

VISNYK | **ВІСНИК**
OF THE LVIV | **ЛЬВІВСЬКОГО**
UNIVERSITY | **УНІВЕРСИТЕТУ**

Series Geology | **Серія геологічна**

Issue 35 | **Випуск 35**

Scientific journal | Збірник наукових праць

Published 1 issue per year | Виходить 1 раз у рік

Published since 1962 | *Виходить з 1962 р.*

Ivan Franko
National University of Lviv

Львівський національний
університет імені Івана Франка

2021

Друкується за ухвалою Вченої ради
Львівського національного університету
імені Івана Франка.
Протокол № 23/12 від 29.12.2021 р.

Свідоцтво про державну реєстрацію
друкованого засобу масової інформації.
Серія КВ №14609-3580Р від 28.10.2008 р.

Опубліковано наукові статті з актуальних питань геології родовищ корисних копалин, загальної геології та гідрогеології, карстових процесів окремих територій. Наведено опис сучасних методів геофізичних спостережень.

Scientific articles on actual issues of geology of mineral deposits, general geology and hydrogeology, karsts processes of some areas have been published. A description of modern methods of geophysical observations is presented.

Редакційна колегія:

Канд. геол.-мін. наук, доц. *П. К. Волошин* (головний редактор); канд. геол. наук, доц. *Л. В. Генералова*; канд. геол.-мін. наук, проф. *А. Б. Богуцький*; д-р геол. наук *О. М. Гнілко*; д-р геол. наук *К. Г. Григорчук*; д-р геол. наук, проф. *М. М. Павлунь*; д-р геол. наук, проф. *Н. Я. Радковець*; д-р філософії *Збігнев Франковські* (Польща); канд. геол. наук *Ю. В. Хоха*.

Редакційна рада:

Канд. геол. наук, доц. *Ю. М. Віхоть*; д-р філософії, проф. *Лев Городиський* (США); канд. геол. наук *С. Я. Криль*; д-р геол. наук, проф. *Ю. З. Крупський*; д-р геол. наук, доц. *Ю. І. Федоришин*; канд. геол. наук, доц. *С. І. Ціхонь*.

Editorial Board:

Associate Professor *P. Voloshyn* – Editor-in-Chief,
Associate Professor *L. Heneralova* – Deputy Editor-in-Chief.

Відповідальний за випуск д-р геол. наук, проф. *Микола Павлунь*

Упорядники: *Ю. Дацюк, Л. Генералова*

Адреса редколегії:

Львівський національний
університет імені Івана Франка,
вул. Грушевського, 4,
Львів, Україна, 79005
тел.: (38) (032) 272-80-56

Editorial office address:

Ivan Franko National
University of Lviv,
Hrushevskoho Str., 4,
Lviv, Ukraine, 79005
tel.: (38) (032)272-80-56

Редактор Р. СПРИНЬ

Адреса редакції, видавця і виготовлювача:

Львівський національний університет
імені Івана Франка.
вул. Університетська, 1, Львів, Україна, 79000
Свідоцтво про внесення суб'єкта видавничої справи
до Державного реєстру видавців, виготівників
і розповсюджувачів видавничої продукції.
Серія ДК № 3059 від 13.12.2007 р.

Формат 70×100/16.
Умовн. друк. арк.
Тираж 100 прим. Зам.

© Львівський національний університет
імені Івана Франка, 2021

ДЕЯКІ ОСОБЛИВОСТІ ГЕНЕЗИСУ РОДОВИЩА БАЛКА ШИРОКА (УКРАЇНСЬКИЙ ЩИТ) ЗА РЕЗУЛЬТАТАМИ ТЕРМОБАРОГЕОХІМІЧНИХ ДОСЛІДЖЕНЬ

Микола Павлунь

*Львівський національний університет імені Івана Франка,
вул. Грушевського, 4, Львів, Україна, 79005
e-mail: geology.faculty@lnu.edu.ua*

Схарактеризовано процеси мінералогенезу на родовищі Балка Широка (Середнє Придніпров'я), послідовність і термобаричні умови формування стійких парагенезисів, мінеральних асоціацій і комплексів. Доведено, що на родовищі виявлений субізохоричний тренд розвитку рудогенезу; родовище середньобарне (до 200 МПа), високо-середньотемпературне, належить до великих глибин (за Н. Петровською, 1973) щодо синрудної палеоповітряної. Яскраво виявлені процеси ремобілізації й перерозподілу рудних компонентів: відбувалося перегрупування золота, початково локалізованого в хемогенних залізистих кварцитах, водночас золото "запозичене" з базит-ультрабазитових асоціацій глибинних ділянок. Джеспіліти, будучи джерелом цього золота, одночасно виконували роль літолого-геохімічних бар'єрів-осаджувачів цього металу. Усе це в комплексі з тим, що рудні тіла часто-густо виходять за межі пластів джеспілітів, свідчить про епігенетичність золотого зруденіння щодо пластів джеспілітів. Наведено сприятливі термобарогеохімічні критерії золотого зруденіння і виконано оцінювання продуктивності рудних тіл у профілі "О" з глибиною.

Ключові слова: золото, термобарогеохімія, літолого-геохімічний бар'єр, джеспіліти, фізико-хімічні умови, прогнозування, родовище Балка Широка, Український щит.

Родовище Балка Широка залягає в межах високомагнітної ділянки західного крила антиклінальної складки, побудованої породами сланцево-джеспіліт-толейтової формації. Вони поширені в зоні екзоконтактового впливу Чкалівського масиву тоналіт-плагіогранітної формації й реліктів лавово-субвулканічних полів ріодацитової вулканогенної формації, що інтродовані їхніми плутонічними комагматами з утворенням ріодацит-плагіогранітної вулканоплутонічної асоціації (ВПА) [1, 2, 13].

Зруденіння приурочено до системи субпаралельних зон сітчасто-прожилкової мінералізації, іноді без чітких меж і складної конфігурації. Рудні тіла найчастіше займають згідне положення в зонах метасоматично змінених порід (лиственіто-березити); їхня локалізація й досить часто – напрям визначені положенням пластів залізистих кварцитів і структурними флуктуаціями вмісних порід (флексури, S-подібні складки тощо). Таке просторове положення мають кварц-анкерит-сульфідні тіла в

прошарках джеспілітів, які відігравали роль осаджувачів золота, що його приносили флюїди генерувальної ріодацит-плагіогранітної ВПА. Подекуди рудні тіла виходять за межі залізистих кварцитів [2, 13].

Контрастність головних парагенезисів і досить чіткі прояви їхніх вікових співвідношень (текстури перетину, заміщення, брекчіювання, цементації) дають змогу намітити ряд послідовних мінеральних асоціацій стійкого складу, виділити їхні мінеральні комплекси, які суттєво відрізняються за ступенем продуктивності, і виконати термобаричну оцінку процесів формування (див. таблицю) [2, 8]. Ці дані дають змогу побудувати схему стадійності й *PT*-режиму утворення родовищ і розшифрувати еволюцію агрегатно-густинного стану й хімічного складу флюїдів [2, 3, 8].

Послідовність і термобарогеохімічні інтервали
формування мінерального складу руд родовища Балка Широка

Комплекс	Мінеральна асоціація (МА) і парагенезиси
I. Допродуктивний магнетит-кварцовий: $T = 435\text{--}240\text{ }^{\circ}\text{C}$	1. Пірит-кварцова (з магнетитом) мінеральна асоціація (435–240 °C): А – магнетит-кварцовий (435–390 °C); Б – піротин-пірит-кварцовий (з магнетитом) (395–320 °C); В – кварц-сидеритовий (з перевідкладеним магнетитом) (280–240 °C).
II. Продуктивний полісульфідний: $T = 385\text{--}200\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P = 194\text{--}79\text{ МПа}$	2. Арсенопірит-пірит-кварцова (з золотом) МА (385–310 °C, 194–123 МПа): Г – турмалін-кварцовий (385–300 °C); Д – кварц-піротин-піритовий (385–310 °C); Е – золото-арсенопірит-сфалерит-халькопірит-кварцовий (335–310 °C). 3. Золото-сульфосільна МА (290–200 °C, 93–79 МПа): Ж – кварц-піритовий (290–210 °C); З – кварц-халькопірит-арсенопірит-сульфосільний з золотом (275–210 °C); І – клейофан-халькопірит-кварцовий (245–210 °C); К – клейофан-галеніт-кварцовий (245–210 °C); Л – кварц-анкеритовий (210–200 °C).
III. Післяпродуктивний карбонатний: $T = 150\text{--}90\text{ }^{\circ}\text{C}$ і нижче	4. Кварц-кальцитова МА (150–110 °C); М – кальцит-пірит-кварцовий (150–110 °C); Н – кварц-кальцитовий (110–90 °C).

Зважаючи на отримані результати термобарогеохімічних (ТБГХ) досліджень, з великою часткою вірогідності можна припускати, що Балка Широка – це середньобарне (до 200 МПа) пневматолітово-гідротермальне високотемпературне родовище (вище 405–200 °C) з достатньо чітким інверсійно-регресивним режимом формування. Його міжстадійні температурні стрибки з розвитком процесу помітно зменшувалися, а значення температури початку кристалізації післяпродуктивних парагенезисів загалом набагато нижчі, ніж температура завершення кристалізації мінералів продуктивних стадій (див. схему стадійності й термобаричного режиму формування Балки Широкої у праці [8]).

Регенерувальна система еволюціонувала близько-субізохорично від вуглекислотно-водно-сольової до суттєво вуглекислотно-водної (здебільшого гетерогенної) і, насамкінець, – власне водної (уже гомогенної).

Головні металоносні фази були найбільше газонасичені (з переважанням CO_2 й підпорядкованим значенням N_2 і CH_4), з помірною концентрацією солей – понад 26 мас. % $\text{NaCl}+\text{KCl}$, хоча на початку процесу це значення сягало 42 мас. % $\text{NaCl}+\text{KCl}$ (зафіксоване тільки в зоні Чортомлицького розлому) [2, 8].

За [5], палеогідротерми подібного тиску (близько 200 МПа) властиві більшості родовищ плутоногенно-гідротермального генезису; Н. Петровська зачислила такі родовища до формації середніх і порівняно великих глибин [9, 10].

Дійсно, за характером ТБГХ-режиму генетична позиція Балки Широкої є проміжною між типовими метафорфогенно-гідротермальними (для прикладу, Майське родовище, де ділянки флюїдо- й рудогенерації майже збігаються) і плутоно-, вірогідно, палінгенно-гідротермальними родовищами з суттєвим розривом між ділянками генерації й розвантаження флюїдних систем. Середнє значення $\Delta T/\Delta P$ близьке до 1,9–2,0, що може свідчити про порівняно малий ступінь “відкритості” системи ($P = 108\text{--}200$ МПа), обмежений прояв пневматолізу, помірні значення термобаричних інверсій (до 10–50 °С і близько 10 МПа) і, головне, – про невелике середнє значення вертикального термоградієнта ($\Delta T = 9\text{--}11$ °С на 100 м) з помітною тенденцією до зменшення з глибиною. Ці термобаричні характеристики не властиві плутоногенно-гідротермальним об’єктам [2, 3, 5, 8, 11].

За фізико-хімічним режимом до Балки Широкої подібні родовища малосульфідних золото-кварц-піритових руд у метаморфічних породах Ленського району (Сов. Рудник, Ювілейне) і Північної Бурятії (Ірокінда) [7].

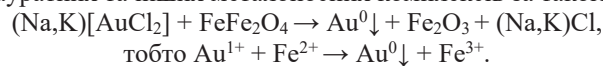
Отже, природно, що завдяки геолого-структурній своєрідності геологічної позиції родовище Балка Широка досить індивідуальне, а це суттєво ускладнює розшуки аналогів як серед докембрійських родовищ, так і серед фанерозойських структур. Нема також повної аналогії і з фізико-хімічного погляду, проте очевидно, що на Балці Широкій виявлені всі головні риси флюїдного режиму, притаманні відомим родовищам середньо-високобарних (за Н. Петровською – глибинних) зон розвитку золотого зруденіння.

Можна з великою часткою впевненості припускати, що родовище Балка Золота належить до високо-середньобарних утворень з певними ознаками зв’язку з процесами післямагматогенного гідротермального перетворення залізистих кварцитів уздовж зон підвищеної проникності. Воно, фактично, є яскравим прикладом ремобілізації й перерозподілу рудних компонентів раніше сформованих рудних формацій під впливом становлення ріодацит-плагіогранітної ВПА. Відбулося перегрупування золота, початково локалізованого в хомогенних залізистих кварцитах джеспіліт-толейтової формації. Вірогідно також, що метал запозичений із базит-ультрабазитових асоціацій глибинних ділянок структури родовища поблизу каналів надходження кислих лав. Водночас природа надала джеспілітам функцію не тільки “постачальника” золота, а й літолого-геохімічного бар’єру, на якому золото осаджувалося, що підтверджене літологічним контролем розподілу золотої мінералізації. Цим Балка Широка суттєво відрізняється від об’єктів, де золоте зруденіння сингенетичне до залізистих кварцитів (родовища типу Вубачікве). До того ж, як зазначено вище, на Балці Широкій рудні тіла часто виходять за межі рудоконтрольованих пластів джеспілітів; наявні ділянки

мінералізації, орієнтовані щодо них під різним кутом, що теж свідчить про епігенетичність золотого зруденіння стосовно джеспілітів.

Фізико-хімічні особливості генезису родовища Балка Широка виявляються й під час розроблення й застосування прогнозно-розшукових ТБГХ-критеріїв золотого зруденіння та оцінювання масштабів його поширення на глибину [3, 5, 6, 8, 11].

Власне золотоносний продуктивний полісульфідний комплекс на родовищі формувався у високо-середньотемпературному діапазоні (від 380–250 до 210–200 °С, див. таблицю) за участю різногустинних вуглекислотно-водних розчинів з чіткими ознаками інтенсивної гетерогенізації й дегазації CO₂. Саме такий режим тривалої нерівноважності гідротермальної системи з видаленням із неї вуглекислотних компонентів (а вуглець, як і Fe²⁺ магнетиту, є додатковим потенціал-регулювальним чинником) – це найважливіша передумова різкої зміни кисло-лужних й окиснювально-відновлювальних умов, що призводить до руйнування золотоносних комплексів і кристалізації самородного золота. Зокрема, чіткий літологічний контроль зруденіння залізистими кварцитами зумовлений потенціал-визначальною для гідротермальної системи роллю магнетиту як відновника золота, що звільняється в разі руйнування хлорауратних та інших металоносних комплексів за такою реакцією:



До сприятливих ТБГХ-критеріїв щодо діагностики місця поширення продуктивного золотого зруденіння на родовищі можна зачислити такі:

1) розвиток у складі рудних тіл мінеральних асоціацій, у яких поширені первинно-вторинні, а в допродуктивному кварці-I – вторинні вуглекислотно-водні включення з різними співвідношеннями фаз;

2) високо-середньотемпературний інтервал (200–380 °С) повної гомогенізації зазначених вище дво- і трифазових включень, найоптимальніший інтервал гомогенізації – 210–290 °С;

3) поширення в мінералах включень дво- й однофазового CO₂ з широкими варіаціями густини від 0,65 до 0,87 г/см³, які зазнають гомогенізації в рідку фазу;

4) методично достовірні дані про різкі зниження тиску (понад 70–80 МПа) і зменшення густини капсульованого CO₂ (принаймні на 0,1 г/см³);

5) прояви широкого температурного інтервалу (100 °С) формування продуктивних асоціацій у конкретних перерізах рудних зон;

6) дані термоградієнтного аналізу, які засвідчують порівняно якомога менше значення градієнта (11–12 °С/100 м), що дає змогу передбачити значне поширення зруденіння нижче від рівня ерозійного зрізу;

7) декрептометричні дані про суттєве зростання рівня газонасиченості мінеральних проб руди чи білярудних метасоматитів;

8) хроматографічні дані про різке підвищення частки CO₂ у газовій суміші капсульованих інклюзивів.

Проте найважливішим аспектом прикладної реалізації ТБГХ-критеріїв щодо будь-якого родовища, на якому провадитимуть розвідувальні й оцінювальні роботи, а в нашому випадку – родовища Балка Широка, є аналіз імовірності поширення золотоносних рудних зон і рудних тіл з глибиною [3]. Ґрунтується цей аналіз на даних про середнє значення ТБГХ-градієнтів і загалом зводиться до екстраполяції закономірностей їхньої зміни вертикально й на флангах рудовмісних структур. Отже,

прогнозуємо не так поведінку зруденіння, як просторові межі (глибину) фізико-хімічних чинників рудоконцентрації, сприятливих для формування зруденіння.

Під час вирішення цього завдання стосовно родовища Балки Широка ми брали за основу, головню, достатньо стійке значення вертикального палеоградієнта температури $\Delta T/100$ м у профілі "О", де в інтервалі глибин 500 м він становить $10\text{ }^\circ\text{C}/100$ м. Базисними були статистично надійні максимальні температурні характеристики рудних зон поблизу сучасного ерозійного зрізу t_e , які відрізняються для золото-сульфідної мінералізації t_e^{Au} і ранньої магнетитовмісної t_e^{Fe} .

Експериментальні дослідження й розрахунки дали У. Файфу, Ф. Тернеру і Дж. Ферхугену підстави зробити висновок про початок суттєвої дисоціації (з утворенням активних S^{2-} – $[\text{S}_2^{2-}]$) тільки за значень температури $400\text{--}390\text{ }^\circ\text{C}$ [12]. Отже, саме ця температурна межа є максимальною для початку формування головних продуктивних полісульфідних парагенезисів на глибоких горизонтах родовищ (див. таблицю). У такому разі вертикальний розмах розвитку продуктивної мінералізації, починаючи від сучасної ерозійної поверхні, у першому наближенні може бути такий: $P_e = (T_n - t_e^{\text{Au}})/\Delta T = (390\text{--}320)/10 = 700$ м (вірогідно, максимум 800 м).

Отже, продуктивне зруденіння в профілі "О" може бути ще на $200\text{--}300$ м глибше від вибоїв наявних свердловин. Крім того, деякі відхилення від обчисленої нижньої фізико-хімічної межі поширення продуктивного зруденіння можуть бути більші у зв'язку з тенденцією до зменшення з глибиною значення ΔT з 10 до $8\text{ }^\circ\text{C}$ на 100 м.

