнених породах субстрату шельфу, а брекчіювані відміни трапляються на континентальному схилі за умов апвелінгу. На доломітоутворення позитивно впливають розвиток крихких деформацій у зонах розривних порушень і процеси надходження флюїдів (гідротермальних і метасоматичних розчинів). На різних, особливо останніх, стадіях формування таких доломітів породи збагачуються піритом. Також зазначають [7], що на процеси формування можуть впливати мікроорганізми, діяльність яких посилюється в зонах розломів (зокрема, на геохімічних бар'єрах) акреційної призми Перуанського жолоба.

На підставі наведених даних можна запропонувати таку модель формування досліджених епігенетичних доломітів. За умовами утворення це метасоматично змінена алодапчна фація, яка в первинному басейні седиментації відповідає перенесеним турбідитними потоками сортованим карбонатним породам [10]. Під дією гідротермальних флюїдів, активних у зонах розломів у процесі перебудови структури басейну, породи зазнають метасоматичних перетворень з набуттям рис накладених доломітів або доломітів заміщення.

Висновки та перспективи подальшого дослідження. Верхньодевонсько-нижньокам'яновугільні доломіти Кузинського родовища (Мармароський масив) представлені двома генетичними різновидами. Седиментаційно-діагенетичні доломіти – це згустково-грудкуваті породи, різнозернисті, шаруваті, з поодинокими зернами кальциту, гетиту й апатиту. Вони формувалися в мілководних пересичених солями водоймах. Епігенетичні доломіти – це головню дрібнозернисті породи масивної та смугасто-шаруватої текстури з поодинокими включеннями гетиту й мусковіту. На їхнє утворення, вірогідно, впливали процеси метасоматичного перетворення в зонах розривних порушень за умов надходження флюїдів.

Подальші дослідження доломітів кузинської світи. Це сприятиме створенню бази даних індикаторних властивостей порід щодо умов седиментаційного процесу й післяседиментаційних трансформацій, а також формуванню цілісної характеристики доломітів Кузинського родовища для аналізу палеогеографічних обстановок седиментації, реконструкції геодинамічної перебудови структури басейну й оцінки якості доломітової сировини.

СПИСОК ВИКОРИСТАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ

1. Гнилко О. Геодинамічні плито-тектонічні умови формування терейну Тися–Дакія, Українські Карпати. *Геологія і геохімія горючих копалин*. 2023. № 3–4 (191–192). С. 61–73. <https://doi.org/10.15407/ggcm2023.191-192.061>.
2. Мацьків Б. В., Пукач Б. Д., Воробканич В. М., Пастуханова С. В., Гнилко О. М. Державна геологічна карта України масштабу 1:200 000, аркуші М-34-XXXVI (Хуст), L-34-VI (Бая-Маре), М-35-XXXI (Надвірна), L-35-I (Вишеу-Де-Сус). Карпатська серія. Пояснювальна записка. Київ : УкрДГРІ, 2009.
3. Мацьків Б. В., Пукач Б. Д., Гнилко О. М. Державна геологічна карта України масштабу 1:200 000, аркуші М-35-XXXI (Надвірна), L-35-I (Вишеу-Де-Сус). Карпатська серія. Геологічна карта дочетвертинних утворень. Київ : УкрДГРІ, 2009.
4. Третьак К. Р., Максимчук В. Ю., Кутас Р. І., Рокитянський І. І., Гнилко О. М., Кендзе-ра О. В., Пронишин Р. С., Климович Т. А., Кузнецова В. Г., Марченко Д. О., Смірнова О. М., Серант О. В., Бабак В. І., Вовк А. І., Романюк В. В., Терешин А. В. Сучасна геодинаміка і геофізичні поля Карпат та суміжних територій. Львів : Вид-во Львів. політехніки, 2015.
5. Шлапінський В., Тернавський М. Про кузинську світу Мармароського покриву Українських Карпат. *Геологія і геохімія горючих копалин*. 2023. № 1–2 (189–190). С. 17–25. <https://doi.org/10.15407/ggcm2023.189-190.017>.
6. Gregg J.M., Bish D.L., Kaczmare S.E., Machel H.G. Mineralogy, nucleation and growth of dolomite in the laboratory and sedimentary environment: A review. *Sedimentology*. 2015. Vol. 62. Is. 6. P. 1749–1769. <https://doi.org/10.1111/sed.12202>.
7. Meister P., Mc Kenzie J.A., Warthmann R., Vasconcelos C. Mineralogy and petrography of diagenetic dolomite, Peru margin, ODP Leg 201. *Proceedings of the Ocean Drilling Program*. 2006. Sci. Res. Vol. 201. P. 1–34. <https://doi.org/10.2973/odp.proc.sr.201.102.2006>.
8. Munteanu M., Tatu M. The East-Carpathian crystalline-Mesozoic Zone (Romania): Paleozoic amalgamation of Gondwana- and East European Craton-derived Terranes. *Gondwana Research*. 2003. Vol. 6. Is. 2. P. 185–196. [https://doi.org/10.1016/S1342-937X\(05\)70969-2](https://doi.org/10.1016/S1342-937X(05)70969-2).

9. Neubauer F., Handler R. Variscan orogeny in the Eastern Alps and Bohemian Massif: how do these units correlate? *Mitt. Österr. Geol. Ges.* 1999. Vol. 92. P. 35–59. URL: https://www.zobodat.at/pdf/MittGeolGes_92_0035-0059.pdf.
10. Pettijohn F. J. *Sedimentary Rocks* (3rd ed.). New York: Harper and Row, 1975.
11. Sandulescu M., Krautner H. G., Balintoni I., Russo-Sandulescu D., Micu M. *The Structure of the East Carpathians (Moldavia-Maramures Area). Guide to Excursion B 1 of the XII Congress CBGA*. Bucharest: Institute of Geology and Geophysics, 1981.

REFERENCES

1. Hnylko, O. (2023). Heodynamichni plyto-tektonichni umovy formuvannia teryni Tysia–Dakia, Ukrainski Karpaty [Plate-tectonic geodynamics of the Tisza–Dacia terrain, Ukrainian Carpathians]. *Heolohiia i heokhimiia horiuchykh kopalyn – Geology and Geochemistry of Combustible Minerals, 3–4 (191–192)*, 61–73. <https://doi.org/10.15407/ggcm2023.191-192.061>.
2. Matskiv, B.V., Pukach, B.D., Vorobkanych, V.M., Pastukhanova, S.V., & Hnylko, O.M. (2009). *Derzhavna heolohichna karta Ukrainy masshtabu 1:200 000, arkushi M-34-XXXVI (Khust), L-34-VI (Baia-Mare), M-35-XXXI (Nadvirna), L-35-I (Visheu-De-Sus). Karpatska seriia. Poiasnivualna zapyska [State geological map of Ukraine scale 1:200 000, sheets M-34-XXXVI (Hust), L-34-VI (Baia Mare), M-35-XXXI (Nadvirna), L-35-I (Visheu-De-Sus). Carpathian series. Explanatory note]*. Kyiv: Ukrainian State Geological Exploration Institute.
3. Matskiv, B.V., Pukach, B.D., & Hnylko, O.M. (2009). *Derzhavna heolohichna karta Ukrainy masshtabu 1:200 000, arkushi M-35-XXXI (Nadvirna), L-35-I (Visheu-De-Sus). Karpatska seriia. Heolohichna karta dochetvertynnykh utvoren [State geological map of Ukraine scale 1:200 000, sheets M-35-XXXI (Nadvirna), L-35-I (Visheu-De-Sus). Carpathian series. Geological map of pre-Quaternary formations]*. Kyiv: Ukrainian State Geological Exploration Institute.
4. Tretiak, K.R., Maksymchuk, V.Yu., Kutas, R.I., Rokytiatskyi, I.I., Hnylko, O.M., Kendzera, O.V., Pronyshyn, R.S., Klymkovych, T.A., Kuznietsova, V.H., Marchenko, D.O., Smirnova, O.M., Serant, O.V., Babak, V.I., Vovk, A.I., Romaniuk, V.V., & Tereshyn, A.V. (2015). *Suchasna heodynamika i heofizychni polia Karpat ta sumizhnykh terytorii [Modern geodynamics and geophysical fields of the Carpathians and adjacent territories]*. Lviv: Lviv Polytechnic Publishing House [in Ukrainian].
5. Shlapinsky, V., & Ternavsky, M. (2023). Pro kuzynsku svitu Marmaroskoho pokryvu Ukrainy Karpat [On Kuzian Suite of the Marmarosh Nappe of the Ukrainian Carpathians]. *Heolohiia i heokhimiia horiuchykh kopalyn – Geology & Geochemistry of Combustible Minerals, 1–2 (189–190)*, 17–25. <https://doi.org/10.15407/ggcm2023.189-190.017>.
6. Gregg, J.M., Bish, D.L., Kaczmare, S.E., & Machel, H.G. (2015). Mineralogy, nucleation and growth of dolomite in the laboratory and sedimentary environment: A review. *Sedimentology*, 62 (6), 1749–1769. <https://doi.org/10.1111/sed.12202>.
7. Meister, P., Mc Kenzie, J.A., Warthmann, R., & Vasconcelos, C. (2006). Mineralogy and petrography of diagenetic dolomite, Peru margin, ODP Leg 201. In B.B. Jørgensen, S.L.D’Hondt, D.J. Miller (Eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Sci. Res. 201*, 1–34 [Online]. <https://doi.org/10.2973/odp.proc.sr.201.102.2006>.
8. Munteanu, M., & Tatu, M. (2023). The East-Carpathian crystalline-Mesozoic Zone (Romania): Paleozoic amalgamation of Gondwana- and East European Craton-derived Terranes. *Gondwana Research*, 6 (2), 185–196. [https://doi.org/10.1016/S1342-937X\(05\)70969-2](https://doi.org/10.1016/S1342-937X(05)70969-2).
9. Neubauer, F., & Handler, R. (2000). Variscan orogeny in the Eastern Alps and Bohemian Massif: how do these units correlate? *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, 92, 35–59.

10. Pettijohn, F.J. (1975). *Sedimentary rocks (3rd ed.)*. New York: Harper and Row.
11. Sandulescu, M., Krautner, H. G., Balintoni, I., Russo-Sandulescu, D., & Micu, M. (1981). *The structure of the East Carpathians (Moldavia–Maramures area). Guide to Excursion B 1 of the XII Congress CBGA*. Bucharest: Institute of Geology and Geophysics.

Стаття надійшла до редакції 14.04.2025

Стаття прийнята до друку 08.05.2025

MINERAL COMPOSITION AND CONDITIONS OF FORMATION OF DOLOMITES FROM KUZYSNSKE DEPOSIT (UKRAINIAN CARPATHIANS)

Oleksandr Kostiuk, Larysa Heneralova

oleksandr.kostyuk@lnu.edu.ua; larysa.heneralova@lnu.edu.ua

Ivan Franko National University of Lviv,

4, Hrushevskoho St., Lviv, Ukraine, 79005

The lithological and mineralogical-petrographic features of carbonate rocks D_3-C_1 were studied using the example of dolomites of the Kuzyn deposit (Marmaros massif, Ukrainian Carpathians), using the methods of compiling rock sections on quarry outcrops, selecting samples for visual, petrographic diagnostics and microanalytical study. The results of the study of the mineralogical-petrographic composition of dolomites of the Kuzyn stele contribute to their typification. Two lithological types of rocks were diagnosed – sedimentary-diagenetic and epigenetic.

Sedimentary-diagenetic dolomites are layered, heterogeneous rocks with single grains of calcite, goethite, apatite. Their genesis is associated with sedimentation and diagenetic transformations of sediments of calcareous-magnesian composition due to changes in physicochemical environmental conditions. These conditions are realized in shallow salt-saturated lagoons or tidal flats in areas with arid climates. Epigenetic dolomites are represented mainly by fine-grained rocks of massive and banded-layered texture, containing single inclusions of goethite and muscovite. The formation of rocks is associated with the processes of hydrothermal-metasomatic replacement at the stage of closing the intracontinental rift-like basin and the formation of the folded-roof structure of the Marmaros massif.

The scientific novelty of the conducted research lies in the fact that for the first time for the Upper Devonian-Lower Carboniferous Kuzynskaya suite, mineralogical and petrographic parameters of dolomites of different generations are given using microanalytical data.

The results obtained will contribute to the creation of a holistic characterization of the dolomites of the Kuzyn deposit for the analysis of indicators of paleogeographic sedimentation settings, the reconstruction of the geodynamic restructuring of the basin structure, and the assessment of the quality of dolomite raw materials of the Dilovetsky cover of the Marmaros massif.