Якщо оцінювати зруденіння загалом (включно з допродуктивною мінералізацією з магнетитом), то зіставлення руди Балки Широкої з близько-аналогічними золото-магнетитовими рудами Карійського родовища (Забайкалля) свідчить, що за нижній межовий температурний показник розвитку зруденіння варто прийняти $490\text{--}470\text{ }^\circ\text{C}$ [4]. За такого підходу загальний вертикальний розмах зруденіння різного ступеня золотоносності становитиме $P_e = (T_n - t_e^{\text{Fe}})/\Delta T = (470\text{--}370)/10 = 1\ 000$ м (вірогідно, $1\ 200$ м, якщо прийняти за межу значення $490\text{ }^\circ\text{C}$). Тобто зруденіння потрібно очікувати ще як мінімум на 500 м нижче від його розкритої частини.

Зазначимо, що виконані обчислення добре узгоджуються з оцінкою загальної генетичної позиції родовищ у зеленокам'яних структурах верхнього архею, яким властивий вертикальний розмах зруденіння 1 км за порівняно невисокого вмісту самородного золота. А виявлені тренди до скорочення палеотеплового градієнта дають підстави трактувати отримані оцінки як мінімально можливі. Водночас не треба забувати, що йдеться про поширення фізико-хімічних умов можливого зруденіння тільки в межах одного профілю – профілю "О", до того ж без урахування особливостей зміни літолого-структурних умов рудолокалізації на глибоких рівнях вірогідного зруденіння, які поки нам не відомі.

СПИСОК ВИКОРИСТАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ

1. Бобров О. Б. Корисні копалини України. Ч. 1. Золоторудні родовища Українського щита : метод. посібник / О. Б. Бобров. – Львів : ЛДУ, 1997. – 58 с.
2. Геолого-генетична типізація золоторудних родовищ України / О. Б. Бобров, А. О. Сіворонов, Д. С. Гурський, М. М. Павлунь та ін. – Київ : УкрДГРІ, 2004. – 468 с.

3. Кількісне термобарогеохімічне моделювання полів золотого зруденіння в практиці локального прогнозування / Ю. В. Ляхов, М. М. Павлунь, І. В. Попівняк, С. І. Ціхонь // *Мінерал. зб.* – 2001. – № 51. – Вип. 1. – С. 22–34.
4. *Литвинов В. Л.* Палеотемпературная зональность Карийского золоторудного месторождения (Восточное Забайкалье) / В. Л. Литвинов, Ю. В. Ляхов, И. В. Попивняк // *Геология рудных месторождений.* – 1976. – № 5. – С. 25–34.
5. *Ляхов Ю. В.* Термобарогеохимическая зональность и режим формирования разноглубинных месторождений золота / Ю. В. Ляхов // *Докл. АН СССР.* – 1987. – Т. 297, № 2. – С. 437–441.
6. *Ляхов Ю. В.* Флюидный режим рудообразующих процессов и факторы концентрации золота в разноглубинных условиях / Ю. В. Ляхов // *Мінерал. сб.* – 1988. – № 42. – Вип. 2. – С. 26–33.
7. *Ляхов Ю. В.* О физико-химических условиях развития золотого оруденения Северной Бурятии / Ю. В. Ляхов, И. В. Попивняк // *Изв. АН СССР. Сер. геол.* – 1977. – № 6. – С. 5–12.
8. *Павлунь М. М.* Про метаморфогенно-гідротермальну природу родовищ золоторудних формацій Українського щита / М. М. Павлунь // *Мінерал. журн.* – 2015. – Т. 37, № 3. – С. 98–111.
9. *Петровская Н. В.* Самородное золото (общая характеристика, типоморфизм, вопросы генезиса) / Н. В. Петровская. – Москва : Наука, 1973. – 350 с.
10. *Петровская Н. В.* Формации золоторудных месторождений / Н. В. Петровская, Ю. Г. Сафонов, С. Д. Шер // *Рудные формации эндогенных месторождений.* – Москва : Наука, 1976. – Т. 2. – С. 3–110.
11. Термобарогеохимия золота (прогнозирование, поиски и оценка оруденения) / Ю. В. Ляхов, Н. Н. Павлунь, А. В. Пизнюр, И. В. Попивняк. – Львов : Свит, 1995. – 280 с.
12. *Файф У.* Метаморфические реакции и метаморфические фации / У. Файф, Ф. Тернер, Дж. Ферхуген. – Москва : ИЛ, 1962. – 414 с.
13. *Фомин Ю. А.* Золото-полиметаллические рудопроявления Балки Широкой (Среднее Приднепровье) / Ю. А. Фомин, Ю. Н. Демихов, Ю. А. Шибецкий // *Мінерал. журн.* – 1995. – Т. 18, № 1. – С. 74–87.

*Стаття: надійшла до редакції 13.01.2021
прийнята до друку 12.02.2021*

SOME FEATURES OF THE GENESIS OF THE BALKA SHYROKA DEPOSIT (UKRAINIAN SHIELD) ACCORDING TO THERMOBARO-GEOCHEMICAL RESEARCH RESULTS

Mykola Pavlyn

*Ivan Franko National University of Lviv,
Hrushevskoho Str., 4, Lviv, Ukraine, 79005
e-mail: geology.faculty@lnu.edu.ua*

The processes of mineralogenesis at the Balka Shyroka deposit (Middle Dnieper region), sequence and thermobaric conditions of formation of stable parageneses, mineral associations and complexes are characterized. It is proved that a sub-isochoric trend of ore-genesis development was revealed at the deposit. The deposit is medium-pressure (up to 200 MPa), high-medium-temperature, belongs to the deposits of great depths (according to N. Petrovska, 1973) relative to the syn-ore paleosurface.

The processes of remobilization and redistribution of ore components are clearly revealed: there was a regrouping of gold, initially localized in hemogenic ferruginous quartzites, while gold also was “borrowed” from basic-ultrabasic associations of deep areas. Jaspilites, as the source of this gold, simultaneously acted as lithological and geochemical barriers-precipitators of this metal. All this (combined with the fact that the ore bodies often overreach the strata of jaspilites) indicates the epigenetic nature of gold mineralization relative to the jaspilite strata.

The most important aspect of the applied implementation of thermobarogeochemical criteria for any deposit that will be explored and evaluated from a geological-economic point of view is the analysis of the probability of spreading gold-bearing ore zones and ore bodies with depth. This analysis is based on data on the average value of thermobarogeochemical gradients and is generally reduced to extrapolation of the patterns of their change vertically and on the flanks of ore-bearing structures. Thus, it is possible to predict not so much the behaviour of mineralization, but the spatial boundaries (depth) of physicochemical factors of ore concentration, favourable for the formation of mineralization.

On this basis, the productivity of ore bodies in the “O” profile with depth has been evaluated and favourable thermobarogeochemical criteria for gold mineralization are proposed.

Key words: gold, thermobarogeochemistry, lithological-geochemical barrier, jaspilites, physicochemical conditions, forecasting, Balka Shyroka deposit, Ukrainian Shield.

ПОШУКОВО-ОЦІНЮВАЛЬНІ КРИТЕРІЇ ГІДРОТЕРМАЛЬНОГО ЗРУДЕНІННЯ РАХІВСЬКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО РАЙОНУ (ЗАКАРПАТТЯ)

Сергій Ціхонь, Уляна Луццак

Львівський національний університет імені Івана Франка,
вул. Грушевського, 4, Львів, Україна, 79005
e-mail: serhii.tsikhon@lnu.edu.ua

Розроблено комплекс пошуково-оцінювальних критеріїв на золоте зруденіння Рахівського рудного району, серед яких головними є мінералогічно-генетичний, геолого-структурний, термобарогеохімічні та мінералого-фізичні. Головними сприятливими критеріями на золото є: поширення продуктивних мінеральних асоціацій та сингенних з ними флюїдних включень; вуглекислотноводний склад мінералотворних флюїдів, за включеннями в мінералах, густина яких не перевищує 0,5 г/см³; середньотемпературні умови мінералоутворення (280–120 °С); поширення та послідовність (від {100} + {210} до {210}) кристалізації комбінованих форм піриту, яким властиві: переважно *np*- і *p*-провідність та числові вектори (у системі координат $PB-\alpha_{сер}$), орієнтовані у бік вищих значень діркової провідності; наявність галеніту, значення термо-е.р.с. якого становить понад –800 мкВ/град. На підставі розроблених критеріїв ми запропонували низку конкретних рекомендацій стосовно перспективності досліджених рудопроявів, родовища Сауляк та Рахівського золоторудного району загалом.

Ключові слова: критерії, продуктивні асоціації, кварц, галеніт, пірит, флюїдні включення, гомогенізація, золото.

Прогнозування золотого зруденіння пов'язане зі значними труднощами, що зумовлені складністю та багатофакторністю процесів рудоутворення, тим більше в різних геотектонічних умовах та глибинних рівнях земної кори. Тому застосовують не тільки класичні геолого-структурні, геофізичні та геохімічні методи, а й значною мірою методи дослідження термодинамічного та хімічного режимів ендегенних флюїдних палеосистем, що започатковані М. П. Єрмаковим, В. А. Каложним, Є. М. Лазьком, Ю. О. Долговим, та розвинуті їхніми послідовниками І. Т. Бакуменком, Д. К. Возняком, Л. І. Колтуном, Ю. В. Ляховим, А. В. Пізнюром, І. В. Попівняком, М. М. Павлуном та ін.

Водночас важливим підґрунтям для прогнозої оцінки рудоносних територій та пошуків ендегенних родовищ, особливо золоторудних, є також геолого-генетична

належність зруденіння у межах потенційно золотоносних, але недостатньо вивчених територій. Саме таким за матеріалами багатьох учених (Лазаренко, 1973, 1975; Матковський, 1992; Матковський, Степанов, 1992; Степанов, 1993; Нечепуренко, Шклянка, 1999; Ціхонь, 2004; Попівняк та ін., 2006; Нечепуренко, 2010) є північно-західний фрагмент Мармароського кристалічного масиву (МКМ, (Волошин, 1981; Нечепуренко, 1999, 2010)), у межах якого розташований Рахівський золоторудний район (РЗР, рис. 1).

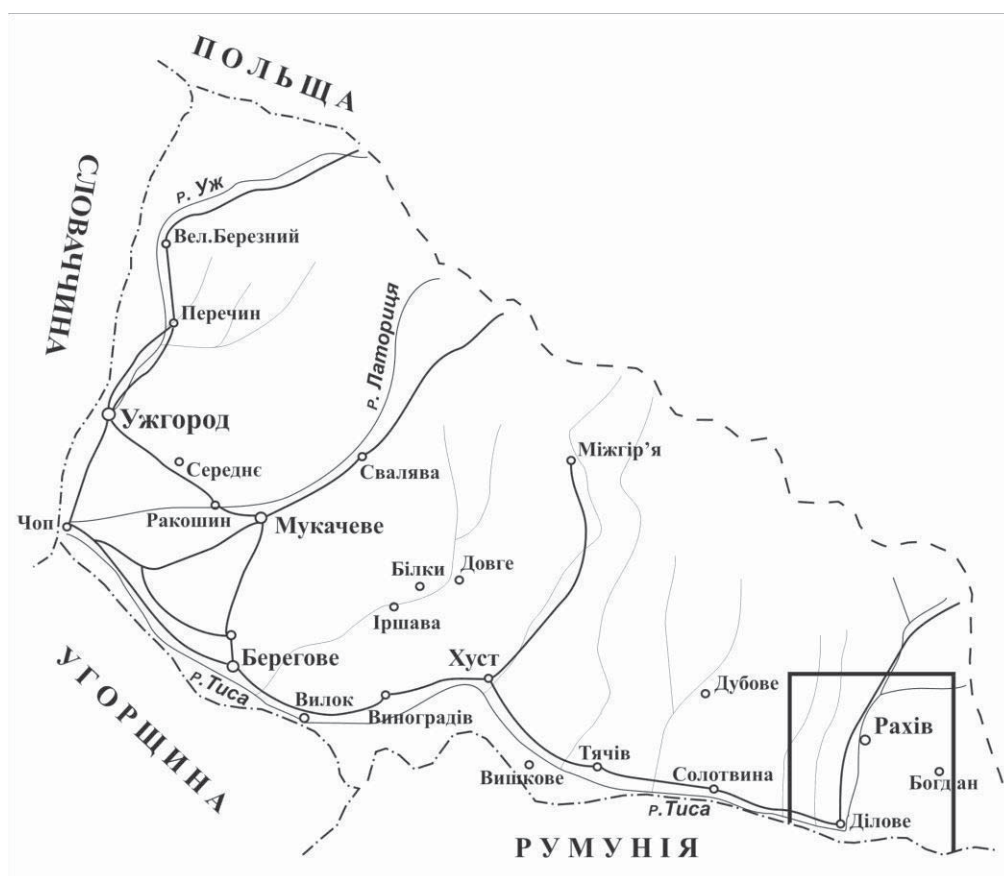


Рис. 1. Оглядова схема Закарпатської області.
Рамкою виділено контур Рахівського рудного району

На багатьох золоторудних родовищах різних регіонів світу (Ляхов и др., 1995) виділення золота відбувалося з однієї порції флюїдів, склад якої, концентрація, тиск та температура мінералоутворення суттєво відрізнялися від попередніх та наступних. Для визначення фізико-хімічних умов мінералоутворення використано методи теоретичної і прикладної термобарогеохімії.

Результати комплексного мінералого-генетичного, термобарогеохімічного, геолого-структурного та мінералого-фізичного дослідження руд золоторудних об'єктів РЗР дали нам змогу розробити низку пошуково-оцінювальних критеріїв золотого зруденіння досліджуваного району. Найважливішими є мінералого-генетичний, термобарогеохімічний, структурно-геологічний та мінералого-фізичний критерії.

Мінералого-генетичний критерій

Виділення цього критерію ґрунтується на мінералого-парагенетичному аналізі руд та дослідженні флюїдних включень у мінералах. Визначено п'ять мінеральних комплексів, формування яких відбувалося упродовж відповідних стадій рудного процесу з мінералотворних флюїдів, різні порції яких послідовно змінювали одна одну. Для кожної порції флюїдів, що надходила в область локалізації руд, характерний тільки їй притаманний хімічний склад та термобаричний режим. Водночас відкладання золота на досліджуваних об'єктах (Сауляк, Білий Потік, Камінь-Кльовка) відбувалося тільки впродовж золото-полісульфідної (продуктивної) стадії мінералоутворення з єдиної порції вуглекисотно-водних флюїдів разом з мінералами золото-полісульфідного мінерального комплексу [12, 15]. Мінеральний склад цього комплексу суттєво відрізняється від складу до- та післяпродуктивного мінеральних комплексів (рис. 2).

Виразний генетичний і просторовий зв'язок золота з такими мінералами, як сфалерит, галеніт, халькопірит, пірит-II, піротин-II та інші дає змогу розглядати ці мінерали як індикатори золотого зруденіння, адже вони кристалізувалися майже одночасно з золотом із вуглекисотно-водних флюїдів. Ця закономірність є підґрунтям мінералого-генетичного критерію прогнозування золотого зруденіння.

Застосування цього критерію в РЗР має свої особливості. Загалом, за цим критерієм, виявлення на перспективних ділянках мінералів продуктивного комплексу (кварцу-IV, піриту-II, піротину-II, галеніту, сфалериту, халькопіриту) може свідчити про високу ймовірність знаходження корисного компонента в межах досліджуваних ділянок чи ділянок, недоступних для безпосереднього спостереження. Виявлення сульфідів у складі рудних тіл, як відомо, є порівняно нескладним і експресним. Водночас виразно відрізнити продуктивний кварц-IV від до- та післяпродуктивного практично неможливо без попереднього термобарогеохімічного дослідження флюїдних включень у ньому. Очевидно, що застосування розробленого критерію можливе тільки в комплексі з іншими, зокрема з геолого-структурними особливостями району.

Геолого-структурний критерій

За результатами дослідження особливостей поширення мінералів та мінеральних асоціацій у межах РЗР (Ціхонь, 2004) доведено, що ранні, допродуктивні мінеральні асоціації (піротин-кварцова, хлорит-кварцова, пірит-кварцова) поширені переважно в центральній та серединній частинах Сауляцької структури, водночас золотоносні мінеральні асоціації (кварц-пірит-сфалеритова із золотом, сфалерит-галенітова із золотом, золото-халькопіритова та кварц-карбонатна із золотом) поширені переважно у серединних і частково периферійних частинах структури. Післяпродуктивні (кварц-

карбонатна (пізня) та пірит-карбонатна) мінеральні асоціації виявлені тільки на її периферії. Тобто ранні високотемпературні мінеральні асоціації переважають у центральних та серединних блоках Сауляцької радіально-кільцевої структури, середньотемпературні (продуктивні) із золотом – у серединних та периферійних, а пізні, низькотемпературні – переважно в периферійних блоках [14].

Отже, аналіз просторового поширення допродуктивних, продуктивних і післяпродуктивних мінеральних комплексів на золоторудних проявах Рахівщини свідчить не лише про наявність мінерало-генетичної зональності золотого зруденіння РЗР, а й про певну залежність локалізації золотого зруденіння від особливостей структурно-тектонічної будови району. Така закономірність дає нам змогу виділити структурно-геологічний критерій золотого зруденіння, за яким перспективними треба вважати серединні ділянки (частини) радіально-кільцевих структур (зокрема й Сауляцької структури) [14].

За структурно-геологічним критерієм можна визначати ділянки, перспективні на виявлення корисного компонента. Однак варто взяти до уваги блокову будову Рахівського золоторудного району та різний рівень еродованості окремих блоків. Очевидно, що перспективними є слабо еродовані блоки і, навпаки, глибокоеродовані блоки Сауляцької структури, менш перспективні.

Термобарогеохімічні критерії

Серед термобарогеохімічних критеріїв важливими є температурний, вуглекислотний, густинний, баричний, декрептометричний тощо. В межах Рахівського золоторудного району ефективними є температурний, вуглекислотометричний та густиннометричний критерії.

Температурний критерій. Температура є одним із найважливіших показників фізико-хімічних умов мінералоутворення, що якісно характеризує умови відкладання мінеральних асоціацій та мінеральних комплексів, зокрема золотоносних. Дійсно, формування підвищених концентрацій золота (рудних стовпів) значно залежить від температури мінералоутворення [18]. За матеріалами попередників [4–6], на більшості золоторудних родовищ світу золото, зазвичай, формувалося в середньотемпературному діапазоні.

У межах Рахівського золоторудного району температурний інтервал продуктивного мінералоутворення становить 335–90 °С (Ціхонь, 2004). В цьому діапазоні температури формувалися окремі мінерали та мінеральні асоціації продуктивного комплексу разом із золотом. Водночас переважна маса золота виділилася за температури 280–120 °С (див. рис. 2).

Отже, середньотемпературні умови мінералоутворення можна розглядати як показник золотого зруденіння, причому для Рахівського рудного району найсприятливішим є інтервал температури 280–120 °С (Ціхонь, 2004).

Зважаючи на те, що процеси мінералоутворення відбувалися не тільки з плином часу, а й в просторі, то, зазвичай, прогнозування перспективності геологічних об'єктів углиб виконують за результатами дослідження мінливості палеотемпературних

характеристик у площині рудних тіл чи родовищ загалом, уздовж флюїдних палеопотоків [10].

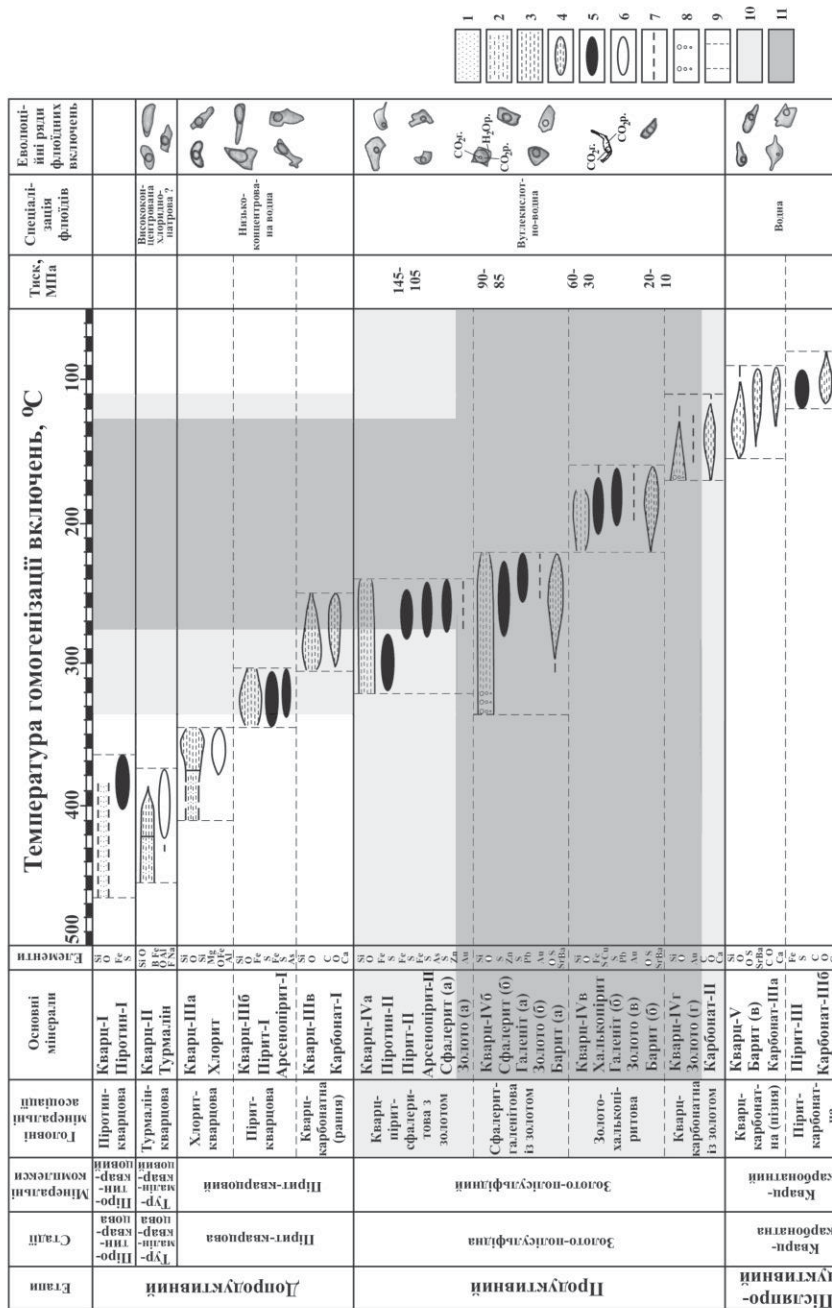


Рис. 2. Зведена температурно-парагенетична схема стадійності мінералоутворення Рахівського золотрудного району: 1-3 – агрегатний стан мінералотворних флюїдів; 1 – газоподібний; 2 – гетерогенний; 3 – рідкий; 4 – температурні інтервали відкладання мінералів за результатами гомогенізації включень; 5, 6 – інтервали виділення мінералів, припустимі за мінералогічними вилками та даними декрепітації; 5 – сульфідів; 6 – нерудних мінералів; 7 – інтервали виділення мінералів припустимі; 8 – закипання мінералотворних флюїдів; 9 – межі мінеральних асоціацій; 10, 11 – умови формування продуктивного комплексу мінералів (10) та виділення золота (11)

На жаль, сьогодні однозначних свідчень щодо мінливості температури углиб золоторудних об'єктів РЗР немає. Тому розроблений палеотемпературний критерій використано з урахуванням середніх значень палеотемпературних градієнтів, доведених щодо геологічних об'єктів інших регіонів [13]. Зважаючи на те, що для глибоких горизонтів рудних тіл на багатьох золоторудних родовищах характерні вищі значення температури порівняно із приповерхневими і підвищення значень палеотемпературного показника практично завжди спрямовано від верхніх горизонтів рудних тіл до нижніх, то у нас є підстави вважати, що високотемпературна межа найсприятливішого температурного інтервалу відкладання золота (280 °C) може характеризувати нижні (найглибші) горизонти рудних стовпів з підвищеним вмістом корисного компонента, водночас низькотемпературна межа найсприятливішого температурного інтервалу відкладання золота (120 °C) – верхні рівні рудних стовпів.

Отже, низькі значення температури на досліджуваних рівнях рудопроявів чи рудних тіл свідчатимуть про незначний рівень ерозійного зрізу рудного стовпа чи рудного тіла, тобто досліджуваний рудопрояв чи рудне тіло є перспективним на золото углиб. І навпаки, високі значення температури на досліджуваних рівнях рудних тіл чи рудопроявів свідчатимуть про глибокий рівень їхньої еродованості.

Особливо зазначимо, що наведений вище найсприятливіший температурний інтервал продуктивного мінералоутворення РЗР (280–120 °C) значно ширший порівняно з виявленими раніше для золоторудних родовищ інших регіонів [13]. Тому розроблений температурний критерій придатний для прогнозного оцінювання насамперед об'єктів РЗР.

Застосування палеотемпературного критерію в межах РЗР можливе тільки в комплексі з іншими показниками та з урахуванням його блокової будови.

Вуглекислотометричний критерій. За результатами дослідження флюїдних включень у мінералах допродуктивних, продуктивних та післяпродуктивних мінеральних комплексів доведено, що включення золотоносних флюїдів продуктивної порції у кварці та інших прозорих мінералах руд містять CO₂, кількість якого у включенні переважно не перевищує 20–30 % об'єму вакуолі, однак інколи трапляються включення, на 100 % заповнені CO₂. Водночас у до- та післяпродуктивному кварці CO₂ не виявлено навіть під час глибокого охолодження включень. Отже, наявність CO₂ можна розглядати як позитивний показник для локалізації корисного компонента.

Варто зазначити, що в межах родовища Сауляк та багатьох рудопроявів (Білий Потік, Камінь-Кльовка тощо) Рахівського рудного району на рівні сучасного ерозійного зрізу трапляються флюїдні включення, в яких CO₂ майже повністю відокремлений від води (відігнаний), що може свідчити про інтенсивну гетерогенізацію вуглекислотно-водних флюїдів на глибших горизонтах. Тобто на сучасному ерозійному зрізі на денну поверхню виходять лише верхні ділянки зазначених рудопроявів та родовища Сауляк. Ймовірно, на глибших горизонтах, на рівнях відокремлення чистого CO₂ від вуглекислотно-водних флюїдів, найінтенсивніше осідало золото і формувалися багатші рудні стовпи. А це означає, що глибші горизонти родовища Сауляк та багатьох рудопроявів Рахівського золоторудного району можна розглядати як перспективні углиб.

Густинометричний критерій. Для золоторудних родовищ інших регіонів характерна ритмічно-періодична інверсія густини флюїдів під час продуктивного мінералоутворення [10]. Густина золотоносних вуглекислотно-водних флюїдів стрімко зменшується зі зниженням тиску. У верхніх (надрудних) горизонтах рудних стовпів та надрудних горизонтах рудних тіл густина мінералотворних флюїдів завжди менша порівняно із підрудними горизонтами чи нижніми ділянками рудних стовпів. За матеріалами [10], порівняно мала густина флюїдів трапляється і на нижніх горизонтах, однак у підрудних ділянках завжди є високогустинні флюїди. Зокрема, у підрудних ділянках значення густини вуглекислотно-водних флюїдів часто перевищує 0,700 [13; 11; 10] чи може сягати понад 0,800–0,900 г/см³ [7].

На золоторудних об'єктах РЗР продуктивними (золотоносними) були середньотемпературні вуглекислотно-водні флюїди. Ми уже зазначили, що, незважаючи на загально складний поліциклічний характер режиму золотого зруденіння, відкладання золота відбувалося з однієї порції флюїдів упродовж золото-полісульфідної стадії процесу мінералоутворення разом з мінералами золото-полісульфідного мінерального комплексу із середньо- та низькогустинних вуглекислотно-водних флюїдів. Густина продуктивних мінералотворних флюїдів у межах золоторудних об'єктів РЗР на рівні сучасного ерозійного зрізу становить 0,815–0,225 г/см³ (0,815–0,770 г/см³ – Сауляк; 0,579–0,585 г/см³ – Білий Потік; 0,225–0,232 г/см³ – Камінь-Кльовка).

За результатами дослідження [10, 11, 13], виявлення у мінералах включень з CO₂, густина якого до 0,7–0,9 г/см³, може свідчити про перспективність досліджуваних ділянок углиб.

У межах РЗР немає глибокорозкритих рудних тіл. Тому неможливо простежити мінливість густини флюїдів уздовж флюїдних палеопотоків. Незважаючи на це, застосування густинометричного критерію можливе з урахуванням матеріалів [7, 10, 11, 13] та в комплексі з іншими критеріями. Отже, виявлення в мінералах включень з CO₂, густина якого не перевищує 0,5 г/см³, свідчить про верхній рудний та надрудний рівень досліджуваних об'єктів, а виявлення в мінералах включень з CO₂, густина якого понад 0,9 г/см³, – про нижньорудний чи підрудний рівень.

Мінералого-фізичні критерії

Виділення мінералого-фізичних критеріїв на золоторудних об'єктах РЗР ґрунтується насамперед на дослідженні термоелектричних властивостей мінералів-напівпровідників, зокрема піриту та галеніту.

Результати досліджень термоелектричних властивостей мінералів-напівпровідників (Ціхонь, 2004) свідчать про те, що мінерали-напівпровідники продуктивних мінеральних асоціацій суттєво відрізняються за значеннями термо-е.р.с., вмістом елементів-домішок тощо від мінералів-напівпровідників допродуктивних та післяпродуктивних мінеральних асоціацій. Особливо виразно це виявлено стосовно піриту та галеніту.

Пірит. За даними (Ціхонь С. І., 2004), різновікові генерації піриту із рудопровів РЗР відрізняються між собою за морфологією, морфометрією, вмістом елементів-домішок та термоелектричними властивостями. Зокрема, пірит-II, сформований із

продуктивної порції флюїдів, суттєво відрізняється за термоелектричними властивостями від піриту, що формувався із до- та післяпродуктивної порцій. Зазвичай, пірит ранніх генерацій має електронну чи низькі значення термо-е.р.с. діркової провідності, а пірит продуктивної генерації (пірит-II) – переважно діркову провідність [17].

Послідовність кристалізації простих форм піриту в межах його різновікових генерацій теж суттєво відрізняється. Габітусні форми різновікових зароджень піриту в процесі росту його індивідів послідовно утворюють своєрідні морфогенетичні ряди кристалів цього мінералу [16]. Зокрема, на родовищі Сауляк та рудопрояві Білий Потік у морфогенетичних рядах піриту-I кристали ранніх зароджень, зазвичай, мають форму кубооктаедра, а пізніх – куба (переважна форма піриту-I), водночас в аналогічних рядах піриту-II кристали ранніх зароджень мають габітус, що визначається комбінаціями куба та пентагондодекаедра, а пізніх – пентагондодекаедра (переважна форма піриту-II). Між крайніми габітусними формами цих рядів є кристали, морфологія яких визначається комбінацією, передусім, домінуючих простих форм, утворених у процесі поступового доростання піриту-I та піриту-II в умовах діяльності відповідних порцій флюїдів [16].

Прогностичне значення має насамперед закономірність, доведена щодо піриту-II, згідно з якою габітус ранніх кристалів піриту-II визначається комбінацією куба і пентагондодекаедра з переважанням куба, а пізніх – теж комбінацією куба і пентагондодекаедра з переважанням останнього аж до “чистого” пентагондодекаедра [16]. Ця закономірність проявлена і в просторі в межах РЗР. Поширення морфогенетичних різновидів кристалів піриту-II в межах РЗР має тенденцію, відповідно до якої ранні форми піриту-II переважають у серединних ділянках Сауляцької РКС, а пізні – поширені в периферійних ділянках цієї структури (рис. 3) [16]. Зважаючи на те, що в серединних ділянках СРКС поширені середньотемпературні асоціації продуктивного комплексу, а в периферійних – низькотемпературні, і що температура мінералоутворення практично на всіх золоторудних родовищах світу [13] має тенденцію до збільшення углиб рудних тіл чи родовищ, можливо передбачити, що ранні кристали піриту-II матимуть за переважну форму комбінацію куба і пентагондодекаедра, а пізніші кристали у верхньорудних рівнях рудних стовпів матимуть габітус, що теж визначається комбінацією куба і пентагондодекаедра, проте з переважанням останнього, чи “чистим” пентагондодекаедром.

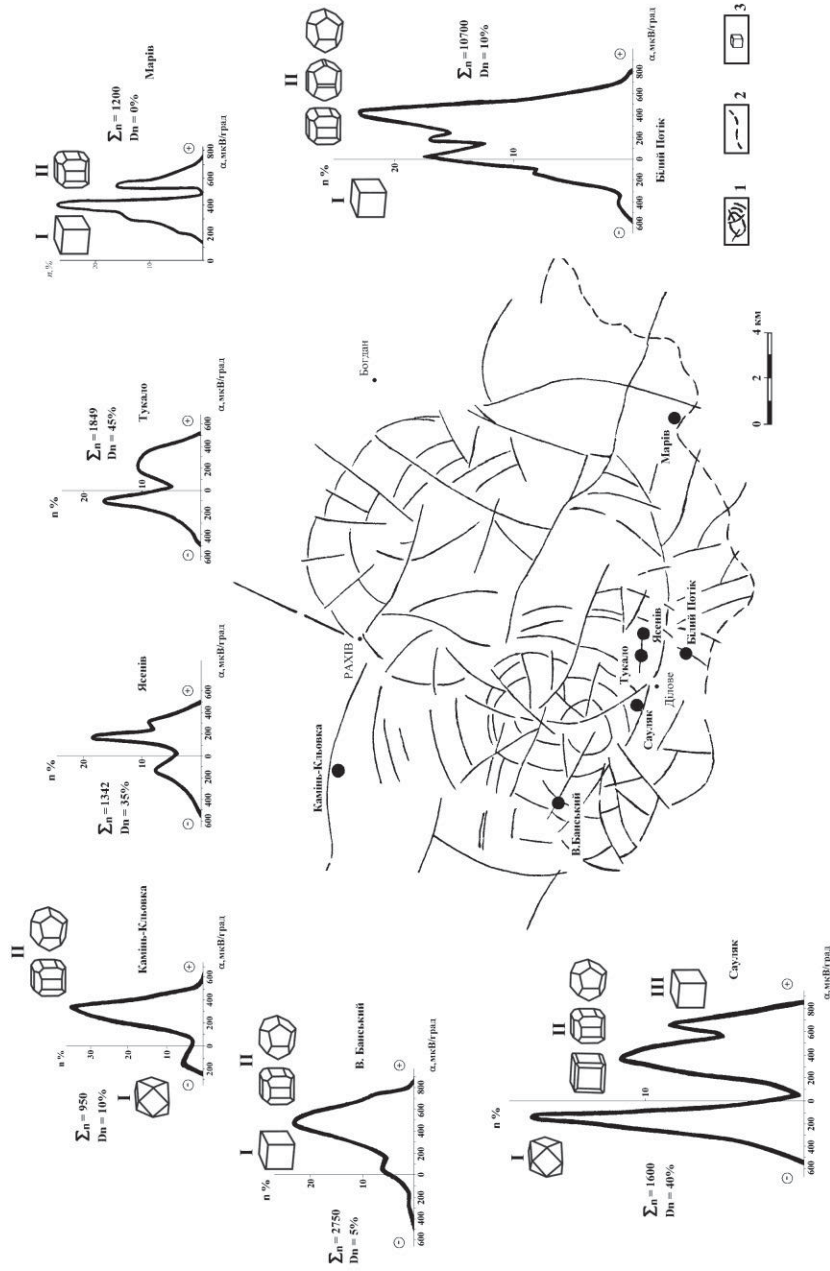


Рис. 3. Морфогенетичні ряди кристалів піриту в межах перспективних проявів Рахівського золоторудного району та їхні термоелектричні властивості: 1 – Сауляцька радіально-кільцева структура [2]; 2 – державний кордон; 3 – габігусна форма кристалів піриту. D_n – відсоток електронної провідності в піриті [8]

Важливо і те, що золотоносний (продуктивний) пірит відрізняється від допродуктивного піриту не тільки за морфологією, морфометрією, вмістом елементів-домішок, термоелектричними властивостями, а й за орієнтуванням числових термоелектричних векторів (т.е.р.с.-вектори) у системі координат РВ (розмах вибірки) – $\alpha_{\text{ср}}$ та за рядами морфогенетичних його форм [16].