Key words: dolomites, lithology, mineralogy, sedimentation, metasomatic alterations, Kuzynska suite, Marmarosh massif, Ukrainian Carpathians.

МІНЕРАЛОГІЧНІ НОТАТКИ

УДК 553.548(450)

КАРРАРСЬКИЙ МАРМУР (ТОСКАНА, ІТАЛІЯ) – НАЙВІДОМІШИЙ ДЕКОРАТИВНИЙ КАМІНЬ У СВІТІ

Надія Словотенко, канд. геол. наук,
доцентка кафедри мінералогії, петрографії і геохімії
імені професора Ореста Матковського
nadiya.slovotenko@lnu.edu.ua
<https://orcid.org/0000-0001-9569-417X>
Львівський національний університет імені Івана Франка,
вул. М. Грушевського, 4, Львів, Україна, 79005

Наведено стислу інформацію про родовища каррарського мармуру в Апуанських Альпах (Тоскана, Італія). Потужні верстви мармуру утворилися в процесі метаморфізму триас-юрських карбонатних порід за умов зеленосланцевої фації. Історія видобутку мармуру в Тоскані сягає понад 2000 років. Каррарський мармур здавна використовують для облицювання зовнішніх і внутрішніх частин архітектурних споруд, виготовлення пам'ятників, надгробків, скульптур найвищої якості, елементів декору, побутових предметів тощо. Схарактеризовано окремі комерційні відміни мармуру, які видобувають у кар'єрах і підземних виробках. Родовища каррарського мармуру нині є популярними об'єктами геотуризму.

Ключові слова: каррарський мармур, кальцит, Апуанські Альпи, Італія.

DOI <https://doi.org/10.30970/min.75.08>

Каррарський мармур відомий своєю вишуканою якістю й естетичною красою, цей камінь вважають синонімом якості та розкоші. Його давня історія та використання відомими художниками роблять його символом елегантності й витонченості у світі мистецтва й архітектури.

Каррара – невелике промислове місто на північному заході Тоскани, розташоване в 6 км від Лігурійського моря. Зубчастий хребет Апуанських Альп має схили, які навіть у розпал літа вкриті блискучою білизою, – не снігом, а скелями та мармуровими осипами (рис. 1). Паралельні, однак топографічно відокремлені від хребтового Апеннінського ланцюга Італії, Апуанські Альпи також є наслідком альпійського горотворення в палеогеновий час [1].

Мармур – досить поширена гірська порода, яка має одне з найпростіших геологічних визначень: це метаморфізований вапняк або доломіт, у якому достатня кількість карбонатних зерен перекристалізована, початкова осадова структура, текстура й уміст скам'янілостей приховані або змінені, однак базовий мінеральний склад залишається сталим [1]. Ступінь метаморфізму відповідає найнижчій, зеленосланцевій фації з типовими значеннями температури (300–450 °С) і тиску (200–1000 МПа) [1]. Багато мармуру утворюється внаслідок регіонального метаморфізму й на контакті з магматичними інтрузіями.



Рис. 1. Апуанські Альпи неподалік від м. Каррара¹

Розмір зерен у каррарському мармурі – від 200 до 800 мкм. Середній мінеральний склад такий: понад 98 % – кальцит, 1,76 % – доломіт, до 1,37 % – інші мінерали; вміст MgO становить 1,32 мол. %, SiO₂ – 0,71 мол. %, Sr – 14–160 частин на мільйон [2].

Геологічна історія північної Італії визначена головно результатом взаємодії і остаточного зіткнення Європейської плити, зокрема Бріанконської (Іберійська + Сардинія та Корсика) мікроплити на заході й півночі, Апулійської, або Адриатичної, плити (Східна Італія, Балкани, Греція) у центрі й на сході та Африканської плити на півдні. У період від тріасу до палеогену через цей регіон відкривався рукав Тетійського океану (так званий Альпійський Тетис), який зрештою був закритий. У пізньому тріасі й на початку юри це був центр тривалого і значного відкладання на платформі карбонатів потужністю сотні метрів, причому відкладалися вони незгідно на комплексі кварц-мусковітових філітів, метаморфізованих порфірових ріолітів, вапняків, доломітів, кварцитів і сланців, вірогідно, палеозойського віку. Разом із флішовою послідовністю уламкових і карбонатних осадів із незначною кількістю екструзивних порід тріасового – третинного віку вони утворили передову частину на західному краю Апулійської плити [1].

Після колізії з кінця олігоцену до початку міоцену розпочалася західна субдукція під Бріанконську мікроплиту; стиснення значною мірою відбувалося через численні епізоди насуву зверху на схід та формування покривів. Близько 27 млн років тому був утворений неметаморфізований Тосканський покрив потужністю багато сотень метрів, який поховав цю послідовність достатньо глибоко для розвитку метаморфізму зеленосланцевої фації у тріас-юрських карбонатах. Це призвело до формування вапняків і доломітових мармурів Апуанської товщі, причому перекристалізація зруйнувала більшість первинних особливостей і текстур протоліту. Насув також утворив ізоклінальні складки та кліваж, спрямовані на північний схід, а пізніше сформував позапослідовну інтенсивніше метаморфізовану палеозойсько-тріасову товщу Масса над Апуанською товщею. Перенесення подальших

¹ Усі світлинні в статті авторські.

неметаморфізованих насувних покривів у регіон Апуанських Альп супроводжувалося розширенням, спричиненим відступом плит раннього міоцену, що призвело до підняття й ексгумації Північних Апеннін [1].

Палеозойський фундамент Апуанської товщі в центрі «вікна» Апуанських Альп містить найдавніші породи, що виходять на поверхню в північних Апеннінах. Мармуровмісна товща вище (хоч і локально перевернута) має потужність понад 1000 м. Незважаючи на те що в ній є пласти брекчієвих і кремнієвих порід, це величезна маса дрібнозернистого каменю відмінної якості, потенційно придатного для оброблення. Розмір «вікна» Апуанських Альп – близько 24×14 км, а площа – близько 300 км^2 , з яких щонайменше половину становлять відслонення покладів мармуру.

Видобуток каррарського мармуру розпочали етруски, а промисловий видобування, яке здійснювали римляни, датоване I ст. до н. е. [2]. Експлуатація мармуру практично припинилася з падінням Римської імперії, однак відновилася в XIII ст. та зросла в епоху Відродження [2]. Видобуток поступово, хоча й повільно, збільшувався до кінця XX ст.

Найвідоміші митці, які свого часу прославили каррарський мармур, – це знамениті Мікеланджело Буонаротті, Баччо Бандініеллі, Лоренцо Берніні та інші. Окрім відомих скульпторів, Каррару відвідували інші знані особистості. Після вигнання з Флоренції поет Данте написав частину своєї «Божественної комедії» в Каррарі протягом 1306 р. [1]. У 1845 р. Чарльз Діккенс також відвідав місто і згодом яскраво описав Каррару, кар'єри й важку роботу людей і волів у праці «Картини з Італії», уперше опублікованій 1846 р. [5].

Завдяки вдосконаленню технологій та обладнання видобуток мармуру кар'єрним способом (рис. 2) значно збільшили до 1,5 млн т у 2000 р., однак на 2020 р. ця цифра зменшилася до 1 млн т [2].



Рис. 2. Видобуток каррарського мармуру в кар'єрі

Нині в підземних виробках Фантіскрітті (рис. 3) проводять численні екскурсії, на яких експертні гіди розповідають про історію, технологію видобутку каррарського мармуру від римської епохи до сьогодення та різні цікавинки. Екскурсантам також демонструють шнури з технічними діамантами (рис. 4), за допомогою яких розпилюють породи. Ця інновація, уведена в дію в 1970-х роках, дала змогу різко збільшити швидкість видобутку мармуру.



Рис. 3. Підземний спосіб видобутку мармуру в Фантіскрітті



Рис. 4. Різець у вигляді сталевого дроту, вкритий технічними діамантами

Одні *відміни мармуру* дорожчі за інші, однак білий, кремовий і сірий різновиди завжди користувалися попитом. Основні відміни *б'яно* (білий мармур, який становить близько 85 % від усього видобутку) такі: *кьяро* – чистий або плямистий білий; *венато* – з прожилками; *бройль* – із димчастими завитками; *арабескато* – з прожилками й завитками. Решту 15 % становлять мармур *бардільо* (сірий звичайний і прожилковий) та кольоровий (*чипполіно* – з тонкими зеленими й білими смужками, блакитний, фіолетовий), а також брекчія 15 % [1; 3]. Сірий колір зумовлений наявністю домішок сульфідів.

Мармур *венато* – це дрібнозерниста щільна напівпрозора однорідна порода відмінної якості, якій притаманне біле забарвлення з дрібними ясно-сірими прожилками. Візерунок збалансований і витончений: на м'якому білому тлі ніжне сіре прожилкування. Порода складена головню кальцитом, а унікальний прожилковий візерунок зумовлений наявністю слідів інших мінералів.

Каррарський і *каллакатський* мармур походять з одного району видобутку, однак мають різний вигляд: каррарський мармур білий із сірими (чорними) прожилками, а мармур *каллаката* має динамічніше та яскравіше тло з контрастними прожилками ширшого діапазону відтінків [4].

Колір мрамору *бардільо* змінюється від темно-сірого до блакитно-сірого, часто трапляються тонкі білі прожилки [4]. Окрім білих і сірих відмін, видобувають також рожевий і темно-зелений мрамур.

Статуаріо – це вид каррарського мрамору, який вважають найрідкіснішим і найпрестижнішим. Колір від слонової кістки до перламутрового або молочно-білого, іноді може злегка переходити від блідо-жовтого до бежевого. Жовтуватий колір зумовлений наявністю мусковіту, який дуже рівномірно розподілений у породі з утворенням м'якого бежевого світіння. Блискуче біле тло і м'які прожилки роблять статуаріо найліпшим за якістю мрамуром. Його найчастіше використовують скульптори, зокрема, це була улюблена відміна мрамору Мікеланджело [4].

Найтвердішим каррарським мрамуром є різновид з Колоннати, проте його не вважають найліпшим для різьблення скульптур. На думку більшості, таким є мрамур з Кава-дель-Польваччо в басейні Торано. Це щільна дрібнозерниста напівпрозора відміна з високою яскравістю і стійка до погодних умов, у ній нема прожилків інших мінералів та її легко обробляти різцем [1].

Отже, унікальність родовищ району Каррара полягає в тому, що історія видобутку мрамору сягає тут понад дві тисячі років і це одне з небагатьох місць у світі з найдовшою експлуатацією родовища однієї корисної копалини. У районі проводять численні геотуристичні екскурсії, у тім числі підземні.

СПИСОК ВИКОРИСТАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ

1. Barron A.J.M. Carrara Marble. *Mercian Geologist*. 2018. Vol. 19 (3). P. 188–194.
2. Coli M., Criscuolo A. The Carrara Marble: geology, geomechanics and quarrying. *Mechanics and rock engineering, from theory to practice*. IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science. 2021. Vol. 833. Is. 1. P. 1–8. <https://doi.org/10.1088/1755-1315/833/1/012120>.
3. Meccheri M., Molli G., Conli P., Blasi P., Vaselli L. The Carrara Marbles (Alpi Apuane, Italy): a geological and economical updated review. *Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften*. 2007. Vol. 158. Is. 4. P. 719–735. DOI: 10.1127/1860-1804/2007/0158-0719.
4. Bonne K. Carrara marble: from the sea to Michelangelo's workshop. 2020. URL: <https://www.gondwanatalks.com/l/carrara-marble/> (дата звернення 23.02.2025).
5. Stamp J. Dickens and the Marble-Ous Carrara. 2020. URL: <https://discover.hubpages.com/literature/Of-Dickens-and-Carrara> (дата звернення 04.05.2025).

REFERENCES

1. Barron, A.J.M. (2018). Carrara Marble. *Mercian Geologist*, 19 (3), 188–194.
2. Coli, M., & Criscuolo, A. (2021). The Carrara Marble: geology, geomechanics and quarrying. *Mechanics and rock engineering, from theory to practice*. IOP Conf. Series: Earth and Environmental Sci., 833 (1), 1–8. <https://doi.org/10.1088/1755-1315/833/1/012120>.
3. Meccheri, M., Molli, G., Conli, P., Blasi, P., & Vaselli, L. (2007). The Carrara Marbles (Alpi Apuane, Italy): a geological and economical updated review. *Z. dt. Ges. Geowiss.*, 158 (4), 719–735. DOI: 10.1127/1860-1804/2007/0158-0719.
4. Bonne, K. (2020). *Carrara marble: from the sea to Michelangelo's workshop*. URL: <https://www.gondwanatalks.com/l/carrara-marble/>.
5. Stamp, J. (2020). Dickens and the Marble-Ous Carrara. URL: <https://discover.hubpages.com/literature/Of-Dickens-and-Carrara>.