Так, у межах рудопроявів Білий Потік і Банський виявлено дві генерації піриту: пірит-I та пірит-II (Ціхонь С. І., 2004). Для піриту-I числові т.е.р.с.-вектори спрямовані від високих значень термо-е.р.с. діркової провідності в бік низьких значень діркової та електронної [16]. Водночас для піриту-II із рудопроявів Білий Потік і Банський числові т.е.р.с.-вектори спрямовані від значень термо-е.р.с. електронної провідності в бік діркової (рис. 4 та 5).

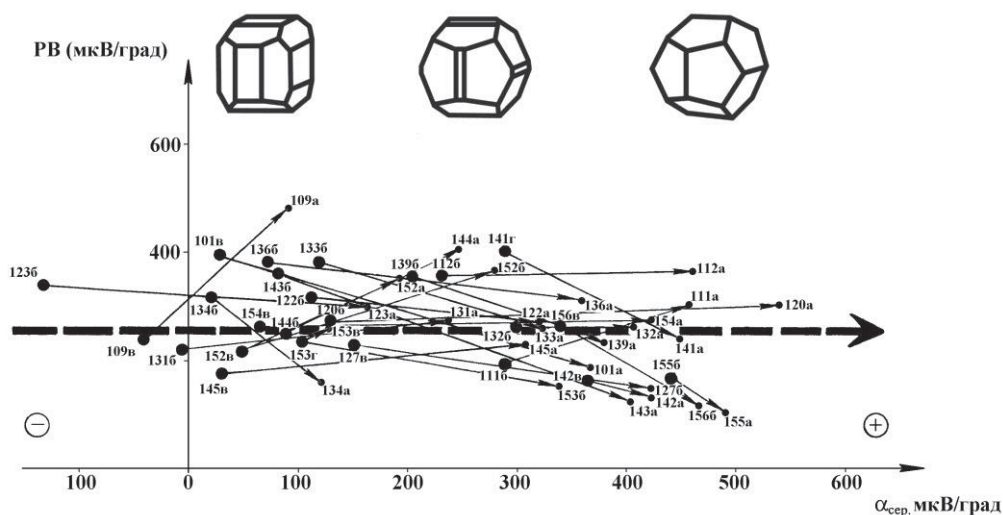


Рис. 4. Зміна розмахів вибірок (РВ) та середніх значень термо-е.р.с. ($\alpha_{\text{ср}}$) піриту-II від внутрішніх ділянок кристалів (початок стрілки) до зовнішніх (кінець стрілки). Числові т.е.р.с.-вектори (суцільні стрілки) відображають напрям зміни термоелектричних властивостей окремих кристалів піриту-II, набутих упродовж їхнього росту. Жирною пунктирною стрілкою показано загальну тенденцію зміни термоелектричних властивостей піриту-II рудопрояву Білий Потік

Отже, пірит ранніх генерацій відрізняється від піриту продуктивної генерації, а інколи і від пізніших генерацій за комплексом ознак (морфологічними та морфометричними характеристиками, складом елементів-домішок, послідовністю кристалізації його простих форм, термоелектричними властивостями та орієнтуванням числових т.е.р.с.-векторів у системі координат РВ– $\alpha_{\text{ср}}$).

Виявлені типоморфні особливості різновікових генерацій піриту дають змогу відрізнити пірит-I (сформований із допродуктивної порції флюїду) від піриту-II, що кристалізувався водночас із золотом (із продуктивної порції флюїду). Це ми використали як критерій для прогнозування золотого зруденіння в Рахівському рудному районі.

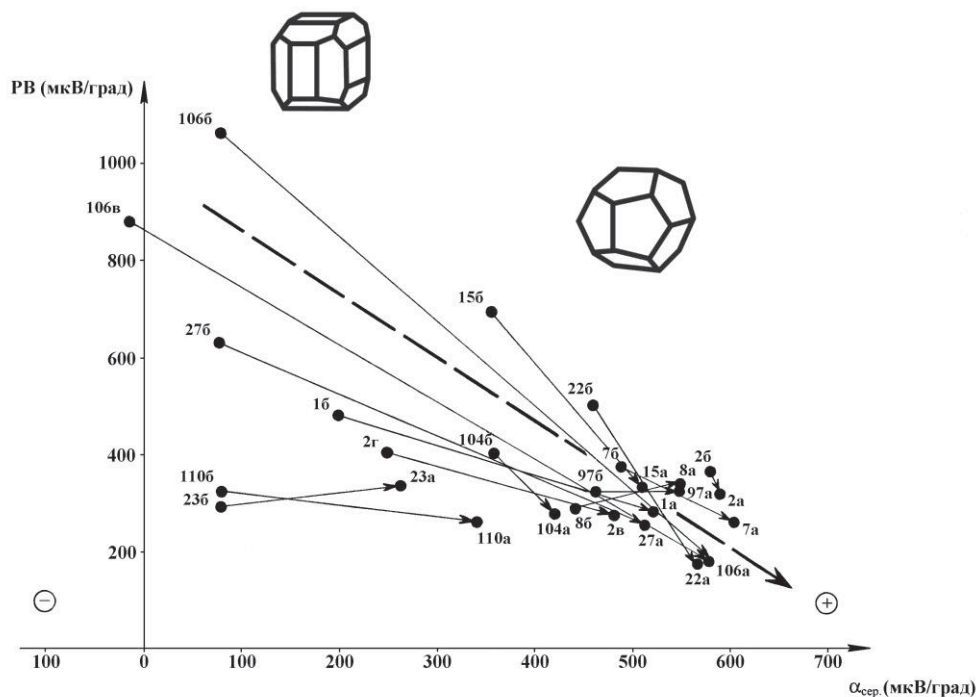


Рис. 5. Зміна розмахів вибірок (РВ) та середніх значень термо-е.р.с. ($\alpha_{ср.}$) піриту-II від внутрішніх ділянок кристалів (початок стрілки) до зовнішніх (кінець стрілки). Числові т.е.р.с.-вектори (суцільні стрілки) відображають напрям зміни термоелектричних властивостей окремих кристалів піриту-II, набутих упродовж їхнього росту. Жирною пунктирною стрілкою показано загальну тенденцію зміни термоелектричних властивостей піриту-II рудопрояву Білий Потік

Зважаючи на те, що морфологію та морфометрію піриту можна визначити ще під час польових робіт, а вимірювання значень термо-е.р.с. цього мінералу є досить експресним, використання цього критерію є досить вигідним і може передувати докладним термобарогеохімічним дослідженням [1, 9, 10].

Очевидно, що за цим мінералого-фізичним критерієм можна експресно виявляти ділянки, перспективні стосовно корисного компонента.

Однак щодо застосування типоморфних властивостей піриту як критерію золотоносності потрібно виявляти певну обережність, адже різні золоторудні об'єкти

відрізняються між собою значеннями термо-е.р.с., особливостями комбінування простих форм піриту і навіть кількістю генерацій цього мінералу. Тому на кожному досліджуваному рудопрояві прогностичні рішення треба приймати тільки після проведення докладних досліджень піриту, визначення кількості генерацій цього мінералу, послідовності їхнього росту тощо й обов'язково в комплексі з термобарогеохімічними та іншими матеріалами.

Галеніт. Галеніт, як відомо, практично на всіх золоторудних родовищах тісно асоціює із золотом. Відповідно до мінералого-генетичного критерію, наведеного вище, цей мінерал є майже безпосередньою ознакою, що свідчить про наявність золота на ділянках його поширення. Водночас галеніт асоціює із золотом практично на всіх гіпсометричних рівнях рудних стовпів: верхньорудному, рудному та нижньорудному [3, 11, 13]. Важливо те, що за термоелектричними властивостями галеніт верхньо- та нижньорудних ділянок виразно відрізняється. Наші попередники [9, 11] на прикладі Баарун-Холбинського золоторудного родовища довели, що середні значення термо-е.р.с. галеніту закономірно змінюються у напрямі від верхніх горизонтів рудних стовпів до нижніх. Значення електронної термоелектропровідності галеніту поступово знижуються від верхніх горизонтів (-450 мкВ/град.) до нижніх (-390 мкВ/град.). У підрудних ділянках рудних тіл цього родовища значення термо-е.р.с. галеніту не перевищували -100 мкВ/град., а в надрудних – завжди були вищими за -800 мкВ/град.

Під час дослідження термоелектричних властивостей галеніту родовища Сауляк доведено, що на рівні горизонту штольні №1 значення термо-е.р.с. виділень цього мінералу, що безпосередньо асоціюють з золотом, становлять -270 мкВ/град. (від -360 до -110 мкВ/град.; рис. 6).

Середні значення термо-е.р.с. галеніту із рудопрояву Камінь-Кльовка становлять -455 мкВ/град. (від -740 до -180 мкВ/град.); рудопрояву Білий Потік -320 мкВ/град. (від -380 до -260 мкВ/град.); Банський -485 мкВ/град. (від -660 до -230 мкВ/град.).

Закономірності, виявлені під час дослідження термоелектричних властивостей галеніту, поширеного на рудопроявах Рахівського золоторудного району з урахуванням матеріалів наших попередників [9], використано як критерій для оцінки рівня ерозійного зрізу досліджуваних рудних тіл. Якщо значення термо-е.р.с. галеніту досліджуваного рудного тіла не перевищують -100 мкВ/град., то можна вважати, що це рудне тіло є глибоко еродованим, і навпаки, якщо значення термо-е.р.с. галеніту на досліджуваному рівні рудного тіла становлять понад -800 мкВ/град., то досліджуваний рівень є надрудним, а глибокі горизонти рудного тіла перспективні на золото.

Ураховуючи, що середні значення термо-е.р.с. галеніту із рудопрояву Камінь-Кльовка становлять -455 мкВ/град.; Білий Потік -320 мкВ/град.; Банський -485 мкВ/град., ми припускаємо високу перспективність глибоких горизонтів цих рудопроявів.

Отже, розроблено комплекс мінералого-генетичних, геолого-структурних, термобарогеохімічних та мінералого-фізичних пошуково-оцінювальних критеріїв золотого зруденіння Рахівського рудного району, серед яких головними сприятливими є:

– поширення продуктивних мінеральних асоціацій та сингенних з ними флюїдних включень;

– вуглекислотно-водний склад мінералотворних флюїдів, за включеннями в мінералах, густина яких не перевищує $0,5 \text{ г/см}^3$;

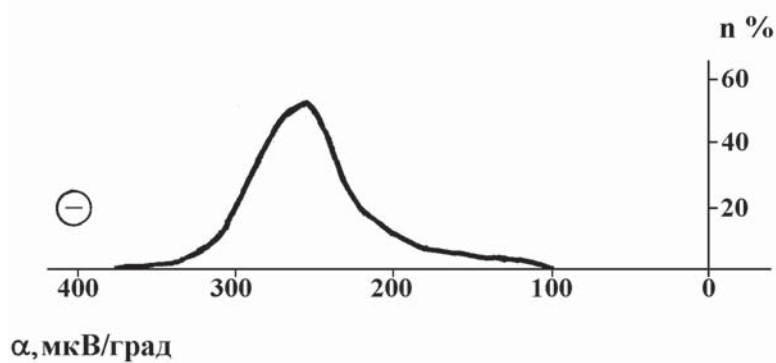
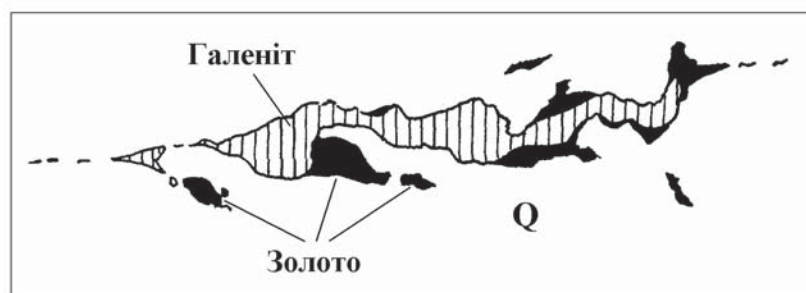


Рис. 6. Прожилок галеніту із золотом у кварці та варіаційна крива значень термо-е.р.с. галеніту (родовище Сауляк)

– середньотемпературні умови мінералоутворення ($280\text{--}120 \text{ }^\circ\text{C}$);

– поширення та послідовність (від {100} + {210} до {210}) кристалізації комбінованих форм піриту, яким властиві: переважно *np*- і *p*-провідність та числові вектори росту (у системі координат $PB-\alpha_{cep}$) орієнтовані у бік вищих значень діркової провідності;

– наявність галеніту, значення термо-е.р.с. якого становить понад -800 мкВ/град.;

– серединні та периферійні блоки у секторах радіально-кільцевих структур (насамперед Сауляцької).

СПИСОК ВИКОРИСТАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ

1. Князев Г. И., Куделя В. К. Полупроводниковые свойства галенитов и пиритов как критерий условий рудообразования. Киев : Наук. думка, 1969. 115 с.; Попивняк И. В. Об использовании типоморфных признаков пирита в поисковой и оценочной практике // Минералог. сб. Львовск. ун-та. Львов : Изд-во Львов. ун-та, 1976. № 30. Вып. 1. С. 39–46.
2. Колодій О. М., Колодій Е. О., Нечепуренко О. О., Попивняк І. В., Шклянка В. М. Структурно-мінералогічна зональність Рахівського золоторудного району та прогноз нових рудовмісних зон (за геоіндикацією космознімків і топомінералогічним аналізом) // Наукові основи прогнозування, пошуків та оцінки родовищ золота: Матеріали міжнар. наук. конф. Львів, 1999. С. 70–71.
3. Лазько Е. М., Ляхов Ю. В., Пизнюр А. В. Физико-химические основы прогнозирования постмагматического оруденения. Москва : Наука, 1981. 286 с.; Термобарогеохимия золота / Ю. В. Ляхов, Н. Н. Павлунь, А. В. Пизнюр, И. В. Попивняк. Львів: Світ, 1995. – 280 с.
4. Лазько Е. М., Ляхов Ю. В. К вопросу о температурной систематике постмагматических месторождений // Зап. Всесоюз. минерал. об-ва. 1968. Ч. 97. С. 364–367.
5. Лазько Е. М., Ляхов Ю. В. О температурной систематике постмагматических месторождений и прогнозирования оруденения на основе данных термобарогеохимии // Изв. ВУЗов. Геол. и разведка. 1976. № 5. С. 33–52.
6. Ляхов Ю. В. Термобарогеохимические исследования температурно-фациальной зональности, их значение для поисков и оценки гидротермальных рудных месторождений // Использование методов термобарогеохимии при поисках и изучении рудных месторождений. Москва, 1982. С. 213–220.
7. Майське золоторудне родовище (геологія, речовинний склад руд, модель утворення) / Бобров О. Б., Сіворонов А. О., Меркушин І. Є. та ін. Дніпропетровськ : Вид-во 2000. – 186 с.
8. Методические рекомендации по использованию электрических свойств рудных минералов для изучения и оценки эндогенных месторождений / Красников В. И., Фаворов В. А., Суматохин В. А. и др. Ленинград : ВСГЕИ, 1983. 91 с.

9. Опыт использования типоморфных особенностей пирита при оценке глубоких горизонтов одного из золоторудных месторождений Восточного Саяна / Попивняк И. В., Ясинская А. А., Зирченко Ю. П. и др. / Минералогич. сб. Львов. ун-та. Львов : Изд-во Львов. ун-та, 1985. № 39. Вып. 1. С. 21–31.
10. Попівняк І. В. Фізико-хімічне моделювання флюїдодинамічних рудогенеруючих палеосистеми та прогнозування пов'язаного з ними зруденіння (на прикладі родовищ золота) : автореф. дис. ... д-ра геол. наук. Львів, 2002. 50 с.
11. Попівняк І. В. Комплекси термобарогеохімічних критеріїв золотого зруденіння та особливості їх реалізації у прогнозно-пошуковій практиці // Праці наук. товариства імені Шевченка: матеріалознавство і механіка матеріалів, хемія, медицина, екологія, екотехнології. 1998. Т.11. С. 638–667.
12. Попівняк І., Ціхонь С., Олійник Т., Ніколенко А., Ніколенко П., Марусяк В. Фізико-хімічні умови і стадійність формування золоторудного родовища Сауляк (Рахівський рудний район) // Мінерал. зб. 2006. № 56. Вип. 1–2. С. 76–97.
13. Термобарогеохимия золота / Ю. В. Ляхов, Н. Н. Павлунь, А. В. Пизнюр, И. В. Попивняк. Львів : Світ, 1995. 280 с.
14. Ціхонь С. І. Мінералогічна зональність золотого зруденіння Рахівського рудного району // Вісн. Львів. ун-ту. Сер. геол. 2003. Вип. 17. С. 69–85.
15. Ціхонь С. І., Попівняк І. В., Гонко Л. М., Костюк О. П., Марусяк В. П., Школка В. В. Фізико-хімічні умови формування рудопрояву Камінь-Кльовка (Рахівський рудний район, Закарпаття) // Вісн. Львів. ун-ту. Сер. геол. 2004. Вип. 18. С. 247–255.
16. Ціхонь С. І., Попівняк І. В., Городечний А. І. Кристаломорфогенетичні ряди піриту різновікових генерацій золоторудних об'єктів Рахівського рудного району // Мінерал. зб. 2004. № 54. Вип. 1. С. 77–86.
17. Ціхонь С. І. Фізико-хімічні умови розвитку та зональність гідротермального зруденіння Рахівського золоторудного району (за даними термобарогеохімічних та мінералого-фізичних досліджень) : автореф. дис. ... канд. геол. наук. Львів, 2004. 24 с.
18. Шер С. Д. Металлогения золота. Москва : Наука, 1974. 255 с.

Стаття: надійшла до редакції 13.01.2021
прийнята до друку 12.02.2021

КОЛЕКЦІЯ НЕРУДНОЇ СИРОВИНИ МУЗЕЮ РУДНИХ ФОРМАЦІЙ ЛЬВІВСЬКОГО НАЦІОНАЛЬНОГО УНІВЕРСИТЕТУ ІМЕНІ ІВАНА ФРАНКА

**Микола Павлунь, Олег Гайовський, Сергій Ціхонь, Олександр Шваєвський,
Лариса Сливко, Уляна Луцк**

*Львівський національний університет імені Івана Франка,
вул. Грушевського, 4, Львів, Україна, 79005
e-mail: ogayovskiy@gmail.com*

Схарактеризовано колекцію неметалевої (нерудної) сировини, яка наявна в експозиціях Музею рудних формацій. Описано зразки із родовищ сірки, натрієвої та калієвої солей, апатиту, фосфоритів, флюориту, хризотил-азбесту, графіту, слюди, барію, стронцію, п'єзооптичної та керамічної сировини.

Ключові слова: зразки, експозиція, колекція, родовище.

Неметалеві корисні копалини досить широко представлені в експозиції Музею рудних формацій. Частину взірців виставлено у тематичних вітринах (сірка, солі, хризотил-азбест та ін.), решта зберігаються у фондах а також є частиною навчальних колекцій музею. Варто також зазначити, що деякі мінерали, що містять нерудний компонент генетично, тісно пов'язані з рудними формаціями і формують комплексні родовища. Прикладом такого поєднання є апатит-магнетитова рудна формація. Тому окремі нерудні мінерали та породи виставлено в експозиціях металевих корисних копалин.

Колекція формувалася впродовж усього часу існування музею. Більшість взірців надійшли від співробітників геологічного факультету, які працювали на різних родовищах, решта – мінерали та руди зібрані студентами під час проходження навчальних та виробничих практик. Дуже багато експонатів подаровані випускниками геологічного факультету.

Звичайно є певні вимоги до зразків, як-от розмір, мінеральний склад, структурно-текстурні особливості. Окремі зразки є з так званих генотипних родовищ, які найкраще характеризують певний геолого-промисловий тип. Величезна кількість зразків має не лише наукове, а й історичне значення, оскільки родовища, із яких вони були відібрані, уже відпрацьовані. Усього для експозиції нерудної сировини залучено вісім вітрин; загальна кількість зразків, які ілюструють неметалеві корисні копалини – понад 400.

Однією з найбільш представницьких є експозиція руд сірки, яка розміщена в окремій скляній вітрині. Більшість колекції це зразки із родовищ Передкарпатського сірконосного басейну, який простягається від території Польщі до Румунії. У межах території України відомо понад 20 родовищ із запасами сотні мільйонів тонн. Це

родовища осадового походження, локалізовані у карбонатних та сульфатних неогенових відкладах.

Найбільша кількість кам'яного матеріалу із Роздільського, Язівського та Подорожнянського родовищ, що на Львівщині. Зразки чудово ілюструють структурно-текстурні та речовинні особливості руд сірки, а саме:

- гніздоподібні виділення прихованокристалічної сірки (Роздільське родовище);
- смугасті виділення самородної сірки і кальциту серед вапняку Роздільського родовища на Львівщині (рис. 1);



Рис 1. Виділення самородної сірки і кальциту смугастої текстури у вапняках Роздільського родовища (Львівська область)

- друзи кристалів сірки у кавернах вапняку (Подорожнянське родовище);
- крупнокристалічні сірчані руди (Язівське родовище);
- друза пірамідальних кристалів сірки та стовпчастих кристалів гіпсу з присипками метацинабариту з Гаурдакського родовища, що в Туркменістані.

Особливої уваги заслуговують зразки, що ілюструють руди сірки вулканогенного походження. Родовища такого типу відомі у регіонах розвитку молодого вулканізму. Світові запаси цих родовищ становлять до 10 % від усіх запасів сірки. Надзвичайно цікавими є зразки із родовища Нове, що на острові Ітуруп (Курильська гряда островів), де внутрішню поверхню каверни виповнює кірка сірки. Вулканогенне походження у вигляді вкраплень сірки у туфобрекчії ілюструють зразки з острова Парамушир (Курильська гряда).

Наступною експозицією, яка характеризує гірничо-хімічну та агрономічну сировину, є вітрина, де представлені зразки із родовищ натрієвої та калійної солі, апатиту, фосфоритів та флюориту.

Тут представлений кам'яний матеріал з соляних родовищ України, де запаси натрієвої солі становлять понад 16 млрд тонн, а калійно-мігнієвих солей – 150 млн тонн, зокрема:

- крупно- і середньозернисті масивні агрегати галіту з Артемівського родовища (Донбас);
- сильвінові руда з галітом, калійна масивна руда (Калуське родовище);
- волокнистий полігаліт з включеннями галіту (Калуське родовище);

– масивна каїніт-лангбейнітова руда зі Стебницького родовища.

Представницькою є колекція апатитових руд, які є сировиною для агрохімічної промисловості. На полицях вітрини розміщені зразки магматогенного походження (апатит-нефелінові руди) із родовищ Хібінського масиву, що на Кольському півострові та родовища Слюдянка (Прибайкалля). У колекції представлені:

– крупнозернистий та середньозернистий масивний апатит, смугасті вкраплення апатитової руди, мікроскладки в апатит-уртитовій руді із родовищ Хібінського масиву (рис. 2);

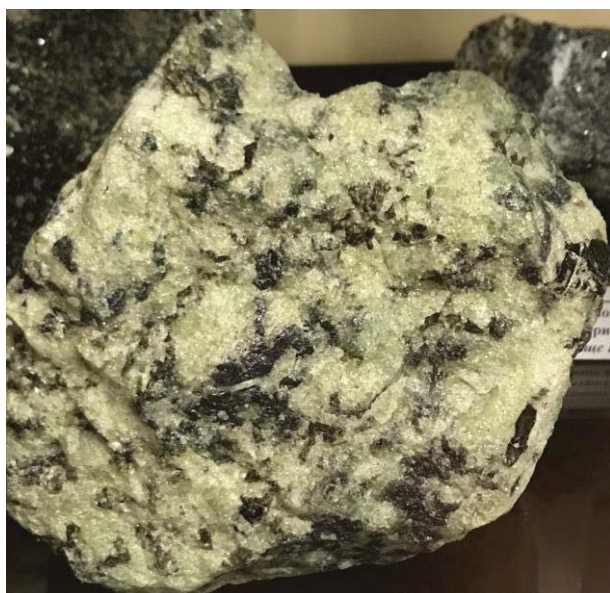


Рис. 2. Середньозерниста масивна апатит-уртитова руда Хібінського масиву

– нефелін-евдіалітові руди (Кольський пів-ів) з колекції Є. Ф. Повстена;
– крупнозернисті агрегати апатиту і кальциту з родовища Слюдянка (Прибайкалля).

Іншим представником групи агрохімічної сировини є родовища фосфоритових руд. Це переважно конкреції та жовна фосфоритів із родовищ України та Казахстану (Каратауське родовище). Надзвичайно цікавими є зразки фосфоритів із Гірського Криму з колекції доцента Білоніжки П. М., які мають важливе мінералого-седиментаційне значення для розуміння природи крейдово-палеогенових відкладів.

Справжньою окрасою музею є колекція флюориту, у якій представлено:

– зональні жили флюориту з родовища Абагайтуй (Забайкалля);
– тичкувато-кокардові агрегати флюориту з родовища Калангуй (Східне Забайкалля);
– мономінеральний смугасто-тичкуватий флюорит Абагайтуй (Забайкалля);
– кубічні кристали флюориту з Хайдарканського рудного поля, що у Киргизії;
– цікавою є кальцит-флюорит-джаспероїдна брекчія з Чаувайського рудного поля (Киргизія).

Окремі зразки мають відполіровану поверхню, на якій проявлено зональність, химерні візерунки, що свідчить про можливість використання флюориту у мистецьких виробках.

У колекції музею представлені зразки рідкісного благородного тальку з Шабровського родовища тальк-магнезитового каменю (Урал) та тальк-карбонатні агрегати з Онотського родовища (Східні Саяни).

Окрему експозицію присвячено азбесту, де представлено:

- сплутано-волокнистий родусит-азбест з родовища Кумола (Казахстан);
- сплутано-волокнистий агрегат актиноліт-азбесту у кварці (родовище Горбунівське, Урал);
- хризотил-азбестова руда після збагачення марки Ж-2-20;
- прожилки повздожньо-волокнистого хризотил-азбесту в серпентиніті та паралельні жилки косоволокнистого хризотил-азбесту з Баженівського родовища на Уралі (рис. 3);



Рис. 3. Косоволокнисті агрегати хризотил-азбесту в серпентиніті Баженівського родовища

- складні облямовані жили хризотил-азбесту в серпентиніті серед перидотитів (Баженівське родовище, Урал);
- дрібна мережа пересічень хризотил-азбесту в серпентинізованому перидотиті (Баженівське родовище, Урал);
- жили потужністю 6–8 см паралельно-волокнистого амфібол-азбесту в туфопісковіку (Памір).

Колекція руд графіту представлена зразками з Завалівського родовища на Побужжі, оскільки Україна посідає друге місце у світі за запасами (7,8 млн тонн). На вітрині також є зразки мономінерального крупнолускуватого графіту з родовища Боївка на Уралі.

Досить представницькою є колекція слюди, зокрема:

- крупні кристали флогопіту з родовища Слюдянка у Прибайкаллі;
- кристали флогопіту (родовище Гулінське, Анабарський щит);

– олівін-флогопітова порода та крупні кристали флогопіту з Ковдорського родовища на Кольському п-ві;

– кристали мусковіту високої якості в асоціації з польовим шпатом та шерлом в пегматитах з Мамсько-Чуйського слюдоносного району у Східному Сибіру.

Справжньою окрасою колекції є кристал мусковіту розміром 40x60 см з Мамського родовища.

У цій вітрині також представлені кристали данбуриту $\text{Ca}_2\text{B}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ та крупнозернистий датоліт $\text{CaBSiO}_4(\text{OH})$ з Дальногірського родовища у Примор'ї, метаколоїдний агрегат пандерміту $\text{Ca}_4\text{V}_{10}\text{O}_{19}\cdot 7\text{H}_2\text{O}$ (родовище Індер у Казахстані).

Магнетитові руди представлені зразками з прожилками та плямистими виділеннями променистого магнетиту з Сатківського родовища на Уралі.

Руди корунду представлені агрегатами дрібнозернистого корунду, кварцу, андалузиту і мусковіту з родовища Семис-Бугу (Казахстан) та корундовмісним вторинним кварцитом з масиву Жанеб у Казахстані.

Незважаючи на те, що барій та стронцій є лужноземельними металами, вони є компонентами гірничо-хімічної сировини та часто просторово та генетично пов'язані з нерудною сировиною. Представницькою є колекція руд барію та стронцію з родовищ України та Закавказзя. Це переважно агрегати крупнокристалічного та жили променисто-призматичного бариту з Білоріченського родовища (Північний Кавказ), барит, що формує післярудні жили на Мандеульському (Грузія) сульфідному родовищі. Цікавими з огляду на походження є зразки жильного бариту з Джалаїрського родовища у Казахстані.

Добре представлені у колекції музею руди стронцію, головним мінералом для якого є целестин. В експозиції представлені жили тичкуватого целестину та кристалічної сірки, друзі великих таблитчастих кристалів целестину у сірконосному вапняку з Язівського родовища (Україна). Унікальним за своїми розмірами є агрегат крупнокристалічного бариту з вітеритом з родовища Елісу (Туркменія). На вітрині розміщені зразки жильного бариту з родовища Джалаїр (Казахстан) та шітки целестину у зоні вилугування вапняків з родовища Арик (Середня Азія). Морфологію целестину ілюструє кристал розміром 14x9 см з Язівського родовища (дар М. Павлуня).

Колекцію п'єзооптичної та керамічної сировини (понад 60 зразків) розміщено у найбільшій скляній вітрині музею. Тут представлені переважно окремі кристали моріону вагою близько 5 кг, гірського кришталю (рис. 4), раухтопазу, аметисту, топазу, ісландського шпату (рис. 5), кальциту, польового шпату. Більшість зразків з Володарськ-Волинської групи родовищ (Україна), є також експонати з Приполярного Уралу та Паміру.



Рис. 4. Здвоєний кристал гірського кришталю



Рис. 5. Ромбоєдр медового ісландського шпату

Завершуючи цей короткий опис колекції нерудної сировини Музею рудних формацій, варто зазначити, що експозиція є унікальною і викликає зацікавлення не лише у фахівців. З великим інтересом оглядають колекцію школярі різного віку, студенти різних спеціальностей та звичайні громадяни, яким не байдужий світ мінералів та гірських порід. Величезна кількість зразків міститься у фондах і потребують детального вивчення з метою подальшого експонування на вітринах музею та обміну з іншими природничими музеями.

СПИСОК ВИКОРИСТАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ

1. Закриті фонди музею рудних формацій – цінність та унікальність експозицій / М. Павлунь, Л. Сливко, О. Гайовський [та ін.] // *Фундаментальне значення і прикладна роль геологічної освіти і науки : Міжнар. наук. конф., присвячена 70-річчю геол. ф-ту Львів. нац. ун-ту ім. Івана Франка : матеріали*. Львів: ЛНУ ім. Івана Франка, 2015. – С. 167–170.
2. *Лазько Є. М.* Ендогенні рудні формації. Львів: ВЦ ЛНУ імені Івана Франка, 2004. 121 с.
3. *Павлунь М.* Музей рудних формацій – важлива наукова і навчально-дидактична складова якісної підготовки фахівців-геологів // *Мінералогія: сьогодення і майбуття : 8 наук. читання імені акад. Є. Лазаренка [присвячено 150-річчю заснування каф. мінералогії у Львів. ун-ті] : матеріали*. Львів–Чинадієво : ВЦ ЛНУ імені Івана Франка, 2014. С. 179–181.
4. Музей рудних формацій геологічного факультету Львівського національного університету імені Івана Франка. Рудні формації металевих корисних копалин / М. Павлунь, О. Гайовський, Л. Сливко [та ін.] // *Вісник Львів. ун-ту. Сер. геол.* 2017. Вип. 31. С. 195–220.
5. Музей рудних формацій – єдине у Європі науково-дидактичне зібрання штуфів руд металевих і неметалевих корисних копалин / М. Павлунь, О. Гайовський, Л. Сливко [та ін.] // *Зелені Карпати*. 2017. № 1–4. 116–123.

6. Музей рудних формацій – єдине у Європі науково-дидактичне зібрання штуфів руд металевих і неметалевих корисних копалин / М. Павлунь, О. Гайовський, Л. Сливко [та ін.] // Зелені Карпати. 2018. № 1–4. 115–122.

7. *Pavlun M. M., Slyvko L. M., Haiovskyi O. V.* Reserve funds of ore formations museum – the value and uniqueness of the museum exposition // Мінерально-сировинні багатства України : шляхи оптимального використання : 7 наук.-практ. конф. : матеріали. Хорошів, 2018. С. 104–109.

8. Музей рудних формацій – унікальна національна і науково-культурна спадщина / М. Павлунь, С. Ціхонь, Л. Сливко [та ін.] // Геотуризм : практика і досвід : III Міжнар. наук.-практ. конф. : матеріали. Львів : Каменяр, 2020. С. 160–162.

*Стаття: надійшла до редакції 13.01.2021
прийнята до друку 12.02.2021*

COLLECTION OF NON-METALLIC RAW MATERIALS OF THE MUSEUM OF ORE FORMATIONS OF IVAN FRANKO NATIONAL UNIVERSITY OF LVIV

**M. Pavlun, O. Haiovskyi, S. Tsikhon,
O. Shvaievskyi, L. Slyvko, U. Lushchak**

*Ivan Franko National University of Lviv,
Hrushevskij Str., 4, Lviv, Ukraine, 79005
e-mail: ogayovskyi@gmail.com*

The article characterizes the collection of non-metallic raw materials, which is available in the expositions of the Museum of Ore Formations. Samples from deposits of sulphur, sodium and potassium salts, apatite, phosphorites, fluorite, chrysotile asbestos, graphite, mica, barium, strontium, piezooptical and ceramic raw materials are described.

Key words: samples, exposition, collection, deposit.

УДК 556.38 (477.8)

DOI: <https://doi.org/10.30970/vgl.35.04>

ПРОСТОРОВО-ЧАСОВІ ЗМІНИ ХІМІЧНОГО СКЛАДУ ПІДЗЕМНИХ ВОД ЦЕНТРАЛЬНОЇ ЧАСТИНИ ЛЬВОВА

Петро Волошин, Надія Кремень

*Львівський національний університет імені Івана Франка,
вул. Грушевського, 4, Львів, Україна, 79005
e-mail: petro.woloshyn@gmail.com; nadiya.kremin@lnu.edu.ua*

Охарактеризовано гідрогеологічні умови центральної частини Львова, характер та інтенсивність антропогенного навантаження, оцінено ступінь захищеності водоносних горизонтів від забруднення, проведено просторово-часовий аналіз змін хімічного складу підземних вод.

Підземні води урбанізованих територій зазнають суттєвих змін щодо хімічного складу, гідродинамічних властивостей, що виключає цей ресурс з господарського використання, зумовлює їхню агресивність до будівельних конструкцій, провокує розвиток небезпечних геологічних процесів.

Територія досліджень розташована у Львівській улоговині, утвореній долиною р. Полтва та її допливами. Підземні води досліджуваної території представлені строкатим комплексом четвертинних відкладів та накопичень верхньої крейди. Четвертинний водоносний горизонт поширений локально й простежується лише в межах днища Львівської улоговини. Цей горизонт є незахищеним від антропогенного забруднення. Верхньокрейдний водоносний горизонт приурочений до тріщинуватих мергелів та належить до категорії недостатньо захищених. Завдяки наявності фільтраційних вікон між четвертинним і верхньокрейдним водоносними горизонтами існує гідравлічний зв'язок.

З метою виявлення зв'язку просторово-часових змін хімічного складу підземних вод з характером та інтенсивністю антропогенного навантаження було використано такі компоненти хімічного складу підземних вод, як загальна мінералізація, вміст гідрокарбонатів, сульфатів, амонійного азоту та хлоридів.

З'ясовано, що найбільших антропогенних змін хімічного складу зазнали практично незахищені води четвертинного водоносного горизонту. Максимальні його зміни фіксують у сфері впливу полтвинського каналізаційного колектора. Води верхньокрейдного водоносного горизонту найбільше змінені у північно-східній частині ділянки, у районі близького від поверхні залягання мергелів, перекритих лише техногенними накопиченнями. Виявлено суттєві сезонні зміни вмісту хлору у водах четвертинного водоносного горизонту.

Ключові слова: хімічний склад підземних вод, захищеність, антропогенне навантаження, гідрогеологічні умови.