Стаття надійшла до редакції 27.05.2025

Стаття прийнята до друку 09.06.2025

CARRARA MARBLE (TUSCANY, ITALY) – THE MOST FAMOUS DECORATIVE STONE IN THE WORLD

Nadiia Slovotenko

nadiya.slovotenko@lnu.edu.ua

*Ivan Franko National University of Lviv,
4, Hrushevskoho St., Lviv, Ukraine, 79005*

Brief information is provided about the deposits of Carrara marble in the Apuan Alps (Tuscany, Italy). Thick layers of marble were formed during the metamorphism of Triassic–Jurassic carbonate rocks under greenschist facies conditions. The history of marble mining in Tuscany dates back over 2000 years. Carrara marble has long been used for facing the exterior and interior of architectural structures, making monuments, tombstones, sculptures of the highest quality, decorative elements, household items, etc. Separate commercial varieties of marble, which are mined in quarries and underground adits, are characterized. Carrara marble deposits are now popular objects of geotourism.

Key words: Carrara marble, calcite, Apuan Alps, Italy.

ХРОНІКА

УДК 549:001.32(477)

ТРИНАДЦЯТИ НАУКОВІ ЧИТАННЯ ІМЕНІ АКАДЕМІКА ЄВГЕНА ЛАЗАРЕНКА (ДО 160-РІЧЧЯ КАФЕДРИ МІНЕРАЛОГІЇ ЛЬВІВСЬКОГО УНІВЕРСИТЕТУ)

Ірина Побережська, канд. геол.-мін. наук,
доцентка, зав. кафедри мінералогії, петрографії і геохімії
імені професора Ореста Матковського
iryna.poberezhska@lnu.edu.ua
<https://orcid.org/0000-0001-5020-8326>

Євгенія Сливко, канд. геол.-мін. наук,
доцент кафедри екологічної та інженерної геології і гідрогеології
yevheniya.slyvko@lnu.edu.ua
<https://orcid.org/0000-0002-2731-0602>
Львівський національний університет імені Івана Франка,
вул. М. Грушевського, 4, Львів, Україна, 79005

Наведено інформацію про Тринадцяті наукові читання імені академіка Євгена Лазаренка на тему «Стан, проблеми і перспективи розвитку мінералогічної науки та освіти в Україні», присвячені 160-річчю кафедри мінералогії Львівського університету. Читання проведено 12–14 вересня 2024 р. на геологічному факультеті (пленарне засідання) та у спортивно-оздоровчому таборі «Карпати» Львівського національного університету імені Івана Франка (с. Чинадійово Мукачівського р-ну Закарпатської обл.). Участь у роботі Читань (безпосередню, дистанційну, як співавтори) взяли численні представники закладів вищої освіти (у тім числі аспіранти та студенти), наукових установ і виробничих організацій Львова, Києва, Житомира, Кривого Рогу, Луцька, Харкова, Берегового, а також науковці Австралії, Бельгії, Іспанії та Німеччини (усього зареєструвалося 79 осіб). Програма Читань охоплювала 28 усних доповідей і дві стендові. До початку Читань видано збірник матеріалів «Стан, проблеми і перспективи розвитку мінералогічної науки та освіти в Україні : матеріали Тринадцятих наукових читань імені академіка Євгена Лазаренка» (Львів, 2024; 226 с.), який містить 54 повідомлення.

Доповіді, з якими виступали учасники Читань, стосувалися різних аспектів теоретичної, генетичної, регіональної, прикладної, космічної, екологічної мінералогії, фізики мінералів, петрографії, геологічної освіти, мінералогічної термінології, історії мінералогії, музейної справи та ін. Зокрема, низку виступів присвячено результатам досліджень рудної мінералізації різних мегаблоків Українського щита. Цикл повідомлень стосувався новітніх результатів мінералого-петрографічних досліджень різноманітних гірських порід із району розташування Української антарктичної станції «Академік Вернадський» (Західна Антарктика). Багато доповідей викликали жваві дискусії та обговорення. Наприкінці Читань було прийнято ухвалу, у якій відзначено певні досягнення та здобутки мінералогії в Україні, акцентовано увагу

на конкретних недоліках і сучасних проблемах, запропоновано низку рекомендацій і завдань на майбутнє.

Ключові слова: наукові читання, доповідь, академік Євген Лазаренко, мінералогія, кафедра мінералогії, Львівський національний університет імені Івана Франка.

DOI <https://doi.org/10.30970/min.75.09>

У Львівському національному університеті (ЛНУ) імені Івана Франка 12–14 вересня 2024 р. відбулися XIII наукові читання імені академіка Євгена Лазаренка, присвячені 160-річчю кафедри мінералогії. (далі – Читання). Тема Читань – «Стан, проблеми і перспективи розвитку мінералогічної науки та освіти в Україні». Організаторами заходу були ЛНУ імені Івана Франка (кафедра мінералогії, петрографії і геохімії імені професора Ореста Матковського, Мінералогічний музей імені Євгена Лазаренка, геологічний факультет), Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення (ІГМР) імені М. П. Семененка НАН України, Інститут геології і геохімії горючих копалин (ІГГК) НАН України, Українське мінералогічне товариство (УМТ), ДП «Західукргеологія» НАК «Надра України», ТОВ «Геологічна інвестиційна група», Спілка геологів України (UAG).



Вітальне слово проректора з наукової роботи
ЛНУ імені Івана Франка,
акад. НАН України Р. Гладішевського



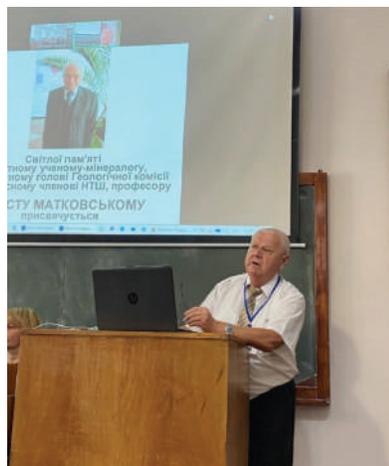
З привітанням виступає президент УМТ
Г. Кульчицька

Участь у роботі Читань (безпосередню, дистанційну, як співавтори) взяли численні представники закладів вищої освіти (у тім числі аспіранти та студенти), наукових установ, виробничих організацій України та інших країн. Серед них – викладачі, співробітники, аспіранти, студенти ЛНУ імені Івана Франка, ННІ «Інститут геології» Київського національного університету (КНУ) імені Тараса Шевченка, Харківського національного університету (ХНУ) імені В. Н. Каразіна, Волинського національного університету імені Лесі Українки (Луцьк), Криворізького національного університету, Державного університету «Житомирська політехніка», Коледжу геологорозвідувальних технологій КНУ імені Тараса Шевченка; установ Національної академії наук України: ІГМР імені М. П. Семененка (Київ), Інституту геологічних наук (ІГН) (Київ), Інституту геохімії навколишнього середовища (Київ), Інституту геофізики імені С. І. Субботіна (Київ), Інституту надтвердих матеріалів імені В. М. Бакуля (Київ), ІГГК (Львів); Державного гемологічного центру

України Міністерства фінансів України, Регіонального офісу водних ресурсів у Волинській області (Луцьк), ТОВ «Береговеполіметали», ТОВ «Феррекспо Сервіс» (Київ), КП «Шляхове ремонтно-будівельне управління № 65» (Львів). Зарубіжні учасники представляли такі установи: Geosciences Barcelona (GEO3BCN-CSIC) (Барселона, Іспанія), Royal Belgian Institute of Natural Sciences (Брюссель, Бельгія), Technische Universität Berlin (Берлін, Німеччина), Engineering Dobersek GmbH (Менхенгладбах, Німеччина), School of Earth and Planetary Sciences, Curtin University (Перт, Австралія).



Доповідь «До 160-річчя кафедри мінералогії у Львівському університеті» виголошує завідувачка кафедри мінералогії, петрографії та геохімії імені професора Ореста Матковського І. Побережська



Член-кор. НАН України І. Наумко виступає з доповіддю «Мінералогія в Науковому товаристві імені Шевченка», присвяченою світлій пам'яті проф. Ореста Матковського

До початку заходу видано збірник «Стан, проблеми і перспективи розвитку мінералогічної науки та освіти в Україні : матеріали Тринадцятих наукових читань імені академіка Євгена Лазаренка» (Львів, 2024; 226 с.), який містить 54 повідомлення.

Програма Читань охоплювала 28 усних доповідей і дві стендові.

Відкриття Читань і пленарне засідання відбулися на геологічному факультеті, решта заходів – у спортивно-оздоровчому таборі (СОТ) «Карпати» ЛНУ імені Івана Франка (с. Чинадійово Мукачівського р-ну Закарпатської обл.).

До участі в Читаннях зареєструвалося 79 осіб; у пленарному засіданні взяло участь 50 науковців; СОТ «Карпати» прийняв понад 40 гостей.

Пленарне засідання відкрив голова оргкомітету, д-р хім. наук, професор, академік НАН України, проректор з наукової роботи ЛНУ імені Івана Франка Р. Гладішевський. Роман Євгенович привітав учасників з відкриттям наукового форуму та визначною датою – 160-річчям кафедри мінералогії. Євген Лазаренко, на честь якого названо Читання, очолював цю кафедру протягом 1945–1969 рр. Надзвичайним є внесок ученого в українське національне відродження та розвиток науки й освіти в університеті. Попри тяжкі часи, на факультеті успішно розвивається наукова мінералогічна школа академіка Євгена Лазаренка. Учасники Читань хвилиною мовчання вшанували пам'ять усіх загиблих унаслідок збройної агресії РФ проти України. Страшна ціна свободи, яку платить Україна за право існувати...



Учасники пленарного засідання у Франківській аудиторії геологічного факультету

До учасників Читань із теплими словами та привітаннями звернулися декан геологічного факультету С. Ціхонь, президентка УМТ Г. Кульчицька (ІГМР НАНУ), яка передала організаторам спонсорську допомогу від дочки Є. Лазаренка Євгенії, та віцепрезидент УМТ М. Ковальчук (ІГН НАНУ), який вручив кафедрі мінералогії цінний подарунок.

Про минуле й сучасне кафедри-ювілярки присутнім розказали завідувачка кафедри мінералогії, петрографії та геохімії імені професора Ореста Матковського *І. Побережська*¹ та її помічниці-співдоповідачки – студентки третього курсу *А. Павленко* і *В. Білай* у доповіді «До 160-річчя кафедри мінералогії у Львівському університеті» (автори *І. Побережська*, *Є. Сливко*, *К. Бурбан*, *Л. Скакун*). Зазначимо, що розширений варіант цієї та деяких інших доповідей надруковано у 74-му числі «Мінералогічного збірника» за 2024 р. (Мінералогічний збірник).



Декан геологічного факультету С. Ціхонь вітає учасників Читань на кафедрі

З повідомленням «Як і чому виникла в Україні перша кафедра мінералогії (до 190-річчя кафедри мінералогії, геохімії та петрографії Київського національного університету імені Тараса Шевченка)» виступив *В. Павлишин* (ІГМР імені М. П. Семченка НАНУ), а *І. Наушко* (ІГГГК НАНУ) виголосив доповідь «Мінералогія в Науковому товаристві імені Шевченка», яку присвятив світлій пам'яті багатолітнього завідувача кафедри мінералогії Ореста Ілляровича Матковського. Завідувачки трьох музеїв, які функціонують на геологічному факультеті, – *А. Бучинська* (Мінералогічний музей імені Євгена Лазаренка), *Л. Сливко* (Музей рудних формацій) та *Я. Тузяк* (Палеонтологічний музей) – виступили з презентацією на тему «Євген Лазаренко: вчений, людина, патріот». Дві доповіді представили науковці ІГГГК НАНУ: «Збагачені розсіяною органічною речовиною породи девону та їхня участь у нафтогазовій системі Волино-Подільської плити» (*Н. Радковець*, *Ю. Колтун*) і «Трансформація аутигенних мінералів кремнезему в силіцитах юри, крейди і палеогену Українських Карпат» (*І. Понн*, *Ю. Гаєвська*).

¹ Курсивом виділено прізвища доповідачів.