Підземні води є однією з найдинамічніших і найвразливіших складових геологічного середовища, яке в масштабі реального часу реагує на зміни природних і природно-

антропогенних чинників. Під впливом антропогенного тиску вони зазнають значного метаморфізму, змінюють умови живлення, руху, розвантаження, хімічний склад та фізичні властивості. Особливо це стосується урбанізованих територій, у тім числі м. Львова, де діють майже всі типові для міського середовища чинники впливу.

До таких чинників належать: забруднення атмосферного повітря, високий рівень техногенного покриття поверхні, використання різного типу солей для боротьби з ожеледицею, втрати з водоносних мереж тощо.

Надмірне забруднення підземних вод на урбанізованих територіях виключає цей ресурс з господарського використання, викликає їхню агресивність до будівельних конструкцій, провокує розвиток небезпечних геологічних процесів.

Питання зміни гідрохімічного складу підземних вод в умовах техногенезу на території м. Львова розглянуто в публікаціях [1–7]. У них висвітлено особливості змін гідродинамічного режиму підземних вод, порівняння їхнього хімічного складу у межах центральної частини та периферійних районів міста тощо. Проте просторово-часові зміни їхнього хімічного складу залишаються недостатньо вивченими.

Метою дослідження був аналіз закономірностей змін хімічного складу підземних вод четвертинного і верхньокрейдового водоносних горизонтів під впливом основних чинників антропогенного впливу, характерних для міського середовища.

Для досягнення поставленої мети вирішували такі завдання:

- аналіз гідрогеологічних умов досліджуваної ділянки;
- оцінка ступеню захищеності водоносних горизонтів;
- оцінка характеру та інтенсивності антропогенного навантаження;
- просторово-часовий аналіз змін хімічного складу.

Фактографічною базою досліджень слугували хімічні аналізи проб води, відібрані з моніторингових свердловин протягом останніх років.

Моніторингові свердловини охоплюють 16 точок комплексного дослідження. У кожній точці влаштовано по дві свердловини. Одну з яких закладено у четвертинний, другу – у верхньокрейдовий водоносний горизонт. Свердловини розміщені у вигляді трьох поперечників, орієнтованих перпендикулярно до долини р. Полтва (рис. 1).

У відібраних пробах води було визначено вміст основних іонів макроелементів, показники кислотно-лужної рівноваги, загальної мінералізації та загальної і карбонатної жорсткості.

З метою оцінки впливу основних чинників на стан підземних вод проаналізовано ступінь техногенного навантаження на геологічне середовище, визначено інтенсивність транспортних потоків та щільність водоносних мереж.

Центральна частина міста розташована у Львівській улоговині, утвореній долиною р. Полтва та її притоками. Дно улоговини є плоскодонною заплавною терасою річки шириною 500–800 м. Рельєф досліджуваної ділянки зазнав значних змін і фактично повністю сконструйований людиною.

Строкатий комплекс четвертинних відкладів та накопичень верхньої крейди є під впливом будівель і споруд.

Четвертинний водоносний горизонт поширений локально. Він простежується лише в межах днища улоговини (заплави р. Полтви). Води горизонту сформувалися на глинистому елюві мергелів. Вони безнапірні, головно, залягають на глибинах 3–5 м.

Живлення горизонту відбувається завдяки інфільтрації атмосферних опадів, незначному за обсягом боковому підтоку вод із суміжних ділянок, частковому перетоку з крейдового горизонту та витоків з водоносних інженерних мереж.

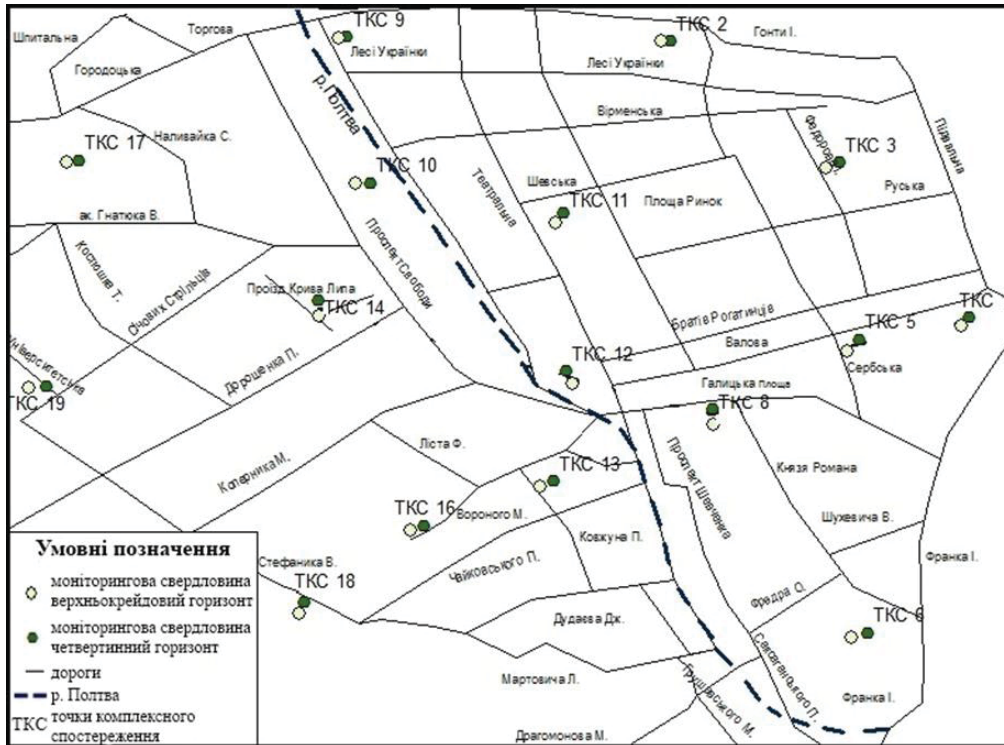


Рис. 1. Картохема розташування точок комплексного спостереження
Fig. 1. Map of the location of complex observation points

Верхньокрейдовий водоносний горизонт поширений на всій території. Він приурочений до тріщинуватих мергелів. Від четвертинних вод він відділений товщею мергелистих глин потужністю від 0,7 до 12,0 м. Глибина залягання п'єзометричного рівня змінюється від 3–6 до 20 м.

Горизонт характеризується напором, величина якого коливається залежно від положення в рельєфі, від 0,0 до 10,3 м, і пересічно становить 2,0–4,0 м.

Живлення його змішане: атмосферне та внаслідок часткового перетоку вод четвертинного водоносного горизонту [1].

Грунтові води практично не захищені від антропогенного забруднення. Зона аерації, потужність якої не перевищує, головню, 4 м, повністю складена вкрай неоднорідною, сильно забрудненою, добре водопроникною товщею ґрунтів культурного шару.

Не мають надійного захисту й артезіанські води. На ділянках з досить великою (5,0–10,0 м) потужністю мергелистих глин вони слабкозахищені. На схилах улоговини, де

четвертинного покриття немає, цей горизонт є першим від поверхні і зовсім незахищений від забруднення.

Найбільше техногенне навантаження простежується в районі Площі Ринок та прилеглих до неї ділянок, для яких характерний щільний тип забудови та високий ступінь антропогенного покриття. Елементи забудови щільно прилягають один до одного, утворюючи замкнутий простір усередині кварталу. Значна частина території зайнята водонепроникними покриттями і забудована спорудами, слабо розвинута система озеленення. Сумарна площа ділянок під будівлями, вуличним покриттям тощо сягає 80–90 %. На цій території поверхневий стік дощових і талих вод майже повністю поглинається каналізацією. Інша ситуація простежується на ділянках, де значну територію займають парки та сквери (г. Цитадель, сквер “На Валах”, парк імені Івана Франка).

Транспортна мережа характеризується радіальним вуличним плануванням та недостатньою шириною вулиць (4–10 м), що спричиняє додаткове техногенне навантаження та скупчення великої кількості автотранспорту. Загальна довжина транспортних мереж становить 8 971 м. Найбільша питома щільність дорожнього покриття на 1 га характерна для ділянок, прилеглих до Площі Ринок (вулиці Краківська, Лесі Українки, Театральна та ін.), тут вона становить 410 м/га, а також для вулиць, прилеглих до пр. Свободи та вул. Коперника – 406 м/га.

Інша ситуація простежується в районі г. Цитадель, яка розташована між вулицями Стефаніка та Драгоманова, де питома щільність дорожнього покриття становить 148 м/га, та поблизу скверу “На Валах” (вул. Підвальна) – 146 м/га.

Загальна довжина каналізаційних колекторів становить 20,5 км, а водогонів – 57 км. Русло р. Полтва повністю каналізоване.

З метою виявлення зв'язку просторово-часових змін хімічного складу підземних вод з характером та інтенсивністю антропогенного навантаження використовували такі компоненти хімічного складу підземних вод, як загальна мінералізація, вміст гідрокарбонатів, сульфатів, амонійного азоту та хлоридів.

Загалом води четвертинного водоносного горизонту в центральній частині міста характеризуються підвищеною мінералізацією, коливання якої відбуваються в широкому діапазоні – від 478 до 3 370 мг/л. Максимальні показники (понад 3 000 мг/л) зафіксовано у західній частині території дослідження (поблизу парку ім. Івана Франка та г. Цитадель) – свердловини 19 (3 370 мг/л), 18 (3 005 мг/л). Зони підземних вод з мінералізацією понад 2 000 мг/л поширені фрагментарно у вигляді широкої смуги, прилеглої до каналізованого русла р. Полтви. Для цих ділянок збільшення мінералізації відбувається завдяки високим концентраціям іонів SO_4^- та, дещо меншою мірою, іонів Cl^- . Найменша концентрація простежується у східній частині міста (район вул. Сербської) – свердловина 5 (478 мг/л).

Зміни вмісту іонів SO_4^- певною мірою корелюються із загальною мінералізацією. Найвищі абсолютні значення вмісту сульфатів з перевищенням ГДК у п'ять разів зафіксовано поблизу парку ім. Івана Франка (1 627 мг/л) та г. Цитадель (1 693 мг/л). У багатьох свердловинах, розташованих поблизу каналізаційного колектора р. Полтва, також зафіксовано високий вміст сульфатів, який перевищує ГДК у 2–3 рази. Натомість у північно-східній та південно-східній частині міста вміст іонів SO_4^- варіюється в межах 46–105 мг/л.

Концентрація гідрокарбонат-іона змінюється в межах 305–1 156 мг/л, переважають значення 555–817 мг/л. У просторовому розміщенні максимум простежується у свердловині 10 (пр. Свободи), мінімум – свердловині 3 (вул. І. Федорова).

Вміст хлоридів переважно не перевищує 113 мг/л і практично всюди розташований у межах ГДК. Збільшення стосовно середнього значення, концентрації іонів СГ зафіксовано в одиничних свердловинах, прилеглих до пр. Свободи (234–244 мг/л). Підвищення концентрації пов'язане зі значним техногенним навантаженням, характерним для цієї ділянки дослідження.

Вміст іонів NH_4^+ у ґрунтових водах варіюється в межах 0,3–10 мг/л, найчастіше становить 0,3–1,0 мг/л. В окремих свердловинах № 10, 13 (пр. Свободи) та № 2 (пл. Данила Галицького) простежується перевищення ГДК у 8–10 разів. Підвищений вміст амонійного азоту, який утворюється внаслідок бактеріального розкладання складних органічних речовин, може свідчити про витоки з каналізаційних мереж.

Просторовий аналіз вмісту окремих компонентів хімічного складу показав, що максимальні його показники зафіксовано, головню, у центральній частині території дослідження та приурочені до каналізаційного колектора р. Полтва. Через суттєве зростання концентрації сульфатів на цій ділянці хімічний склад вод змінився з гідрокарбонатного, кальцієво-натрієвого на гідрокарбонатний, сульфатно-натрієвий.

Високі значення мінералізації ґрунтових вод (2 000–3 000 мг/л і більше) є наслідком їхнього забруднення техногенними витоками з каналізаційних мереж, інфільтрацією забруднених вод поверхневого стоку та промивання ними забруднених ґрунтів культурного шару.

Сумарна мінералізація підземних вод крейдового горизонту коливається в межах 444–2 425 мг/л і здебільшого не перевищує 1 000 мг/л, за винятком свердловин № 2 (2 106 мг/л) і № 3 (2 425 мг/л), розташованих у північно-східній частині досліджуваної території. Мінімальні показники мінералізації зафіксовано у західній частині міста, поблизу парку Івана Франка – свердловини № 17 (444 мг/л) та № 19 (446 мг/л).

Концентрація іонів SO_4^{2-} змінюється від 13 до 535 мг/л, пересічно зафіксовано значення 28–210 мг/л. Незначні перевищення ГДК (1,3) виявлено у декількох свердловинах, прилеглих до пр. Свободи. Це може бути зумовлено, з нашої точки зору, як впливом каналізаційного колектора, так і частковим перетоком забруднених вод четвертинного водоносного горизонту.

Концентрація іонів HCO_3^- у водах крейдового горизонту коливається в межах 378–1 515 мг/л і, головню, не перевищує 567 мг/л. Максимальні значення (понад 1 000 мг/л) зафіксовано у свердловинах № 2 і № 3. Для них також характерні високі показники вмісту хлоридів (213–230 мг/л) та значне перевищення ГДК (6–10 разів) амонійного азоту.

Просторовий аналіз вод крейдового горизонту показав, що підвищений вміст солей простежується у північно-східній частині ділянки дослідження (свердловини 2 і 3). Це свідчить про наявність у цьому районі постійного джерела забруднення артезіанських вод. Підвищений вміст сульфатів приурочений до свердловин, розташованих поблизу пр. Свободи.

Варто також відмітити сезонні зміни вмісту окремих компонентів. Яскравим прикладом цього є іони хлору. Максимальна їхня концентрація характерна для першого кварталу року (244 мг/л), коли у ґрунтові води надходить кухонна сіль, яку

використовують для боротьби з ожеледицею на дорогах. У літньо-осінній період року їхня кількість різко зменшується у два–три рази (82–105 мг/л).

Разом з сезонними коливаннями хлоридів змінюється і хімічний склад вод четвертинного водоносного горизонту. За збільшення їхньої концентрації у першому кварталі року води набувають хлоридно-гідрокарбонатного, натрієво-кальцієвого складу, в літньо-осінній та зимовий період, коли вміст іонів СГ стабілізується, хімічний склад вод, головню, гідрокарбонатний натрієво-кальцієвий.

Отримані дані дають підставу зробити такі висновки.

Ділянка дослідження характеризується потужним антропогенним впливом на підземні води, зокрема, щільною забудовою, високим ступенем покриття поверхні, розгалуженою вуличною та каналізаційною мережею, надмірним транспортним навантаженням.

Четвертинний водоносний горизонт є незахищеним від антропогенного забруднення. Верхньокрейдвий – належить до категорії недостатньо захищених. Завдяки наявності фільтраційних вікон між четвертинним і верхньокрейдвими водоносними горизонтами існує гідравлічний зв'язок.

Унаслідок надмірного комплексного антропогенного навантаження підземні води центральної частини міста зазнають суттєвих змін хімічного складу. Максимальних змін зазнають зовсім незахищені від антропогенного забруднення води четвертинного водоносного горизонту. Значно меншими змінами характеризуються води верхньокрейдового водоносного горизонту.

Максимальні зміни вод четвертинного горизонту виявлено у центральній частині досліджуваної ділянки поблизу полтвинського каналізаційного колектора. Натомість води верхньокрейдового водоносного горизонту найбільше змінені у північно-східній частині ділянки, що зумовлено близьким від поверхні заляганням мергелів, перекритих лише техногенними накопиченнями та існуванням постійного джерела забруднення.

Крім загального високого ступеня забруднення підземних вод, простежуються й сезонні зміни вмісту окремих компонентів, зокрема хлору, пов'язані з масштабним використанням хлорвмісних солей для боротьби з ожеледицею у зимовий період часу.

СПИСОК ВИКОРИСТАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ

1. Волошин П. К. Моніторинг підземних вод центральної частини м. Львова / П. К. Волошин // Ресурси природних вод Карпатського регіону : матеріали Міжнар. наук.-практ. конф. : Львів, 15–16 черв. : зб. наук. статей. – Львів : ЛьвЦНТЕІ, 2004. – С 126–133.
2. Волошин П. К. Моніторингові дослідження підземних вод урбосистеми Львова / П. К. Волошин // Наук. праці УкрНДГМІ. – 2003. – Вип. 252. – С. 80–96.
3. Волошин П. Оцінка природної захищеності та уразливості підземних вод території Львова від антропогенного забруднення / П. Волошин // Вісник Львів. ун-ту Серія геогр. – 2012. – Вип. 40. – Ч. 1. – С. 149–155.
4. Дідула Р. П. Оцінка санітарно-хімічних показників безпечності та якості води популярних джерел різних геоструктурних зон Львівщини / Р. П. Дідула, Є. І. Кондратюк, Ю. Б. Блавацький, В. Ю. Усов, О. В. Пилипович // Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. – 2018. – № 4 (51). – С. 87–101.

5. Колодій В. До гідрології і гідрохемії Львова й околиць / В. Колодій, Р. Паньків, О. Майкут // Праці Наукового товариства ім. Шевченка. – Львів : НТШ, 2007. – Т. 19. – С. 175–181.
6. Кондратюк Є. Вивчення якості господарсько-питних вод міста Львова. Суть та актуальність проблеми [Електронний ресурс] / Є. Кондратюк, Р. Дідула, Ю. Блавацький, Л. Тригуба // Медична гідрологія та реабілітація. – 2012. – Т. 10. – № 4. – Режим доступу : http://nbuv.gov.ua/UJRN/MedGid_2012_10_4_12
7. Кондратюк Є. Особливості хімічного складу господарсько-питних вод міста Львова / Є. Кондратюк, Р. Дідула, Ю. Блавацький, Л. Тригуба // Матеріали X Міжнар. наук.-практ. конф. “Ресурси природних вод Карпатського регіону”. – 2011. – С. 96–102.

REFERENCES

1. Voloshyn P. K. (2004). Monitorynh pidzemnykh vod tsentralnoi chastyny m. Lvova. *Resursy pryrodnykh vod Karpatskoho rehionu: Materialy mizhnar. nauk.-prakt. konf. Lviv, 15–16 cherv. Zb. nauk. statei. Lviv: LvTsNTEI*, 126–133 (in Ukrainian).
2. Voloshyn P. K. (2003) Monitorynhovi doslidzhennia pidzemnykh vod urbosystemy Lvova. *Nauk. pratsi UkrNDHMI*, 252, 80–96 (in Ukrainian).
3. Voloshyn P. (2012). The estimation of natural protectability and vulnerability of ground water to anthropogenic pollution within territory of Lviv. *Visnyk of the Lviv University. Series Geography*, 40(1), 149–155 (in Ukrainian).
4. Didula R. P., Kondratyuk Ye. I., Blavatsky Yu. B., Usov V. Yu., Pylypovich O. V. (2018). Assessment of sanitary-chemical indices of water security and quality for the popular springs in different geostructural zones of Lviv region. *Hidrolohiia, hidrokimiia i hidroekolojiia*, 4 (51), 87–101 (in Ukrainian).
5. Kolodiy V., Pankiv R., Maikut O. (2007). Do hidroheolohii i hidroheokhemii Lvova y okolyts. *Pratsi naukovoho tovarystva im. Tarasa Shevchenka, Lviv. NTSh, T. 19: Heolohichnyi zbirnyk*, 175–181 (in Ukrainian).
6. Kondratyuk E., Didula R., Blavatsky Y., Triguba L. (2012). The study of quality of domestic potable water of the Lviv city. *Medical hydrology and rehabilitation*, 10(4). URL: http://nbuv.gov.ua/UJRN/MedGid_2012_10_4_12 (in Ukrainian).
7. Kondratiuk Ye., Didula R., Blavatskyi Yu., Tryhuba L. (2011). Osoblyvosti khimichnogo skladu hospodarsko-pytnykh vod mista Lvova. *Materialy 10-i mizhnarodnoi naukovo-praktychnoi konferentsii “Resursy pryrodnykh vod Karpatskoho rehionu”*, 96–102 (in Ukrainian).

Стаття: надійшла до редакції 13.01.2021
прийнята до друку 20.02.2021

SPATIO-TEMPORAL CHANGES IN THE CHEMICAL COMPOSITION OF GROUNDWATER IN THE CENTRAL PART OF THE LVIV

Petro Voloshyn, Nadiya Kremin

*Ivan Franko National University of Lviv,
Hrushevsky Str., 4, Lviv, Ukraine, 79005
e-mail: petro.voloshyn@gmail.com; nadiya.kremin@lnu.edu.ua*

The article characterizes the hydrogeological conditions of the central part of Lviv (Western Ukraine), the nature and intensity of anthropogenic load, assesses the degree of protection of aquifers from pollution, spatial and temporal analysis of changes in groundwater chemical composition.

Groundwater in urban areas undergo significant changes in chemical composition, hydrodynamic properties, which excludes this resource from economic use, causes their aggressiveness to building structures, provokes the development of a number of dangerous geological processes. The main factor of hydrochemical and hydrodynamic changes in the state of groundwater in urban areas is mainly anthropogenic activity.

The research area is located in the Lviv Basin, formed by the valley of the Poltva River and its tributaries. The groundwater of the study area is represented by a diverse complex of Quaternary deposits and accumulations of the Upper Cretaceous. The Quaternary aquifer is distributed locally and can be traced only within the bottom of the Lviv Basin. This horizon is unprotected from anthropogenic pollution. The Upper Cretaceous aquifer is confined to fractured marls and belongs to the category of insufficiently protected. Due to the presence of filtration windows, there is a hydraulic connection between the Quaternary and Upper Cretaceous aquifers.

Components of groundwater chemical composition such as total mineralization, hydrocarbons, sulfates, ammonium nitrogen and chlorides were used to identify the relationship between spatiotemporal changes in groundwater chemical composition and the nature and intensity of anthropogenic pressures.

It is established that the largest anthropogenic changes in chemical composition were experienced by virtually unprotected waters of the Quaternary aquifer. Its maximum changes are recorded in the sphere of influence of the Poltva sewer. The waters of the Upper Cretaceous aquifer are most changed in the north-eastern part of the site, in the area close to the surface by the occurrence of marls covered only by man-made accumulations. Significant seasonal changes in the chlorine content in the waters of the Quaternary aquifer have been identified.

Key words: chemical composition of groundwater, protection, anthropogenic load, hydrogeological conditions.

ДО ПИТАННЯ ПРО РУДНУ МІНЕРАЛІЗАЦІЮ ПАЛЕОЦЕН-ЕОЦЕНОВИХ СТРОКАТОКОЛІРНИХ ГОРИЗОНТІВ СКИБОВОЇ ЗОНИ УКРАЇНСЬКИХ КАРПАТ

Лариса Генералова, Олександр Костюк, Леонід Хом'як ¹

*Львівський національний університет імені Івана Франка,
вул. М. Грушевського, 4, Львів, Україна, 79005
larysa.heneralova@lnu.edu.ua
oleksandr.kostyuk@lnu.edu.ua
leonid.khomyak@lnu.edu.ua*

Палеоцен-еоценові строкатоколірні горизонти належать до породних асоціацій глибоководної (гемі) пелагічної асоціації, для яких характерне тонкоритмічне перешарування дистальних турбідитів і (гемі)пелагітів. Строкатоколірні горизонти приурочені до певних стратиграфічних рівнів. Широкий розвиток горизонтів, великі латеральні розміри їх поширення та зв'язок з ними утворень залізної, манганової і сульфідної мінералізації з вираженою мафічною групою ((Fe, Mn), Ni, Cu, Co), до якої тяжіють інші елементи, потребують подальшого систематичного вивчення. Деталізація речовинних та структурно-текстурних ознак строкатоколірних горизонтів дасть змогу уточнити теоретичні аспекти становлення Скибової ділянки Зовнішньокарпатського залишкового флішевого басейну океану Тетис. Вмісти утворень рудної мінералізації та їхній склад у породах строкатоколірних горизонтів зосереджує до них економічний інтерес.

Ключові слова: Скибова зона Українських Карпат, пісковики, вапняки, глини, ділянки рудної мінералізації, пірит.

Вступ. Відомо, що нарощування мінерально-сировинної бази забезпечує економічну незалежність держави. Власне, вирішення цих завдань стане можливим лише завдяки використанню нових методичних підходів щодо вивчення геологічних об'єктів, а також за активного сприяння інвестиційної діяльності.

Дослідження Світового океану впродовж останніх кількох десятиліть однозначно підтвердили величезний рудний потенціал полігенного комплексу порід його дна. Глибоководна рудна асоціація об'єднує залізоманганові конкреції і кобальтманганові кірки, поліметалеvu сульфідну асоціацію мінералів гідротермального походження, які є носіями Cu, Zn, рідше Pb, із супутніми Au і Ag, та металоносні осади. Рудні поклади такого походження серед комплексу давніх глибоководних порід абісали і батіали часто стають об'єктами промислової розробки. В західному регіоні України комплекс глибоководних порід давнього океану Тетис поширений в Українських Карпатах. У

¹ © Генералова Л., Костюк О., Хом'як Л., 2021

контексті цього детальне вивчення і надійна ідентифікація давніх глибоководних осадів карпатського палеобасейну, особливо з проявами рудної мінералізації, має непересічний науковий інтерес, а в перспективі, можливо, набуде і практичного значення.

Мета. Систематизувати відомості про будову розрізу, речовинний склад та умови формування палеоцен-еоценових строкатоколірних горизонтів Скибового покриву Українських Карпат у зв'язку з приуроченістю до них рудної мінералізації.

Методи дослідження: польові геологічні дослідження виходів порід строкатоколірних горизонтів Скибового покриву та лабораторне вивчення порід і мінералів, якими вони складені, седиментологічними, літологічними, петрогеохімічними, мінералогічними, рентгенівськими методами.

Новизна дослідження виявлення генетичних ознак порід та утворень рудної мінералізації палеоцен-еоценових строкатоколірних порід Скибового покриву та перспектив їх подальшого впровадження у наукових і практичних розробках.

Результати. Стратиграфічний розріз Скибового покриву в межах скиб Зелем'янки, Парашка і Сколівської утворений відкладами верхньокрейдової (сенон-нижній палеоцен) стрийської, середньо-верхньопалеоценової ямненської, нижньо-еоценової манявської, нижньо-середньо-еоценової вигодської, середньо-верхньо-еоценової бистрицької світ та олігоцен-міоценовою менілітовою товщею порід. Серед палеоцен-еоценових флішових порід є три стратиграфічні рівні строкатоколірних порід: яремчанський горизонт, над'ямненський горизонт (у низах манявської світи) та горизонт у низах розрізу бистрицької світи. Строкатоколірні (строкатобарвні, англ. *variegated*) горизонти приурочені до пачок тонкоритмічного флішу, в якому серед глинистих порід кожного ритму чергуються прошарки сіро-зелених і вишнево-червоних аргілітів [1].

Межа ямненської і манявської світ приурочена до над'ямненського строкатоколірного горизонту в Скибовому та Бориславо-Покутському покривах, потужність якого змінюється в межах 10–30 м. Строкатоколірний горизонт такого ж стратиграфічного рівня вирізнений у середніх частинах розрізів витвицької світи Силезького покриву Зовнішніх Карпат та сушманецької світи Монастирцького покриву Внутрішніх Карпат [1]. Склад і структурно-текстурні риси горизонтів строкатоколірних порід Скибового покриву є досить однотипними. Детальне вивчення їхніх розрізів виконано авторами в середній течії р. Опір, що є правим допливом річки Стрий. У пачках тонкоритмічного перешарування порід цього району переважають дрібнозернисті пісковики, алевропісковики й алевроліти сіро-зеленкуватого забарвлення, які утворюють прошарки потужністю від перших сантиметрів до 5–15 см. Під час детального польового вивчення структурно-текстурних особливостей цих порід з'ясовано, що в них переважають елементи секвенції А. Боума Tcd та $Tcde$. Контакти алевро-псамітів з аргілітами здебільшого не чітко виражені, часто верхня частина прошарку сіро-зеленкуватого алевроліту поступово, через мікроперешарування грубішого і дрібнішого теригенного матеріалу, змінюється вище у ритмі сіро-зеленкуватим аргілітом. За результатами дослідження порід під поляризаційним мікроскопом в сіро-зеленкуватих пісковиках та алевролітах строкатоколірного горизонту виявлено елементи градаційної текстури, яка набула макроскопічно слабкої виразності через середню і помірну сортованість та обкатаність зерен каркаса алевропсамітових порід. Вишнево-червоні і сіро-зелені аргіліти утворюють прошарки

потужністю від перших сантиметрів до 10–15 см, однак подекуди трапляються потужніші (до 25 см) шари вишнево-червоних аргілітів. В окремих пачках вишнево-червоні аргіліти містять тонкі прошарки (2,0–5,0 см) сіро-зелених аргілітів. Для зазначених порід пелітової структури притаманні паралельно-шарувата та гомогенна масивна текстури. Виконані літологічні і седиментологічні дослідження розрізів строкатоколірних горизонтів дали змогу визначити літодинамічні типи порід. Сіро-зеленкуваті аргіліти зачислено до дистальних турбідитів. Вишнево-червоні аргіліти є фоновими відкладами, які, вірогідно, треба ототожнювати з сучасними пелагічними глинами.

Досліджено мінералого-речовинний склад глинистих порід над'ямненського строкатоколірного горизонту в долині потоку Гребіновець (притока р. Опір). Визначення мінерального складу ґрунтувалося на матеріалах рентгеноструктурного аналізу, а хімічного – на розрахунках, за методикою В. Авидона [4]. Виявлено, що сіро-зелені аргіліти мають такий мінеральний склад, у %: хлорит – (10); монтморілоніт – (14); іліт – (22); альбіт – (22); кварц – (40). Мінеральний склад вишнево-червоних аргілітів репрезентують, у %: гідрослюда – (іліт? 28); альбіт – (20); хлорит – (24); кварц – (17); гетит – (11).

Сіро-зелені і вишнево-червоні аргіліти згаданого вище горизонту відрізняються валовим вмістом заліза і співвідношенням закисного й окисного заліза. У вишнево-червоних аргілітах явно переважає Fe_2O_3 . Виконане іншими дослідниками геохімічне вивчення аргілітів Скибової зони засвідчило, що червоні й зелені аргіліти мають до того ж різні вмісти $C_{орг}$ і $Fe_{вал}$ [8]. У вишнево-червоних аргілітах низький вміст $C_{орг}$ (0,03–0,05 %) і порівняно високий вміст $Fe_{вал}$ (6,08–6,37 %), в сіро-зелених аргілітах – вищий вміст $C_{орг}$ (0,17 %) і нижчий вміст $Fe_{вал}$ (3,13–4,06 %).

Для уточнення походження глинистої речовини аргілітів району досліджень використано петрохімічні коефіцієнти О. Предовського (1970) [9] та модулі Я. Юдовича (2000) [10]. Петрохімічні коефіцієнти О. Предовського нанесено на діаграму FAK [9]. Головні параметри в разі перерахунків ураховують фемічність ($F = (MgO + FeO + Fe_2O_3)/SiO_2$), окрему глиноземистість ($A = Al_2O_3 - (CaO' + K_2O + Na_2O)$), де ($CaO' = CaO - CO_2$) і калійність ($K = K_2O - Na_2O$) аргілітів над'ямненського строкатоколірного горизонту. За петрохімічними коефіцієнтами О. Предовського [9] фігуративні точки складу порід над'ямненського горизонту потрапляють у межі полів порід різних генетичних груп (рис. 1). На основі цього та наведених вище особливостей складу вишнево-червоні і сіро-зелені аргіліти прирівняно до продуктів глибокого звітрювання переважно основних порід (андезибазальтів) [4].

Серед петрохімічних характеристик аргілітів над'ямненського горизонту привертають увагу варіації фемічного модуля ФМ та модуля нормованої лужності (НКМ), за Я. Юдовичем [10]. Середнє значення фемічного модуля ($ФМ = (Fe_2O_3 + FeO + MnO + MgO) / SiO_2$) для вишнево-червоних аргілітів над'ямненського горизонту становить 0,42, для сіро-зелених аргілітів маємо значення 0,29 (таблиця). Наведені значення ФМ є більшими від 0,10, що свідчить про значну домішку вулканогенного матеріалу в цих породах. Медіальне значення модуля нормованої лужності (НКМ $= (Na_2O + K_2O)/Al_2O_3$) для вишнево-червоних аргілітів над'ямненського горизонту дорівнює 0,34, для сіро-зелених аргілітів – 0,27 (див. таблицю). Як бачимо, між феміч-

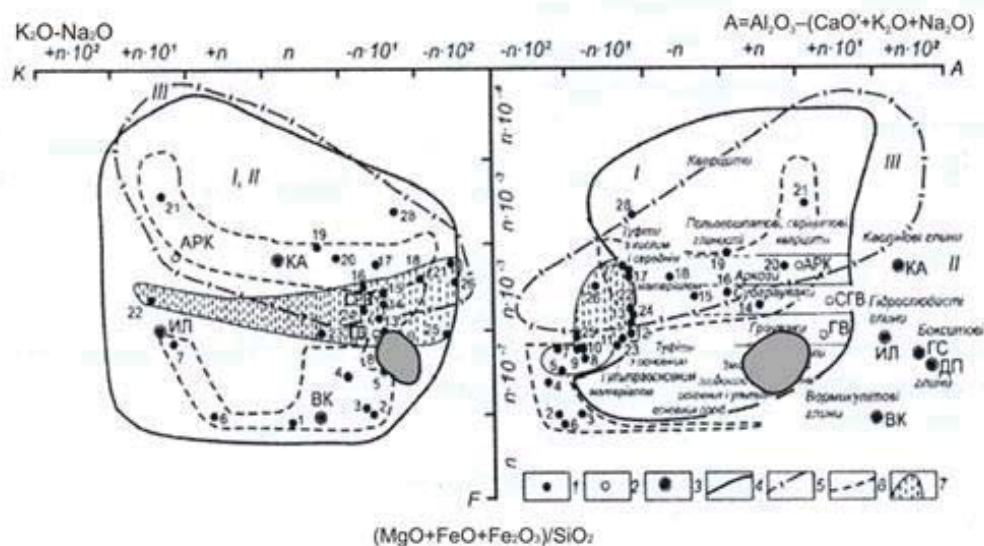


Рис. 1. Положення фігуративних точок складу геміпеллагічних порід над'ямненського строкатоколірного горизонту та манявської світи на діаграмі FAK O. Предовського [9]. Затемнені сфероїди – графічне відображення складів аргілітів над'ямненського строкатоколірного горизонту за нашими даними. Точки складів: 1 – вивержених порід; 2 – осадових порід; 3 – мінералів; межі: 4 – поля зернистих осадових порід (у правій частині діаграми) та об'єднаного поля уламкових порід і глин (у лівій частині); 5 – поля хомогенних силіцидів; 6 – поля магматичних порід (зверху донизу – кислих, середніх і кислих, основних, ультраосновних); 7 – поля лужних магматитів. Поля осадових і вулканогенно-осадових порід: I – зернисті осадові та змішані породи; II – пеліти; III – хомогенні силіцити; середні склади порід: ГВ – грауваки; СГВ – субграуваки; АРК – аркози; середні склади мінералів: КА – каолінит; ИЛ – гідрослюди; ВК – вермикулит; ГС – гібсит; ДП – діаспор. Середні склади вивержених порід: 1 – дуніт; 2 – верліт; 3 – пірит; 4 – діалагіт; 5 – еклогіт; 6 – кімберліт; 7 – лейцити; 8 – габро; 9 – спіліт; 10 – есексит; 11 – діорит; 12 – кварцовий діорит; 13 – гранодіорит; 14 – дацит; 15 – граніт олігоклазовий; 16 – граніт вапнисто-лужний; 17 – комендіт; 18 – тронд'єміт; 19 – апліт; 20 – ріоліт; 21 – граніт пегматоїдний; 22 – вітербіт; 23 – сієніт вапнисто-лужний; 24 – трахіт; 25 – луаврит; 26 – ортит; 27 – маріуполіт; 28 – анортозит

ним модулем і модулем нормативної лужності очевидні корелятивні взаємозв'язки. Відмінності в абсолютних значеннях НКМ підкреслюють вплив швидкості седиментації на вміст вулканогенного (пірокластичного) матеріалу в різнобарвлених аргілітах горизонту. За малої швидкості седиментації у глибоководному басейні вулканогенний матеріал майже не змішаний з теригенною або іншою за складом речовиною, в той же час за великої швидкості осадоагромадження відбувається неминуче його змішування з іншими типами осадових порід, як наслідок, маскування магматогенної складової. Відповідно до цього у зелених аргілітах, які є дрібнозернистими турбідитами, НКМ – нижчий, тоді як у фонових вишнево-червоних пелітах над'ямненського горизонту значення модуля нормованої лужності зростає. Наявність вулканогенного матеріалу в аргілітах над'ямненського горизонту графічно ілюструє модульна діаграма НКМ–ФМ для систематики глинистих порід (рис. 2). На ній фігуративні точки аргілітів

над'ямненського горизонту потрапляють у поля псевдосіалітів (туфоїдів та граувак, які пов'язані з руйнуванням толеїтових базальтів) і псевдосиферлітів (залізо-магnezіальних базитів).