З повідомленням «Збагачені розсіяною органічною речовиною породи девону та їхня участь у нафтогазовій системі Волино-Подільської плити» виступає член-кор. НАН України Н. Радковець



Доповідь проф. В. Павлишина «Як і чому виникла в Україні перша кафедра мінералогії (до 190-річчя кафедри мінералогії, геохімії та петрографії КНУ імені Тараса Шевченка)»

Після обіду учасники Читань вирушили мікроавтобусами в СОР «Карпати» ЛНУ імені Івана Франка. Наступного дня відбулося два засідання у пленарно-дистанційному форматі. Надзвичайно різноманітними були і тематика доповідей, і їхня географія, і доповідачі, які представляли різні куточки України. Повідомлення стосувалися різних аспектів теоретичної, генетичної, регіональної, прикладної, космічної, екологічної мінералогії, фізики мінералів, петрографії, геологічної освіти, мінералогічної термінології, музейної справи та ін.



Зупинка на шляху до сонячного Закарпаття

У доповіді *В. Павлишина* (ІГМР НАНУ) проаналізовано аномалії в кристалах і мінеральних парагенезисах як типоморфне відображення полігенного походження родовищ корисних копалин.

Низку повідомлень було присвячено дослідженню рудної мінералізації різних мегаблоків Українського щита: «Морфологічні особливості гетитових утворень у складі гематитових кварцитів Петровського відвалу Глеюватського родовища» (*С. Тіхлівець, В. Харитонов, В. Філенко* – Криворізький НУ); «Наукове і практичне значення вивчення мінералів титану Іршанського розсипного поля (Український щит)» (*О. Комлев, О. Ремезова, С. Василенко, У. Науменко* – КНУ імені Тараса Шевченка, ІГН НАНУ; онлайн); «Рудна мінералізація Ганнівського родовища молібдену, Криворізька структура» (*Ю. Хомич, В. Сукач, С. Бондаренко* – ІГМР НАНУ). У доповіді *М. Ковальчука, В. Сукача* та *О. Вишневського* (ІГН та ІГМР НАНУ) «Типоморфні особливості золота з різних петротипів рудних тіл структурних блоків Сергіївського родовища» зроблено висновок, що морфологія зерен золота з різних петротипів порід строката і здебільшого подібна: це зазвичай інтерстиційні утворення. Золото середньо-, високопробне й дуже високопробне. У зростках із золотом наявні кварц і магнетит. Цікавою є наявність мальдоніту в змінених породах, утворених по ультрабазитах.

Цикл повідомлень стосувався новітніх результатів мінералого-петрографічних досліджень різноманітних геологічних утворень Західної Антарктики, зокрема району розташування Української антарктичної станції «Академік Вернадський», що їх виконали співробітники ННІ «Інститут геології» КНУ імені Тараса Шевченка, Інституту геофізики імені С. І. Субботіна НАНУ та ІГН НАНУ: «Петрографічні особливості плутонічних порід західного узбережжя півострова Київ, Берг Греяма Західної Антарктики» (*Д. Чертова, О. Митрохин*); «Прояви гематитових яшмоїдів (джаспероїдів) у Західній Антарктиці» (*О. Митрохин, В. Бахмутов, А. Крижановська* – онлайн); «Петрографія андезитових лав Аргентинських островів (Західна Антарктика)» (*А. Маширова, О. Митрохин* – онлайн).



Учасники Читань на засіданні в СОТ «Карпати»



Доктор геол. наук В. Сукач доповідає на тему «Рудна мінералізація Ганнівського родовища молібдену, Криворізька структура»



Виступ канд. геол.-мін. наук М. Крочак на тему «Значення геологічних колекцій для європейської шкільної освіти»

У доповіді В. Хоменка, Г. Франца та В. Черноусенка (ІГМР НАНУ, Берлінський технічний ун-т) «Органічна речовина в пегматитах Волині: спектроскопічна ідентифікація та мінерали-носії» викладено результати досліджень різних форм органіки з волинських пегматитів методами локальної ІЧ-спектроскопії *in situ* в комбінації з електронною мікроскопією та мікроаналізом. Досліджено флюїдні і тверді включення з органічною речовиною в берилі й топазі, бадингтоніт, амонієву слюду, керит і чорний опал. Ідентифіковано молекули метану, легких алканів і складніших вуглеводнів, сахаридів типу хітозану та йони амонію. Зроблено висновок, що ймовірним джерелом органічних сполук у пегматитах були продукти термальної деградації докембрійської біоти, яка існувала на глибині кілька сотень метрів і, вірогідно, була представлена здебільшого бактеріальними плівками та грибоподібними організмами.

Як завжди, цікавими були онлайн-повіді співробітників відділу космоекології та космічної мінералогії ІГМР НАНУ: «Проблеми видобутку корисних копалин у космосі» (Н. Кичань, В. Семененко); «Природа лоренситу в зразках місячного реголіту» (В. Семененко, С. Ширінбекова); «Включення бітуму в метеориті Кримка» (В. Семененко, К. Шкуренко, С. Старик).

Повідомлення Л. Стрижак (ІГН НАНУ) було присвячене впливу аутигенних мінералів на фільтраційно-ємнісні властивості порід-колекторів центральної частини Дніпровсько-Донецької западини. Зроблено висновок, що каолінітизація сприяє розвитку порожнинного простору (збільшення пористості і проникності), а процеси окварцювання, карбонатизації та сульфідизації зумовлюють, навпаки, ще більше ущільнення колекторів і заповнення аутигенними мінералами всього первинного порожнинного простору в породах.

А. Лунячек (ХНУ імені В. Н. Каразіна) схарактеризував перспективи алмазонасності території України (співавтор О. Клевцов).



З доповіддю «Органічна речовина в пегматитах Волині: спектроскопічна ідентифікація та мінерали-носії» виступає канд. геол.-мін. наук В. Хоменко



Доктор геол. наук М. Ковальчук виголошує доповідь «Типоморфні особливості золота з різних петротипів рудних тіл структурних блоків Сергіївського родовища»



Учасники Читань знайомляться з колекцією взірців гірських порід і руд Мужієвського родовища

Про досліди з електрокінетичного вилучення літію з мінералів доповів *Д. Ярошук* (співавт. В. Павлишин, І. Швайка – ІГМР НАНУ). Автори дійшли висновку, що вивчення на лабораторній моделі процесу розчинення алюмосилікатів, інтенсифіковане прикладним електричним потенціалом, дає змогу ліпше зрозуміти перебіг метасоматичних процесів, які супроводжуються

міграцією літію та його подальшою концентрацією і перерозподілом, що за природних умов відбувається повільно. За результатами експерименту з електрокінетичного вилучення літію можна оцінити доцільність використання досліджуваних явищ у промисловій технології.

Учасники Читань активно обговорювали дві цікаві й надзвичайно актуальні доповіді. Перша з них – «Значення геологічних колекцій для європейської шкільної освіти», з якою виступила *М. Крочак* (Royal Belgian Institute of Natural Sciences, Брюссель, Бельгія), співавтор – *Г. Лівенцева* (Geosciences Barcelona GEO3BCN-CSIC, Барселона, Іспанія). Виявляється, у Франції геологію вивчають як повноцінний предмет у середній школі, а на випускному курсі складають іспит з геології. Геологія як дисципліна є у школах Іспанії, натомість в Україні її в програмі середньої школи немає. Ще одна характерна риса європейської шкільної освіти – активне використання музеїв для освітніх цілей. Наприклад, таким фундаментальним закладом, де музейна діяльність тісно переплетена з освітнім і виховним процесом, є Музей природничих наук у Брюсселі. Доповідачку під час дискусії підтримала завідувачка Мінералогічного музею імені Євгена Лазаренка (ЛНУ імені Івана Франка) *А. Бучинська*, яка розповіла про просвітницьку діяльність музею: проведення подій-зустрічей (лекцій-зустрічей) для дітей, учнів і дорослих («Мінерали кольору весни», «Все про вулкани», «Мінерали кольору любові», «Мінерали-пігменти», «Мінерали та руди України», «Все про самородне золото», «Мінерали у шкільному рюкзаку») та екскурсій для школярів, гімназистів, учасників Малої академії наук учнівської молоді, студентів університету й інших закладів вищої освіти Львова.

Не менш жвавою була дискусія і стосовно доповіді *Г. Кільчицької*, *Д. Черниш*, *Л. Сетаї* (ІГМР НАНУ) «Українська мінералогічна термінологія в контексті міжнародної». Комісія з нових мінералів, номенклатури і класифікації Міжнародної мінералогічної асоціації нині активно працює над проблемою номенклатури мінералів, намагається зробити деякі назви мінеральних видів раціональнішими, щоквартально оновлює перелік ухвалених мінеральних видів та їхні назви. При УМТ 2017 р. теж створено Термінологічну комісію. У 2022 р. світ побачив довідник «Українська номенклатура мінералів», укладачами якого є авторки доповіді. Сучасну мінералогічну термінологію створено згідно з рекомендаціями відповідних міжнародних інституцій. Нині Термінологічна комісія продовжує приймати пропозиції щодо удосконалення українських назв мінералів, їхніх відмін і мінералогічної термінології загалом.

Доповідь *В. Дяківа* та *З. Хевпи* (ЛНУ ім. Івана Франка, ІГНС НАНУ відповідно) стосувалася мінералогічних і гідрогеохімічних протекторів розвитку техногенного карсту в зонах впливу калійно-магнієвих родовищ Передкарпатського прогину. Тема надзвичайно актуальна, оскільки в межах прогину розвідано понад 15 родовищ калійних руд, зокрема Стебницьке і Калуш-Голинське, геологічне середовище яких нині суттєво змінене підземними й відкритими гірничо-видобувними роботами, водопритоком у гірничі виробки й активним розвитком техногенно-активізованого соляного карсту.

У доповіді *М. Братуся*, *І. Наумка* та *І. Зінчука* «Флюїдні тиски у процесах мінералогенезу» висвітлено спроби пов'язати появу і природу надвисоких флюїдних тисків з різноманітними геохімічними процесами, що відбуваються під час мінералоутворення в геологічному середовищі (на прикладі конкретних об'єктів).

З повідомленнями про корисні копалини Закарпаття виступили студенти й аспіранти геологічного факультету ЛНУ імені Івана Франка: «Льницьке родовище бурого вугілля» (*Н. Білик*, *І. Побережська*, *В. Сасюк*, *В. Білай*, *Д. Тарасов*); «Шелестівське родовище андезитів» (*І. Побережська*, *Н. Білик*, *Є. Мороз*, *А. Павленко*, *С. Войтович*); «Сульфідна мінералізація Мужієвського золото-поліметалевого родовища» (*І. Слівінський*, *Л. Скаун*, *Н. Білик*, *Д. Бірук*, *Я. Мігунова*). Присутні з цікавістю розглядали взірці порід, мінералів і руд Мужієвського родовища, які репрезентував *І. Слівінський*.



Учасники XIII наукових читань імені академіка Євгена Лазаренка на тему «Стан, проблеми і перспективи розвитку мінералогічної науки та освіти в Україні», присвячених 160-річчю кафедри мінералогії Львівського університету



Дорогою до Львова через Верещький перевал

Наступного дня для учасників читань була запланована екскурсія на Шелестівський андезитовий кар'єр. Однак цього разу сонячне Закарпаття нас підвело, оскільки тривалий час ішов дощ, і з міркувань техніки безпеки поїздки в кар'єр довелося відмінити. Натомість організували екскурсію Мукачевом, після якої в СОР «Карпати» відбулося урочисте закриття Читань, на якому було прийнято відповідну увалу (див. нижче).

УХВАЛА

ХІІІ наукових читань імені академіка Євгена Лазаренка «СТАН, ПРОБЛЕМИ І ПЕРСПЕКТИВИ РОЗВИТКУ МІНЕРАЛОГІЧНОЇ НАУКИ ТА ОСВІТИ В УКРАЇНІ», присвячених 160-річчю кафедри мінералогії Львівського університету

ХІІІ наукові читання імені академіка Євгена Лазаренка «Стан, проблеми і перспективи розвитку мінералогічної науки та освіти в Україні» (далі Читання) проведено з метою підведення підсумків досягнень мінералогічної науки та освіти в Україні, виявлення недоліків і розроблення шляхів їхнього усунення.

Тематика Читань охоплювала такі питання: 1) історія мінералогічної науки; 2) теоретична мінералогія; 3) прикладна мінералогія; 4) проблеми геологічної освіти.

У доповідях учасників Читань відзначено конкретні *досягнення і здобутки* мінералогії в Україні. Зокрема, висвітлено історичні аспекти мінералогічної науки та освіти:

- схарактеризовано 160-річну історію кафедри мінералогії у Львівському університеті, відзначено високий рівень освіти і науки в цьому закладі вищої освіти, виявлено сучасні проблеми;

- акцентовано увагу на питанні, як і чому в Київському університеті виникла 190 років тому перша кафедра мінералогії в Україні;

- висвітлено історію мінералогічних досліджень у Науковому товаристві імені Шевченка.

Серед основних здобутків мінералогічної науки за останні роки відзначено таке:

- поглиблено вчення про симетрію - диссиметрію кристалів;
- удосконалено уявлення про глибинні флюїдні потоки;
- створено сучасну мінералогічну термінологію відповідно до рекомендацій міжнародних інституцій;

- поглиблено вчення про типоморфізм мінералів;
- розширено відомості про мінералогію різноманітних об'єктів космічного походження;

- висвітлено екологічні проблеми експлуатації соляних та інших родовищ;
- досліджено мінералого-петрографічні особливості різноманітних кристалічних порід району робіт української антарктичної станції «Академік Вернадський» у Західній Антарктиці;

- отримано нові дані з рудної мінералогії;
- сучасними методами отримано новітні дані щодо органічної речовини в камерних пегматитах Волині.

Учасники Читань у доповідях акцентували увагу на таких *недоліках і проблемах*:

- найбільша проблема в Україні – брак студентів, що негативно позначиться в майбутньому на кадровому потенціалі геологічної галузі;

- відсутність належної лабораторної бази навчального призначення;

- ліквідація свого часу кафедр кристалографії у Харківському та Львівському університетах, що негативно позначилось на підготовці відповідних фахівців;
- у геологічній науці найбільша проблема – кадровий вакуум;
- застаріла або цілком відсутня сучасна лабораторна база в наукових установах;
- відсутність єдиного координаційного центру щодо проведення традиційних геологічних робіт і, зокрема, мінералогічного картування;
- мінералогічні музеї України не належним чином поєднані з навчальним і науковим процесом;
- відсутність підручників з фізики мінералів і біомінералогії.

Для усунення зазначених недоліків учасники Читань запропонували низку **рекомендацій і завдань**, виконання яких сприятиме поліпшенню сучасного стану мінералогії в Україні:

- рекомендувати авторам наукових публікацій використовувати міжнародну номенклатуру мінералів і відповідну українську термінологію, а редколегіям провідних мінералогічних журналів і видавцям дотримуватися цих рекомендацій;
- звернутися до Міністерства освіти і науки України з проханням підтримати узгоджені з роботодавцями пропозиції стосовно збільшення державного замовлення на підготовку фахівців-геологів;
- звернутися з рекомендаціями у відділення Наук про Землю НАН України щодо сприяння розвитку таких напрямів мінералогічної науки, як біомінералогія, кристалохімія мінералів та наномінералогія;
- акцентувати увагу на поширенні геологічних знань у закладах середньої освіти;
- запозичити досвід пропаганди мінералогічних знань у відповідних музеях Західної Європи;
- пропагувати взаємодію мінералогічних музеїв України із закладами середньої та вищої освіти, використати досвід взаємодії Мінералогічного музею імені Євгена Лазаренка з учнями Львова.

Стаття надійшла до редакції 30.05.2025

Стаття прийнята до друку 18.06.2025

THIRTEENTH SCIENTIFIC READINGS NAMED AFTER ACADEMICIAN YEVHEN LAZARENKO (TO THE 160TH ANNIVERSARY OF THE DEPARTMENT OF MINERALOGY AT LVIV UNIVERSITY)

Iryna Poberezhska, Yevheniia Slyvko
poberezhska@lnu.edu.ua
Ivan Franko National University of Lviv
4, Hrushevskoho St., Lviv, Ukraine, 79005

Information is provided about the Thirteenth Scientific Readings named after Academician Yevhen Lazarenko on the topic “State, Problems and Prospects for the Development of Mineralogical Science and Education in Ukraine”, dedicated to the 160th anniversary of the Department of Mineralogy of Lviv University. The Readings were held on September 12–14, 2024 at the Faculty of Geology (plenary session) and at the Sports and Recreation Camp “Karpaty” of the Ivan Franko National University of Lviv (Chynadiiovo village, Mukachevo district, Zakarpattia region). Numerous representatives of higher education institutions (including postgraduates and students), scientific institutions and industrial organizations of Lviv, Kyiv, Zhytomyr, Kryvyi Rih, Lutsk, Kharkiv, Berehove, as well as scientists

from Australia, Belgium, Spain and Germany (a total of 79 people registered) took part in the Readings (directly, online, as co-authors). The Readings program included 28 oral presentations and two poster presentations. Before the start of the Readings, a collection of materials was published “State, Problems and Prospects for the Development of Mineralogical Science and Education in Ukraine: Materials of the Thirteenth Scientific Readings Named after Academician Yevhen Lazarenko” (Lviv, 2024; 226 p.), which contains 54 reports.

The reports presented by the Readings participants concerned various aspects of theoretical, genetic, regional, applied, cosmic, and environmental mineralogy, mineral physics, petrography, geological education, mineralogical terminology, history of mineralogy, museum work, etc. In particular, a number of presentations were devoted to the results of research into ore mineralization of various megablocks of the Ukrainian Shield. The series of reports concerned the latest results of mineralogical and petrographic studies of various rocks from the area of the Ukrainian Antarctic Station “Akademik Vernadskyi” (West Antarctica). Many of the reports sparked lively discussions and debates. A Resolution was adopted at the end of the Readings, which noted certain achievements and gains of mineralogy in Ukraine, focused on specific shortcomings and current problems, and proposed a number of recommendations and tasks for the future.

Key words: scientific readings, report, academician Yevhen Lazarenko, mineralogy, Department of Mineralogy, Ivan Franko National University of Lviv.

УДК 005.745:[069:5]

ДРУГА МІЖНАРОДНА НАУКОВО-ПРАКТИЧНА КОНФЕРЕНЦІЯ «ГЕОЛОГІЧНІ МУЗЕЇ ТА КОЛЕКЦІЇ: ЇХ РОЛЬ В НАУЦІ, ОСВІТІ ТА ТУРИЗМІ»

Альбертина Бучинська, завідувачка Мінералогічного музею
імені Євгена Лазаренка
mineralogy.museum@lnu.edu.ua

Катерина Бурбан, завідувачка лабораторії фізичних досліджень
мінералів і гірських порід та літології
kateryna.burban@lnu.edu.ua
<https://orcid.org/0009-0002-9961-5680>

Оксана Цільмак, провідний зберігач фондів Мінералогічного музею
імені Євгена Лазаренка
oksana.tsilmak@lnu.edu.ua
Львівський національний університет імені Івана Франка,
вул. М. Грушевського, 4, Львів, Україна, 79005

Наведено інформацію про Другу міжнародну науково-практичну конференцію «Геологічні музеї та колекції: їх роль в науці, освіті та туризмі», що відбулася 10–14 квітня 2025 р. у Львівському національному університеті імені Івана Франка. У ній взяли участь 146 учасників, які представляли заклади вищої освіти, наукові установи, профільні музеї та виробничі організації України, Вірменії, Іспанії, Литви, Польщі, Румунії, США, Чехії. На конференції обговорювали такі теми: досвід роботи геологічних музеїв; наукові дослідження на базі геологічних музеїв і колекцій; використання геологічних колекцій в освіті, музейна педагогіка; геологічні музеї, колекції та виставки як об'єкти геотуризму; історія колекцій та музеїв геологічного спрямування; дослідження історії видобутку й використання корисних копалин, археомінералогія. На завершення конференції відбулося дві екскурсії, які проведено у партнерстві з геотуристичною спільнотою Geoattractions.

Ключові слова: конференція, геологічний музей, музейна експозиція, геотуризм, Львівський національний університет імені Івана Франка.

DOI <https://doi.org/10.30970/min.75.10>

Із часів давньогрецьких мусейонів збігло багато часу, змінився сенс тих установ, які ми нині називаємо музеями. Колись зібрання пожертв і коштовних подарунків, музеї в наш час перетворилися на сконцентровані зібрання безцінної інформації: скарбів національної та всесвітньої історії, матеріальної та духовної культури, наукових знань. Сучасні музеї також є активними учасниками процесу суспільного розвитку, оскільки спонукають людей більше дізнаватися про художні, наукові, історичні, культурні чи природничі об'єкти, сприяють розумінню цікавих речей, роздумам і підвищенню культурного й освітнього рівня. У такому сенсі природничі музеї, зокрема геологічні, відіграють важливу роль

у формуванні в суспільства сучасного уявлення про закони розвитку природи, місце й роль людини у природних процесах, її вплив на довкілля тощо.

На геологічному факультеті Львівського національного університету імені Івана Франка функціонує три музеї: Мінералогічний музей імені Євгена Лазаренка, Палеонтологічний музей і Музей рудних формацій, які й започаткували 2023 р. проведення міжнародної науково-практичної конференції на тему «Геологічні музеї та колекції: їх роль в науці, освіті та туризмі». Заплановано проводити такі форуми щодва роки. На них можна спілкуватись із колегами-музейниками, обмінюватись ідеями, задумами та досвідом їхнього втілення, обговорювати питання осучаснення форми й методів роботи, проблеми та можливості поповнення колекцій, наукового опрацювання матеріалів, популяризації геологічних знань тощо.

До цьогорічної конференції було приурочено також святкування музейних ювілеїв – 120-річчя Палеонтологічного музею та 40-річчя створення Музею рудних формацій.

Тематика конференції охоплювала такі напрями: досвід роботи геологічних музеїв; наукові дослідження на базі геологічних музеїв і колекцій; використання геологічних колекцій в освіті, музейна педагогіка; геологічні музеї, колекції та виставки як об'єкти геотуризму; історія колекцій та музеїв геологічного спрямування; дослідження історії видобутку й використання корисних копалин, археомінералогія.

Актуальність конференції підтвердив великий список учасників – 129 осіб! Серед них – представники 22 закладів вищої освіти, восьми закладів середньої та позашкільної освіти, десяти науково-дослідницьких інституцій, 13 державних музеїв, профільних товариств і громадських організацій, семи приватних музеїв та бізнес-структур. Надзвичайно широкою була й географія учасників: від Івано-Франківська і Чернівців до Кривого Рогу й Харкова, від Сум до Одеси; Волинь, Житомирщина, Київ, Львів... Взяли також участь колеги з інших країн: Вірменії, Іспанії, Литви, Польщі, Румунії, США, Іспанії, Литви. Масовості учасників сприяв зручний формат проведення – можливість як очної, так і заочної участі.

Урочисте відкриття конференції та пленарне засідання відбулося 10 квітня 2025 р. у Дзеркальній залі Львівського національного університету імені Івана Франка (рис. 1). З вітальним словом виступив ректор ЛНУ імені Івана Франка, академік НАН України, проф. В. Мельник, який подякував колективу геологічного факультету за створення й розвиток геологічних музеїв університету: «У структурі Львівського університету музеї мають поважне місце. І я вдячний усім колегам, які у непрості часи, зокрема, фінансової кризи, пандемії і війни роблять усе, аби музеї не лише «дивилися» у минуле, а розвивалися як поважні науково-просвітницькі інституції на користь усім, хто цікавиться мінералогією і палеонтологією». З нагоди ювілеїв музеїв ректор вручив подяки за багаторічну сумлінну працю та вагомий внесок у розвиток Палеонтологічного музею його завідувачці Я. Тузяк та завідувачці Музею рудних формацій Л. Сливко. За багаторічну сумлінну працю й успіхи в роботі подяки також отримали зберігачі фондів музеїв О. Кірчанова і Т. Рева. З привітаннями до учасників конференції звернулися також проректор з наукової роботи І. Куньо та заступниця декана геологічного факультету з навчально-виховної роботи Г. Гоцанюк, які зазначили важливість музейної справи загалом та цінність університетських музеїв зокрема.

Надалі конференція продовжила роботу у форматі пленарного засідання. Воно було присвячене питанням функціонування й розвитку геологічних музеїв Львівського університету. З доповіддю «Палеонтологічний музей ЛНУ ім. Івана Франка: до 120-річчя створення» виступила завідувачка музею, доцентка кафедри загальної та історичної геології і палеонтології Я. Тузяк. Доповідь «До 40-річчя створення Музею рудних формацій ЛНУ ім. Івана Франка» виголосила завідувачка музею Л. Сливко. Про сьогоднішнє та плани на

майбутнє Мінералогічного музею імені Євгена Лазаренка розповіла завідувачка музею А. Бучинська.



Рис. 1. Урочисте відкриття конференції в Дзеркальній залі ЛНУ імені Івана Франка

Далі конференція продовжила роботу у форматі секційних засідань (в аудиторії та онлайн) на геологічному факультеті (рис. 2).

Зокрема, науковці Інституту геологічних наук НАН України (Київ) представили такі доповіді: *С. Добровольський* – «Досвід оцифрування колекції черепашок молюсків

та викопного органікостінного мікропланктону в Інституті геологічних наук НАН України»; *М. Крочак* – «Колекція морського кернавого матеріалу та шліфів Інституту геологічних наук НАН України»; *А. Мартишин* – «Проблеми ідентифікації та інтерпретації скам'янілостей верхнього едіакарію в музейних колекціях та польових дослідженнях»; *О. Ремезова* – «Розробка тривимірних моделей зразків як основа для створення віртуального музею бурштину»; *Т. Рябоконт* – «Наукове значення колекції форамініфер нижнього олігоцену нікопольського марганцеворудного басейну М. В. Ярцевої»; «Колекції форамініфер О. К. Каптаренко-Черноусової»; *Ю. Тимченко* – «Наукові дослідження на базі колекції викопних діатомових водоростей Чорного моря в Інституті геологічних наук НАН України».



Рис. 2. Учасники секційного засідання конференції у Франківській аудиторії геологічного факультету

Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення імені М. П. Семененка НАН України (Київ) представляли такі науковці: *Н. Кичань* – «Колекція метеоритів у Національному науково-природничому музеї НАН України (на 1 березня 2025 р.)»; *Д. Черниш* – «Мінералогічний словник як експонат Мінералогічного музею імені академіка Євгена Лазаренка»; *К. Шкуренко* – «Вуглецеві хондрити з метеоритної колекції Національного науково-природничого музею НАН України». Науковці Криворізького національного університету виступили з такими доповідями: *Н. Колосовська* – «Історія створення та розвитку колекції каменю Криворізького національного університету»; *Ю. Артеменко*, *С. Тіхлівець* – «Роль музеїв Криворізького національного університету у збереженні історії та розвитку освіти». Національний науково-природничий музей НАН України (Київ) представили *В. Гриценко* з доповіддю «Наукові дослідження на базі колекцій відділу ННПМ НАН України: Геологічний музей» та *В. Дернов* з доповіддю «Типові екземпляри видів *Papillicalymene dnistroviana* Konstantynenko, 2006 та *Papillicalymene sokoliana* Konstantynenko,

2006 (Arthropoda: Trilobita) із силурійських відкладів України». Геологічний факультет ЛНУ імені Івана Франка було представлено такими доповідями: *М. Богданова* – «Роль музейних експозицій у проведенні лабораторних і практичних занять з курсу «Загальна геологія»; *В. Дубів* – «Роль геологічних музеїв у популяризації геотуризму та перспективи їх створення в межах Середнього Придністер'я (Тернопільська обл.)».

Також заслухано й обговорено такі доповіді: *В. Вертель* – «Палеонтологічний музей Центру еколого-натуралістичної творчості учнівської молоді Сумської міської ради» (Сумський державний педагогічний університет імені А. С. Макаренка); *В. Льчишин*, *В. Ковбаса* – «Палеонтологічна колекція Залозецького краєзнавчого музею на Тернопільщині» (Кременецько-Почаївський державний історико-архітектурний заповідник); *В. Казаков* – «Старий залізорудний Кочубеївський рудник – потенційний скансен гірничої справи початку ХХ ст. на Криворіжжі» (Криворізький державний педагогічний університет); *Є. Кондратюк* – «Історія видобування озокериту в урочищі Помірки поблизу курорту Трускавця» (ТзОВ «Кварц», Моршин); *М. Криницька* – «Використання колекції зразків бурштину групи компаній «АмберГальбин» при підготовці фахівців геологічного профілю» (Національний університет водного господарства та природокористування, Рівне); *В. Нестеровський* – «Мінералого-петрографічні дослідження археологічних артефактів як один з напрямків наукової роботи геологічного музею Київського національного університету імені Тараса Шевченка» (Геологічний музей КНУ імені Тараса Шевченка); *В. Огар* – «Визначні геологічні об'єкти Польщі та їх значення для популяризації геології (за матеріалами екскурсій)» (ННІ «Інститут геології» КНУ імені Тараса Шевченка); *Д. Пилипенко* – «Доповнення до палеонтологічної статті Райнера Альберта «Vom Ediacarium bis ins Neogen – eine Exkursion im Dnister-Becken (Ukraine)» (ТМ PALEO, Київ); *М. Рагуліна* – «Голоценова флора в травертинових відкладах заходу України» (Державний природознавчий музей НАН України, Львів); *О. Ситник* – «Заваллівський графітовий комбінат – сучасний центр підготовки студентської молоді» (Уманський державний педагогічний університет імені Павла Тичини); *І. Скриль* – «Використання геосайтів Харківщини у системі підготовки педагогічних кадрів» (Харківська обласна станція юних туристів); *М. Шишка* – «Геологічні об'єкти на туристично-рекреаційних маршрутах Національного природного парку «Північне Поділля» (НПП «Північне Поділля»).

Закордонним досвідом ведення роботи геологічних музеїв поділилися Б. Екрт, Й. Квачек (Чеський національний музей, Прага), Є. Рудніскайте (Геологічний музей Вільнюського університету), О. Деміна, А. Алексієне та інші представники Вільнюського Природничого дослідницького центру, П. Вольневич (Музей Землі Познанського університету), М. Маковей, Д. Грігоре, В. Парашів (Національний геологічний музей, Бухарест, Румунія), Г. Грігорян, С. Барсеґян (Інститут геологічних наук, Єреван, Вірменія), Г. Лівенцева (GEO3VCSN, Барселона, Іспанія), І. Буйневич (Університет Філадельфії, США). Усі доповіді були досить цікаві й супроводжувалися жвавим обговоренням.

До конференції видано збірник конференційних матеріалів, у якому опубліковано 88 повідомлень. У них висвітлено сучасний стан, проблеми й можливості розвитку геологічних музеїв в Україні та Європі. Матеріали конференції можуть бути цікаві як для фахівців, так і для широкого загалу любителів природи.

Конференція супроводжувалася низкою цікавих заходів. У перший конференційний день у Мінералогічному музеї імені Євгена Лазаренка відбулося відкриття виставки під назвою «Самоцвіти, що об'єднують світ» мисткині з Нетішина, що на Хмельниччині, Оксани Жураковської. Пані Оксана в авторській техніці створює унікальні картини з натурального каміння з усього світу (рис. 3). Виставка тривала до 6 червня й була дуже популярна серед відвідувачів музею.



Рис. 3. Виставка картин з натурального каміння Оксани Жураковської
«Каміння, що об'єднує світ»

Відбулася також презентація мармурових погрудь Діани Версальської та Ероса Праксителя, які повернулись у Мінералогічний музей імені Євгена Лазаренка після реставрації (рис. 4). Реставраторка Софія Шевченко розповіла учасникам конференції про мармурові фігури та методи їхнього відновлення.

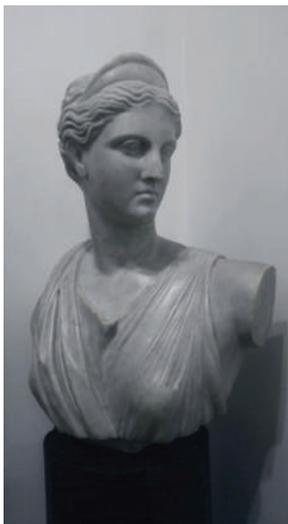


Рис. 4. Відреставровані мармурові погруддя Діани Версальської та Ероса Праксителя

Цікавою була і екскурсія в Будинок вчених, яку провела відома львівська екскурсоводка Наталя Зубик. А ще учасники конференції мали змогу відвідати нову виставку «Експедиція до Антарктиди» в Державному природознавчому музеї НАН України, яку презентував Сергій Глотов – учасник 27-ї та 28-ї українських антарктичних експедицій.

Традиційно для науково-практичних конференцій, які організовує геологічний факультет у партнерстві з геотуристичною спільнотою «Geoattractions», учасникам було запропоновано взяти участь у двох геотуристичних екскурсіях (рис. 5, 6).



Рис. 5. Геотуристична екскурсія до Дівочих скель у Кременці



Рис. 6. Учасники екскурсії біля останця «Триніг» у Вороняках

Зокрема, 12 квітня мандрували за маршрутом Львів – Залізці – Кременець – Львів під керівництвом Василя Ільчишина, директора Кременецького державного історико-культурного заповідника. У селищі Залізці відвідали новий краєзнавчий музей з археологічною й геологічною експозиціями, у Кременці піднялися до Дівочих скель (див. рис. 5) і замку Бони, що стоїть на сарматських вапнякових скелях, поблукали кременецькими катакомбами, дослідили відслонення крейди з кременями.

Ще одна геотуристична екскурсія відбулася 13 квітня за маршрутом Львів – Пониква – Броди – Ражнів – Львів. Це центральна частина Гологірсько-Кременецького кряжу – Вороняків. Екскурсанти пройшли еколого-пізнавальним маршрутом «Трині», на якому побачили останці химерного вигляду (див. рис. 6), букові ліси й буки-патріархи, грот-печеру, залишки фортифікаційних споруд, дослідили карстові водойми «Сині вікна» й солову пустельну ділянку «Ражнівські піски». Гостей у Вороняках приймав науковий співробітник НПП «Північне Поділля» Михайло Шишка.

Друга міжнародна науково-практична конференція «Геологічні музеї та колекції: їх роль в науці, освіті та туризмі» – це великий крок у напрямі розширення професійних і, сподіваємось, дружніх стосунків між представниками світової спільноти геологічних музеїв, можливість розвитку, налагодження нових партнерських зв'язків у справі популяризації геологічних знань, поповненні колекцій та експозицій, збереженні й вивченні експонатів, геологічних об'єктів та вдосконалення методів роботи.

Стаття надійшла до редакції 19.05.2025

Стаття прийнята до друку 06.06.2025

SECOND INTERNATIONAL SCIENTIFIC AND PRACTICAL CONFERENCE «GEOLOGICAL MUSEUMS AND COLLECTIONS: THEIR ROLE IN SCIENCE, EDUCATION AND TOURISM»

Albertyna Buchynska, Kateryna Burban, Oksana Tsilmak
mineralogy.museum@lnu.edu.ua
Ivan Franko National University of Lviv
4, Hrushevskoho St., Lviv, Ukraine, 79005

Information is provided about the Second International Scientific and Practical Conference “Geological Museums and Collections: Their Role in Science, Education and Tourism”, which took place on April 10–14, 2025 at the Ivan Franko National University of Lviv. It was attended by 146 participants representing higher education and scientific institutions, specialized museums and production organizations of Ukraine, Armenia, Spain, Lithuania, Poland, Romania, the USA, and the Czech Republic. The following topics were discussed at the conference: experience of geological museums; scientific research based on geological museums and collections; use of geological collections in education, museum pedagogy; geological museums, collections and exhibitions as objects of geotourism; history of collections and museums of geological interest; research into the history of mining and use of minerals, archaeomineralogy. The participants took part in two excursions held in partnership with the geotourism community “Geoattractions” at the end of the conference.

Key words: conference, geological museum, museum exhibition, geotourism, Ivan Franko National University of Lviv.

УДК 55:001.89:378(477)

РЕЗУЛЬТАТИ ВСЕУКРАЇНСЬКОГО КОНКУРСУ-ЗАХИСТУ СТУДЕНТСЬКИХ НАУКОВИХ РОБІТ ЗІ СПЕЦІАЛЬНОСТІ Е4 «НАУКИ ПРО ЗЕМЛЮ (ГЕОЛОГІЯ)»

Олександр Костюк, канд. геол. наук, доцент,
доцент кафедри мінералогії, петрографії і геохімії
імені професора Ореста Матковського
oleksandr.kostyuk@lnu.edu.ua
<https://orcid.org/0000-0003-2218-1757>

Ірина Побережська, канд. геол.-мін. наук, доцентка,
зав. кафедри мінералогії, петрографії і геохімії
імені професора Ореста Матковського
<https://orcid.org/0000-0001-5020-8326>

Вероніка Білай, студентка 4-го курсу геологічного факультету
<https://orcid.org/0009-0002-4505-0119>
Львівський національний університет імені Івана Франка,
вул. М. Грушевського, 4, Львів, Україна, 79005

У 2025 р. на базі ЛНУ імені Івана Франка проведено другий тур Всеукраїнського конкурсу-захисту студентських наукових робіт зі спеціальності Е4 «Науки про Землю (Геологія)». Галузева конкурсна комісія рекомендувала на підсумкову конференцію дев'ять робіт, тематика яких стосувалася різноманітних проблем геофізики, геологічного картування, мінералогії, літології тощо.

За рішенням комісії перше місце посів магістрант Київського національного університету імені Тараса Шевченка Олег Булах із науковою роботою «Використання моделювання фізики порід для петрофізичної інтерпретації даних ГДС», друге місце – студентка Національного університету «Львівська політехніка» Катерина-Ольга Бойко з науковою роботою «Лазерне сканування печер: новітні технології дослідження підземних просторів на прикладі Медової печери та печери Млинки».

Студентів також відзначено в таких номінаціях: «За ґрунтовне теоретичне дослідження» (нагороду отримала Вероніка Білай, ЛНУ імені Івана Франка); «За оригінальність наукової ідеї» (Артем Соловей, КНУ імені Тараса Шевченка); «За кращу презентацію дослідження» (Анастасія Куц, Криворізький національний університет); «За міждисциплінарний підхід у дослідженні» (Анастасія Батюк, КНУ імені Тараса Шевченка); «За актуальність обраної теми» (Дмитро Тарасов, ЛНУ імені Івана Франка); «За довивчення відомих геологічних об'єктів» (Костянтин Алфер'єв, ЛНУ імені Івана Франка). Науковим керівникам учасників конкурсу вручено подяки від ректора ЛНУ імені Івана Франка.

Ключові слова: Всеукраїнський конкурс-захист студентських наукових робіт, геологія, наукова діяльність, науковий керівник, рейтинг, підсумкова конференція, рецензія, Львівський національний університет імені Івана Франка.

DOI <https://doi.org/10.30970/min.75.11>

Щорічно проводять різноманітні всеукраїнські та міжнародні конкурси студентських робіт. Такі заходи скеровують зусилля молодих науковців у русло актуальних проблем геологічних наук. До того ж вони часто допомагають студентам із визначенням тематики майбутніх кваліфікаційних праць.

Всеукраїнський конкурс-захист студентських наукових робіт – це захід, який дає змогу студентам продемонструвати в різній формі власні результати наукових досліджень, а викладачам – оцінити стан їхньої теоретичної і практичної підготовки. Метою конкурсу є стимулювання наукової діяльності студентів, формування сучасного наукового та професійного світогляду майбутніх фахівців з урахуванням змін і перетворень, що відбуваються в геологічній галузі. До початку першого туру конкурсу студенти проводять польові роботи, виконують лабораторні дослідження, аналізують і перевіряють результати, порівнюють їх з результатами попередників тощо.

Конкурс відбувається відповідно до «Положення про Всеукраїнський конкурс студентських наукових робіт з галузей знань і спеціальностей» (наказ МОН України № 605 від 18.04.2017) та «Положення про порядок організації та проведення Всеукраїнських конкурсів студентських наукових робіт у Львівському національному університеті імені Івана Франка» (наказ ректора № 0-93 від 11.07.2017).

У 2024/2025 навчальному році конкурс робіт зі спеціальності Е4 «Науки про Землю (Геологія)» відбувався на підставі листа Інституту модернізації змісту освіти МОН України, а другий тур організовано на базі ЛНУ імені Івана Франка відповідно до наказу ректора № 304 від 28.02.2025.

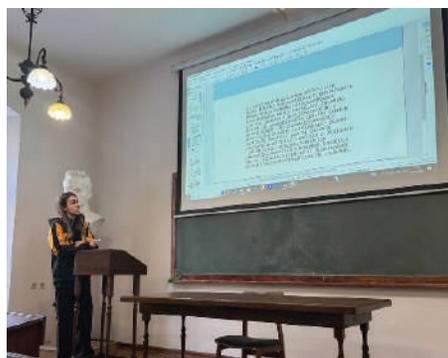
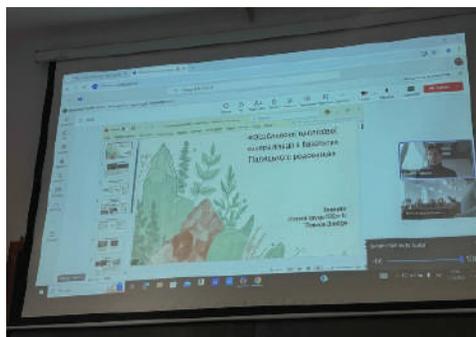
Було представлено дев'ять наукових студентських робіт з п'яти закладів вищої освіти України: по три роботи з ЛНУ імені Івана Франка та Київського національного університету імені Тараса Шевченка, по одній – з Криворізького національного університету, Національного університету «Львівська політехніка» та Національного університету водного господарства та природокористування (м. Рівне). У складі галузевої конкурсної комісії були представники дев'яти закладів вищої освіти, наукових і виробничих установ України.

Відповідно до листа голови галузевої конкурсної комісії № 220-Н від 21.01.2025, конкурсні роботи разом із супровідними документами мали надійти до секретаріату конкурсу до 09.03.2025. Протягом наступних тижнів відбувалося рецензування робіт. На цьому перший етап другого туру конкурсу завершився.

Другий етап – це захист наукових робіт у форматі науково-практичної конференції. Тож 04.04.2025 в онлайн-режимі відбулася підсумкова конференція другого туру Всеукраїнського конкурсу студентських наукових робіт зі спеціальності Е4 «Науки про Землю (Геологія)». Було заслухано доповіді авторів конкурсних робіт. Доповіді оцінювали в режимі онлайн за допомогою інструментів системи керування навчанням Google за такими критеріями: чіткість, логічність і послідовність викладення матеріалу; критичний аналіз досліджуваної проблеми; відображення методики дослідження; відображення самостійності дослідження; представлення результатів дослідження; обґрунтування і доказовість висновків; культура мовлення. Бали, що їх учасники конкурсу отримали за результатами рецензування робіт, було усереднено з балами, отриманими під час захисту на підсумковій конференції.

Перше місце, згідно з рішенням галузевої конкурсної комісії, посів магістрант 2-го курсу ННІ «Інститут геології» КНУ імені Тараса Шевченка **Олег Булах**, який представив роботу «Використання моделювання фізики порід для петрофізичної інтерпретації даних ГДС» (науковий керівник – доцент *Ірина Безродна*). Основна ідея праці полягає у побудові моделі фізики порід для відкладів верхнього й середнього карбону в зоні зчленування приосової та південної прибортової зонах Дніпровсько-Донецької западини.

Для цього проаналізовано наявні геологічні дані й результати досліджень керн, виконано петрофізичну інтерпретацію каротажних діаграм із визначенням коефіцієнтів глинистості, пористості й нафтогазонасичення, а також моделювання пружних властивостей порід з урахуванням впливу їхніх петрофізичних властивостей.



Виступи учасників першого туру Всеукраїнського конкурсу-захисту студентських наукових робіт на геологічному факультеті ЛНУ імені Івана Франка

Друге місце посіла студентка 4-го курсу Інституту геодезії Національного університету «Львівська політехніка» **Катерина-Ольга Бойко** з науковою роботою «Лазерне сканування печер: новітні технології дослідження підземних просторів на прикладі Медової печери та печери Млинки» (науковий керівник – доцент *Ігор Бубняк*). Катерина брала участь у роботі наукової групи спелеологів, геологів і геодезистів, які досліджували печери Тернопільщини й виконували там знімальні роботи з використанням сучасних 3D-сканерів. У представленій на конкурс праці зосереджено увагу на технологічних аспектах сканування, опрацюванні даних та побудові 3D-моделей, які дають змогу виконувати просторовий аналіз і моніторинг стану печер.

Студентів також відзначено в окремих номінаціях. Зокрема, у номінації «За ґрунтовне теоретичне дослідження» відзначено студентку 4-го курсу ЛНУ імені Івана Франка **Вероніку Білай**, яка представила наукову роботу «Мінеральний склад та умови формування гіпсів Городищенського родовища (Івано-Франківська область)» (науковий керівник – доцент *Ірина Побережська*). Робота присвячена з'ясуванню умов седиментації й діагенезу евапоритів Городищенського родовища, механізму формування гіпсових

родовищ Передкарпаття. Їх потрібно вивчати детальніше, зокрема, з огляду на виявлення у взірцях рідкісного мінералу басаніту, знахідок якого в Україні мало й вивчені вони слабо.



Голова Ради роботодавців геологічного факультету, засновниця ТОВ «Геологічна інвестиційна група» Ірина Супрун і декан геологічного факультету Сергій Ціхонь нагороджують переможців і учасників конкурсу – Катерину-Ольгу Бойко (ліворуч) та Костянтина Алфер'єва

У номінації «За оригінальність наукової ідеї» переміг магістрант 1-го курсу ННІ «Інститут геології» КНУ імені Тараса Шевченка **Артем Соловей**. Він представив наукове дослідження на тему «Геологічна будова складчастого поясу Лоей та мікροструктурні особливості кварцових жил рудопрояву Хуай Кок» (науковий керівник – доцент *Дмитро Кравченко*). У праці наведено результати досліджень структурної еволюції кварцових жил рудопрояву Хуай Кок (Лаос) та виділено золоторудний етап мінералоутворення. Ці дані можна використовувати під час розшукових робіт для ідентифікації рудоносних жил на прилеглих до території досліджень ділянках.

Магістрантку 1-го курсу гірничо-металургійного факультету Криворізького національного університету **Анастасію Куц** нагороджено за наукову працю «Методика декоративної оцінки тигрового ока для визначення пріоритетних напрямів його використання» в номінації «За кращу презентацію дослідження» (науковий керівник – доцент *Віталій Харитонов*). У роботі наголошено на системності підходу до оцінки художньо-естетичних ознак тигрового ока на підставі мінералогічних і петрографічних особливостей із метою визначення найраціональніших напрямів його використання.

У номінації «За міждисциплінарний підхід у дослідженні» перемогла студентка 3-го курсу ННІ «Інститут геології» КНУ імені Тараса Шевченка **Анастасія Батюк**. Вона представила на конкурс наукову роботу «Результати аеро- та наземних магнітних знімків на території могильника Комарів-1 у 2024 році» (науковий керівник – доцент *Віктор Онуциук*). Праця стосується проблем застосування сучасних геофізичних методів для вивчення археологічних пам'яток, що дає змогу значно підвищити ефективність виявлення археологічних об'єктів неінвазивними методами досліджень. Схарактеризовано результативність

використання магнітометрії (аеромагнітного і наземного знімання) для виявлення археологічних аномалій і структур на ділянці могильника Комарів-1.

Магістранта 1-го курсу ЛНУ імені Івана Франка *Дмитра Тарасова* нагороджено в номінації «За актуальність обраної теми». Назва роботи, яку виконано під керівництвом асистентки *Наталії Білик*, – «Особливості цеолітової мінералізації в базальтах Полицького родовища». У ній наведено результати дослідження хімічного складу, структурно-текстурних особливостей та послідовності формування цеолітів, відібраних у Полицькому базальтовому кар'єрі.

У номінації «За довивчення відомих геологічних об'єктів» переміг студент 3-го курсу ЛНУ імені Івана Франка *Костянтин Алфер'єв*, який виконав дослідження на тему «Гранітоїди житомирського комплексу Волинського мегаблока Українського щита» (науковий керівник – доцент *Ірина Побережська*). У роботі наведено результати вивчення структурно-текстурних особливостей і мінерального складу гранітів житомирського комплексу. Взірці для досліджень було відібрано з керна свердловин, пробурених під час геологорозвідувальних робіт у межах Йосипівського родовища каолінів.

26 травня 2025 р. на засіданні Вченої ради геологічного факультету переможців та учасників конкурсу було нагороджено дипломами, грошовими преміями й цінними подарунками.



Подяку ректора ЛНУ імені Івана Франка вручив науковим керівникам переможців та учасників конкурсу декан геологічного факультету Сергій Ціхонь. Серед нагороджених – доценти Ірина Побережська й Ігор Бубняк

У нагородженні взяла активну участь засновниця ТОВ «Геологічна інвестиційна група», голова ради роботодавців геологічного факультету Ірина Супрун. Декан геологічного факультету Сергій Ціхонь вручив подяку ректора ЛНУ імені Івана Франка науковим керівникам студентів, які брали участь у конкурсі. В онлайн-режимі до урочистого засідання

Вченої ради приєдналися учасники конкурсу та їхні викладачі з ННІ «Інститут геології» КНУ імені Тараса Шевченка і Криворізького національного університету.

Доцільно зазначити, що на засіданні також нагородили грамотами студентів геологічного факультету ЛНУ імені Івана Франка – переможців першого етапу Всеукраїнської студентської олімпіади з навчальної дисципліни «Геологія» 2024/2025 н. р.: перше місце посіла Олена Мороз (ГЛГ-31), друге – Костянтин Алфер'єв (ГЛГ-31), третє – Михайло Лучко (ГЛГ-11).

Докладніше дізнатися про конкурс можна з інформаційного сайту <https://geology.lnu.edu.ua/vseukrainskyu-konkurs-zakhyst-studentskykh-naukovykh-robit>.

З огляду на реалії, у яких нині відбувався другий тур Всеукраїнського конкурсу-захисту студентських наукових робіт, організатори пропонують низку заходів для поліпшення його проведення. Зокрема, доцільно перевіряти конкурсні роботи на наявність плагіату, також бажано складання учасниками конкурсу актів впровадження результатів досліджень в освітній процес з обов'язковим посиланням (або QR-кодом) на відповідний силabus навчальної дисципліни.

Стаття надійшла до редакції 27.05.2025

Стаття прийнята до друку 16.06.2025

RESULTS OF THE ALL-UKRAINIAN STUDENT RESEARCH COMPETITION IN THE SPECIALTY E4 – EARTH SCIENCES (GEOLOGY)

Oleksandr Kostyuk, Iryna Poberezhska, Veronika Bilai

oleksandr.kostyuk@lnu.edu.ua

Ivan Franko National University of Lviv

4, Hrushevskoho St., Lviv, Ukraine, 79005

In 2025, the Second Round of the All-Ukrainian Student Research Competition in the specialty E4 – Earth Sciences (Geology) was held at the Ivan Franko National University of Lviv. The competition committee recommended nine papers for the final conference, the topics of which covered a wide variety of scientific problems in geophysics, geological mapping, mineralogy, lithology, etc.

According to the decision of the commission, first place went to Oleh Bulakh, a student of Taras Shevchenko National University of Kyiv, with the scientific paper “Using rock physics modelling for petrophysical interpretation of geophysical well log data”, and second place went to Kateryna-Olha Boiko, a student of Lviv Polytechnic National University, with the scientific paper “Laser scanning of caves: The latest technologies for studying underground spaces using the example of Medova Cave and Mlynka Cave”.

Students were also recognized in the following nominations: “For thorough theoretical research” (Veronika Bilai from the Ivan Franko National University of Lviv received the award); “For originality of scientific idea” (Artem Solovei, Taras Shevchenko National University of Kyiv); “For the best presentation of research” (Anastasiia Kuts, Kryvyi Rih National University); “For interdisciplinary approach to research” (Anastasiia Batiuk, Taras Shevchenko National University of Kyiv); “For relevance of the chosen topic” (Dmytro Tarasov, Ivan Franko National University of Lviv); “For further study of known geological objects” (Kostiantyn Alferiev, Ivan Franko National University of Lviv). The scientific supervisors of the Competition participants were presented with certificates of appreciation from the rector of the Ivan Franko National University of Lviv.

Key words: All-Ukrainian Student Research Competition, geology, scientific activity, scientific supervisor, rating, final conference, critique, Ivan Franko National University of Lviv.

УДК 001-057.4(477)

ЖИТТЄВИЙ І ТВОРЧИЙ ШЛЯХ ПЕТРА БІЛОНІЖКИ (ДО 90-РІЧЧЯ ВІД ДНЯ НАРОДЖЕННЯ)

Микола Павлунь, доктор геол. наук, професор,
професор каф. геології корисних копалин і геофізики
mykola.pavlun@lnu.edu.ua
<https://orcid.org/0000-0002-8634-65762>

Сергій Ціхонь, канд. геол.-мін. наук, доцент,
декан геологічного факультету
<https://orcid.org/0000-0003-3423-5767>

Олег Гайовський, канд. геол. наук, доцент,
зав. кафедри геології корисних копалин і геофізики
<https://orcid.org/0009-0000-5178-4173>

Ірина Побережська, канд. геол.-мін. наук, доцентка,
зав. кафедри мінералогії, петрографії і геохімії
імені професора Ореста Матковського
<https://orcid.org/0000-0001-5020-8326>

Лариса Генералова, канд. геол. наук, доцент,
доцент кафедри загальної та історичної геології і палеонтології
<https://orcid.org/0000-0002-6033-6556>

Євгенія Сливко, канд. геол.-мін. наук,
доцент кафедри екологічної та інженерної геології і гідрогеології
<https://orcid.org/0000-0002-2731-0602>

Юрій Дацюк, асистент каф. геології корисних копалин і геофізики
<https://orcid.org/0000-0002-9893-720X>

Олександр Шваєвський, асистент каф. геології корисних копалин і геофізики
<https://orcid.org/0009-0009-3638-6244>
Львівський національний університет імені Івана Франка,
вул. М. Грушевського, 4, Львів, Україна, 79005

DOI <https://doi.org/10.30970/min.75.12>

У травні 2025 р. виповнилося 90 років відомому вченому в галузі мінералогії і геохімії, кандидату геолого-мінералогічних наук, доценту кафедри мінералогії, петрографії і геохімії імені професора Ореста Матковського Львівського національного університету імені Івана Франка, дійсному члену Наукового товариства імені Тараса Шевченка, почесному члену Українського мінералогічного товариства Петру Михайловичу Білоніжці.

Наукова діяльність Петра Білоніжки багатогранна. Вона охоплює актуальні питання регіональної, теоретичної, генетичної, розшукової мінералогії і геохімії, історії науки та національно-визвольних змагань в Україні. У його творчому доробку 376 наукових праць, у тім числі 12 монографій, сім довідково-інформаційних видань і чотири довідково-бібліографічних, два навчальні посібники з геохімії, оповідання «Дивовижна поведінка тварин».

Народився Петро Білоніжка 28 травня 1935 р. в мальовничому селі Вишнівчик Перемишлянського р-ну на Львівщині в селянській сім'ї. З його опублікованих спогадів відомо, що в першому класі навчався протягом 1942–1943 рр. під час німецької окупації, а освіту за інші класи початкової школи здобув самотужки. У семирічній школі навчався в с. Чемеринці, що за 7 км від с. Вишнівчик. До школи разом з іншими учнями ходив пішки. У перші післявоєнні роки життя в селі було дуже неспокійне. Удень приходили чиновники з району, щось шукали, питали, лякали, грабували, а вночі – з боївки самооборони простили їсти й також дещо забирали.

У листопаді 1948 р. Петро переїхав з батьками до Львова, де продовжив навчання в сьомому класі СШ № 8. У ній вимоги до навчання порівняно з сільською школою були високі, однак уже через два-три місяці він одержував добрі оцінки. У 1953 р., після закінчення середньої школи, вступив до геологічного факультету Львівського університету за спеціальністю «Розвідка родовищ корисних копалин».



Петро Білоніжка (у центрі) серед учасників міжнародної наукової конференції «Мінералогія і мінералогія Карпатського регіону». СОР «Карпати», 2009

З 1958 р. Петро Михайлович працював у відділі геофізики Інституту геології АН УРСР (нині Інститут геології і геохімії горючих копалин НАН України), а з березня 1959 р. – у Проблемній геохімічній лабораторії Львівського університету, де займався вивченням мінералогії і геохімії родовищ калійних солей Передкарпаття, зокрема досліджував геохімію рідкісних і розсіяних елементів. За результатами виконаних досліджень науковець з'ясував, що лігій входить у кристалічну структуру гідролюд. На підставі визначення їхнього абсолютного віку калій-аргоновим методом (аналітик В. Костін) визначив, що вони мають теригенне походження. Раніше вчені вважали, що лігій сорбується глинами та має аутигенне походження.

Значний науковий інтерес викликають знайдені П. Білоніжкою у покладах калійних солей добре огранені кристали кайніту, які загалом у калійних солях трапляються дуже зрідка. Під час досліджень, виконаних разом з В. Малашевським, виявлено жильні утворення леоніту і псевдоморфози гексагідриту по епсоміту. У фліші Карпат відшукано дикіт і накрит, причому накрит було надійно діагностовано вперше.



Доц. П. Білоніжка зі студентами другого курсу на практиці в Криму, 2012



Петро Білоніжка зі студентами під час геологічної практики у Верхньому Синьовидному, 2014

У 1977 р. П. Білоніжка пройшов за конкурсом на посаду доцента кафедри мінералогії ЛДУ імені Івана Франка, у 1980 р. йому присвоєно вчене звання доцента. Загалом педагогічна робота посідала особливе місце в житті Петра Михайловича, він присвятив їй понад 40 років. Читав лекції з курсів «Геохімія», «Геохімія окремих елементів», «Геохімія літогенезу», «Спецметоди у геохімії» та ін.

Майже 25 років керував групою студентів під час проходження другої навчальної практики в Гірському Криму, а після його окупації у 2014 р. Росією – у Карпатах. Особливу увагу приділяв іноземним студентам, керував їхніми курсовими й дипломними роботами.

Петро Білоніжка брав участь у численних міжнародних і вітчизняних наукових конференціях, нарадах, урочистих академіях.

Петро Михайлович – один зі співавторів довідково-інформаційного видання «Геологічний факультет Львівського національного університету імені Івана Франка», два видання якого вийшли у 2008 та 2010 роках. Книга швидко розійшлася серед співробітників і випускників факультету. Також він брав участь у підготовці Енциклопедії Львівського університету, два томи якої побачили світ у 2011 й 2014 роках, був членом її видавничої ради.



Петро Білоніжка (третій ліворуч у першому ряду)
з монгольськими випусниками на екскурсії в Карпатах, 2011



У вирі Помаранчевої революції. Зліва
направо: А. Данилів, А. Іваніна, П. Білоніжка,
І. Попівняк, А. Наконечний, С. Ціхонь, 2004



Петро Білоніжка серед учасників покладання
квітів на могилу Адама Коцка. Личаківське
кладовище, 2018

Наш ювіляр – невтомний дослідник історії науки й національно-визвольних змагань в Україні. Разом з іншими вченими опублікував низку статей про життя та діяльність видатних учених – академіків В. Вернадського, П. Тутковського, В. Соболева, Є. Лазаренка, професорів І. Верхратського, М. Полянського, Г. Піотровського, Д. Бобровника, Д. Резвого, О. Матковського, доцентів Л. Колтуна, А. Ясинської, Е. Янчука та інших. Був співавтором двох монографій, присвячених Євгенові Лазаренку: «Академік Євген Лазаренко. Нарис про життєвий і творчий шлях, спогади, фотоальбом» (2005) та «Євген Лазаренко – видатна постать ХХ століття» (2012).

Значний науковий інтерес становлять й інші статті П. Білоніжки: «Участь Т. Шевченка в Аральській науковій і Каратауській геологічній експедиціях», «З історії Франкової

габілітації», «Українське студентство за рідну мову в університеті на зламі століть», «Шлях поступу і боротьби (до 125-річчя від дня народження Олени Степанів)», «Стрілецькі могили у Вишнівчику» та ін.



Голова Львівської обласної ради П. Колодій нагороджує П. Білоніжку грамотою, 2014



Декан геологічного факультету М. Павлунь вручає П. Білоніжці медаль Спільки геологів України «За заслуги» II ступеня, 2020

У 2018 р. Петро Михайлович вийшов на пенсію, однак не припинив займатися творчою роботою. У 2019 р. опублікував навчальний посібник «Геохімія ізотопів», 2020 р. – монографію «Ноосфера та проблеми її розвитку», 2022 р. – довідково-інформаційне видання «Духовні скарби народу» і «Нариси з історії села Вишнівчик», 2023 р. – «Події, спогади, роздуми», 2025 р. – монографію «Вода в неживій і в живій природі» та збірку оповідань «Дивовижна поведінка тварин».

Петро Білоніжка активно займався громадською роботою. Зокрема, протягом 20 років був ученим секретарем Львівського геологічного товариства, у різні роки – членом експертної і методичної комісії, наставником академічних груп студентів, заступником декана з виховної роботи, головою осередку «Просвіта» геологічного факультету, членом Вченої ради факультету, членом Президії НТШ, відповідальним секретарем видання «Вісник Львівського університету. Серія геологічна», членом редколегії «Мінералогічного збірника».

За плідну працю на ниві науки й освіти, активну громадську роботу П. Білоніжка нагороджений медалями «Ветеран праці», «20 років відновлення Наукового товариства імені Т. Шевченка в Україні», «140 років НТШ», «150 років НТШ», «800 років заснування Великої Монголії», «Академіка Є. К. Лазаренка», «За заслуги» II ступеня ГО «Спільки геологів України», почесними грамотами Західного наукового центру НАН України і МОН України, ЦК профспілки працівників освіти і науки України, грамотами Львівської обласної ради, первинної профспілкової організації працівників ЛНУ імені Івана Франка, подяками Львівської ОДА, Львівської обласної організації профспілки працівників освіти і науки України, Наукового товариства імені Т. Шевченка та ЛНУ імені Івана Франка.

Бажаємо Петрові Білоніжці міцного здоров'я і творчої наснаги на многії літа!

НОТАТКИ