Розрахований середній хімічний склад еоценових геміпелагічних аргілітів над'ямненського строкатоколірного горизонту

Оксиди та модулі	Вишнево-червоні аргіліти (n = 5)	Сіро-зелені аргіліти (n = 5)
SiO ₂	52,56	52,03
TiO ₂	–	–
Al ₂ O ₃	13,77	16,42
Fe ₂ O ₃	10,54	7,87
FeO	6,42	4,00
MgO	5,00	3,20
MnO	0,01	0,01
CaO	0,26	0,43
Na ₂ O	2,23	2,81
K ₂ O	1,99	1,62
H ₂ O	7,21	11,59
Сума	100	100
ГМ	0,58	0,54
ФМ	0,42	0,29
АМ	0,26	0,32
ЖМ	1,23	0,72
НКМ	0,34	0,27
ЛМ	1,12	1,73
Fe	12,21	8,55
Mn	0,008	0,008
Mn/Fe	0,0007	0,0009

Примітка: ГМ – гідролізний модуль – $(Al_2O_3 + TiO_2 + Fe_2O_3 + FeO + MnO) / SiO_2$; ФМ – фемічний модуль – $(Fe_2O_3 + FeO + MnO + MgO) / SiO_2$; АМ – алюмокремневий модуль – Al_2O_3 / SiO_2 ; ЖМ – залізний модуль – $(Fe_2O_3 + FeO + MnO) / (TiO_2 + Al_2O_3)$; НКМ – модуль нормованої лужності – $(Na_2O + K_2O) / Al_2O_3$; ЛМ – лужний модуль – Na_2O / K_2O ; Mn/Fe – мангановий модуль

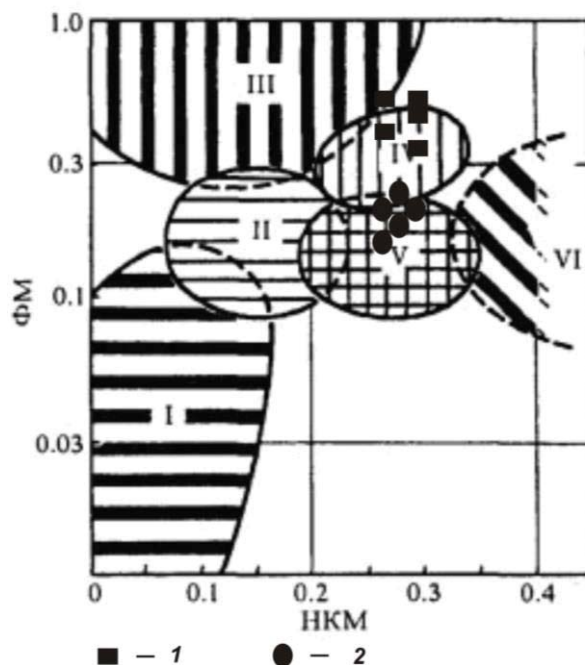


Рис. 2. Модульна діаграма НКМ-ФМ для систематики еоценових геміпелагічних аргілітів над'ямненського стратоколірного горизонту за працею [10]. Умовні позначення, літохімічні типи глинистих порід: I – домінує каолінит; II – домінує монтморилоніт, менше каолініту, в незначній кількості гідрослюда; III – домінує хлорит з підпорядкованою кількістю домішок залізистих гідрослюд; IV – суміш хлорит-гідрослюда; V – змішано шаруваті мінерали рядів монтморилоніт-гідрослюда та більш рідкісного ряду хлорит-гідрослюда; VI – глинисті породи, найчастіше гідрослюди, але які містять значну домішку дисперсних частинок польових шпатів. Арабськими цифрами позначено склади вишнево-червоних аргілітів – 1; сіро-зелені аргіліти – 2

На межі тонко-середньшаруватих турбідитів і геміпелагітів над'ямненського горизонту та грубо-середньшаруватих турбідитів ямненської світи в долині згаданого потоку Гребеновець виявлено рудний пласт, потужністю 0,20–0,35 м. Пласт утворений комбінацією різних морфологічних типів агрегатів залізної та манганової мінералізації, серед яких визначено конкреційні, брекчієподібні (рудокласти), натічні утворення, землисті, сажисті і вохристі маси, псевдоморфози з трубчастих організмів (вестіментифери класу погонофори) [6]. За нашими даними, перелічені морфотипи складені такими мінералами: гетит, гідрогетит, піролюзит, псиломелан, тодорокіт (бернессіт), вернардит. Колеги виявили тодорокіт/бузерит [7].

Для вирішення питання щодо джерела металів ми вивчили геохімічні параметри утворень залізної-манганової мінералізації та вмисних порід. Отримані результати дають змогу відмітити, що вони мають підвищений вміст оксидів Fe та Mn і рудних елементів (Co, Ni, Zn, Cu). Концентрації мангану у зелених і вишнево-червоних аргілітах та

залізоманганових утвореннях над'ямнеського строкатоколірного горизонту змінюються в межах від 0,12 до 12 %, заліза – від 1,4 до 11,5 %. В досліджених штуфних пробах сума рудних елементів (Cu, Ni, Zn) коливається від 0,022 до 1,2 %. Відношення Fe/Mn змінюється від 0,2 до 40,0. Коефіцієнт Mn/Fe має дисперсію від 0,20 до 3,16. Трикутна діаграма Fe–Mn– $20 \times (\text{Ni} + \text{Co} + \text{Cu})$ (Bonatti E., 1972) дає змогу проаналізувати головні рудні елементи червоних та зелених аргілітів і залізвмісних утворень. Вишнево-червоні аргіліти, які мають помірні вмісти кольорових металів $(\text{Cu} + \text{Co} + \text{Ni}) = 0,048 - 0,16$ та відношення $\text{Mn}/\text{Fe} = 0,714 - 1,4$, потрапляють у поле (IV) гідрогенних залізо-манганових утворень Серединно-Атлантичного хребта та у поле (II) гідротермально-гідрогенних залізо-манганових утворень, зокрема кірок. Аналізуючи поле II, варто наголосити, що воно містить фігуративні точки неоднорідних за складом рудовмісних та металоносних утворень Серединно-Атлантичного хребта. Частина з них близька до проявів гідрогенних мінералізацій, яким властиві варіації вмісту Fe і Mn, іноді за переваги Fe, та низькі значення вмісту Ni та Co. Вишнево-червоні аргіліти, вірогідно, є полігенними і належать до гідротермально-гідрогенного типу з різним вмістом ендегенного матеріалу. Точки зелених аргілітів зосереджені в полі (I) – гідрогенних залізо-манганових утворень Тихого океану та поблизу полів II і IV.

В останні десятиліття проведено вивчення сульфідної, зокрема мідної, мінералізації у строкатоколірному яремчанському горизонті (середній палеоцен, зеландій) у розрізах долин рік Стрий та Прут. Яремчанський горизонт поширений у північно-східній частині Скибової зони, де залягає на відкладах стрийської світи та перекритий ямнеськими пісковиками. Його потужність змінюється в межах 10–45 м. Строкатоколірність горизонту виділена ритмічно-циклічним чергуванням зеленкувато-сірих і вишнево-червоних аргілітів, алевролітів та дрібнозернистих пісковиків. Мінералогічний склад глинистої фракції вишнево-червоних аргілітів, за нашими даними і роботами попередників [1, 8], такий: ілліт – 60–90 %; монтморілоніт – 10–35 %; хлорит – 5–10 %; присутні – домішки каолініту, гематиту і гетиту. За седиментологічними ознаками зелені аргіліти та алевроліти з текстурними елементами секвенції А. Боума T_{cd} , T_{cde} , T_{cde} є дистальними турбідитами, вишнево-червоні аргіліти є (гемі)пелагітами.

У вивчених розрізах порід цього горизонту виявлено сульфідну (зокрема мідну) мінералізацію; увагу привертали утворення залізної та манганової мінералізації. Виконано системне геохімічне дослідження яремчанського строкатоколірного горизонту методом головних компонент (Костюк, 2016), за даними спектральних аналізів, реалізоване нами та попередниками [11]. Завдяки таким дослідженням у породах горизонту визначено асоціацію елементів (Mn, Fe), Co, Ni, Cu, Zn, Ag. За розподілом вмісту міді до сумарної кількості решти елементів виявлено обернено пропорційну залежність, а також те, що мідна мінералізація відрізняється вищими за фонові значеннями. Максимальні вмісти сульфідів міді приурочені до межі сіро-зелених і вишнево-червоних аргілітів та лінз зелених алевролітів серед червоних аргілітів. Первинні мідні мінерали яремчанського горизонтів стало приурочені до сіро-зелених алевролітів і пісковиків, зберігаючи стадійне виділення: (пірит) + халькопірит → борніт → халькозин → ковелін. Вторинні мінерали представлені переважно малахітом та азуритом, подекуди оксидами заліза [5]. Рідше трапляються хризосола, оксиди мангану, самородна мідь та самородне срібло.

Описане зруденіння приурочене як до площин нашарування вмісних порід, так і до тектонічних тріщин. У шаруватих, ритмічно-циклічно побудованих секвенціях вмісних порід виявлено конформні з площинами нашарування рудовмісні лінзи. Потужність прошарків коливається від десятих долей міліметра до десяти міліметрів. У згідних та незгідних до вмісних порід тріщинах відмічають гніздоподібні, точкові, ланцюжкові та комбіновані мінеральні агрегати піриту, халькопіриту, халькозину. Подекуди халькопірит заліковує тріщини нерудних мінералів або утворює псевдоморфози органічних решток [5].

Значна кількість рудних мінералів наявна в цементі уламкових літотипів порід яремчанського горизонту. Під час мікроскопічного вивчення з'ясовано, що такі сульфідні породи, як пірит, халькопірит та халькозин поширені в цементі уламкових порід у вигляді рівномірно розпорошеного по об'єму породи "рудного пилу", сфероїдів, тонких розсіяних вкраплень. У кількісному відношенні вміст рудних сульфідів у літотипах горизонту закономірно збільшується від алевролітів і алевропелітів з глинисто-карбонатним цементом до різнозернистих поліміктових пісковиків та гравійних жорстяників з глинисто-кременистим цементом і базальним типом цементациї.

Латеральний аналіз поширення мінералів сульфідної (зокрема мідної) мінералізації в яремчанському горизонті дає змогу пов'язати їх первинне джерело з зонами розвантаження гідротерм, які, очевидно, були приурочені до систем розривних порушень карпатського та антикарпатського (розділяють Українські Карпати на Лемківський, Бойківський та Гуцульський блоки) простягання. При віддаленні від зон розломів зменшується кількість тріщин і закономірно відбувається спад вмісту сульфідів міді у строкатоколірних породах. За даними деяких дослідників, існує часова послідовність і просторова зональність у відкладенні залізної, манганової і сульфідної мінералізації в палеоокеанічних глибоководних породних комплексах. Залізні та манганові утворення відкладаються останніми у мінеральній диференціації флюїду та околунтурюють пригірлові виходи гідротерм, які постачають сульфідний матеріал. Тому деякі з учених пропонують розглядати утворення залізної та манганової мінералізації як індикатори ймовірного глибоководного поліметалевого (в тім числі мідного) сульфідотворення у місцях розвантаження підводних гідротерм.

Ще один строкатоколірний горизонт, приурочений до низів бистрицької світи (середній еоцен, пізній лютет–ранній бартон) і розповсюджений у межах Скибового та Бориславо-Покутського покривів. Він трапляється у низах пародчинської світи Чорногірського покриву та в нижній частині вишівської світи Дуклянського покриву [1]. Його потужність коливається в межах 13–30 м. Рудопрояви мангану в розрізі бистрицької світи описані у верхній частині строкатоколірного горизонту в Покутських Карпатах, де поблизу с. Шешори виявлено прошарки зеленкувато-сірих аргілітів з прошарками карбонатних порід, збагачених карбонатом мангану. Карбонати мангану утворюють суцільні шари потужністю від 1 до 15 см, рідше дископодібні, короваєподібні, ниркоподібні і неправильної форми конкреції та стягнення з діаметром від 2 до 32 см. Дрібно-середньозернисті пісковики строкатоколірного горизонту мають глинисто-карбонатний і карбонатно-глинистий цемент базального та порового типів цементациї, в складі якого вміст оксиду мангану коливається від 0,80 до 16,02 %. В алевролітах визначено до 7,5 % оксиду мангану. Мергелі потужністю до 14 м мають 40–52 % карбонатних мінералів, зокрема підвищений вміст $MnCO_3$ та $FeCO_3$. Описані рудовмісні різновиди порід займають до 3,7 % загальної потужності бистрицької світи і

мають продуктивну потужність понад 50 м та значне латеральне поширення в смузі 5–8 км. Під дією екзогенних чинників вони окиснюються, перетворюючись на окиснені руди мангану [3].

Під час геохімічного аналізу елементів у породах північно-західної частини Дуклянської зони І. М. Афанасьєва [2] наголошує на значних концентраціях мангану. Підвищений вміст мангану містять лінзовидні прошарки кременисто- родохрозитової породи ($MnO - 27, 94 \%$) серед шарів сіро-зелених туфогенних аргілітів із вмістом мангану не менше 6–20 кларків, які формувалися в басейні седиментації завдяки підводній ексталяційній діяльності.

Висновки. Палеоцен-еоценові строкатоколірні горизонти складені асоціацією порід глибоководної (гемі)пелагічної зони карпатського палеобасейну, для розрізу яких властиве тонкоритмічне перешарування дистальних турбідитів і (гемі)пелагітів. (Гемі)пелагіти, представлені вишнево-червоними аргілітами, ототожнено з фоновими відкладами сучасних глибоководних басейнів. У строкатоколірних горизонтах виявлено рештки мікроорганізмів (нанопланктону, диноцист, форамініфер), танатоценоз яких свідчить про глибоководні умови захоронення, що відповідають нижній батіалі–абісали нижче або близько до рівня карбонатної компенсації [1]. На трьох стратиграфічних рівнях палеоцен-еоценового комплексу порід у таких горизонтах виявлено утворення залізної, манганової та сульфідної (зокрема мідної) мінералізації, які формують рудовмісні пласти. Достатньо підстав стверджувати, що ділянки рудної мінералізації приурочені до розломів підфлішового фундаменту північно-західного (карпатського) та північно-східного простягання, які відіграли роль підвідних шляхів для глибинних флюїдів. Доказом гідротермального походження рудної мінералізації є, зокрема, форма геологічних тіл та елементи геохімічної зональності, які вдалося виявити.

Строкатоколірні горизонти приурочені до певних стратиграфічних рівнів, які свідчать про відносно спокійний геодинамічний глибоководний режим. Широкий розвиток горизонтів, великі латеральні розміри їх поширення та зв'язок з ними утворень рудної мінералізації з вираженою мафічною групою (Fe, Mn), Ni, Cu, Co), до якої тяжіють інші елементи, зокрема рідкісні землі, потребують подальшого систематичного вивчення. Деталізація речовинних та структурно-текстурних ознак строкатоколірних горизонтів дасть змогу уточнити теоретичні аспекти становлення Скибової ділянки Зовнішньокарпатського залишкового флішового басейну океану Тетис. Вмісти утворень рудної мінералізації та їх склад у породах строкатоколірних горизонтів зосереджує до них економічний інтерес, що може відкривати нові перспективи.

СПИСОК ВИКОРИСТАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ

1. *Андрєєва-Григорович А.* Про вік і умови седиментації горизонтів строкатих аргілітів у палеоцен-еоценових відкладах Українських Карпат / А. Андрєєва-Григорович, Н. Маслун, С. Гнилко, О. Гнилко // Проблеми геології фанерозою України: матер. V Всеукр. наук. конф. (8–14 жовтня 2014 р.). – Львів : ЛНУ ім. Івана Франка, 2014. – С. 3–6.
2. *Афанасьєва И. М.* Литогенез и геохимия флишевой формации северного склона Советских Карпат / И. М. Афанасьєва. – Киев : Наук. думка, 1983. – 184 с.
3. *Бобровник Д. П.* О рудопроявлениях марганца в верхнеэоценовых отложениях Покутских Карпат / Д. П. Бобровник, М. Д. Петруняк, В. А. Хмелевский // В кн. :

- Материалы по минералогии, петрографии и геохимии осадочных пород и руд. – Киев : Наук. думка, 1971. – Вып. 1. – С. 56–67.
4. *Генералова Л.* Мінералого-петрохімічні особливості порід еоценових строкатоколірних горизонтів Українських Карпат (на прикладі сушманецької та манявської світ) / Л. Генералова, В. Степанов // Вісник Львів. ун-ту. Сер. геол. – 2015. – Вип. 29. – С. 107–116.
 5. *Генералова Л. В.* Петрохімічні закономірності “мідистих пісковиків” палеоцену (Скибова структурно-фаціальна зона, Українські Карпати) / Л. В. Генералова, О. В. Костюк // Наукова конференція “Від мінералогії до геохімії”, присв. 130-річчю О. Є. Ферсмана. – Київ : ІГН, 2013. – С. 285–293.
 6. *Генералова Л. В.* Залізоманганова мінералізація над’ямненського строкатоколірного горизонту (Скибовий покрив, Українські Карпати) / Л. В. Генералова, В. Б. Степанов // V Міжнар. геол. форум “Актуальні проблеми та перспективи розвитку геології: наука й виробництво” : матеріали форуму, 18–23 червня 2018, Одеса. – Київ : УкрДГРІ, 2018. – С. 35–38.
 7. *Огар В. В.* Мінерали мангану у палеогеновому фліші Зовнішніх Карпат / В. В. Огар, С. П. Савенок, О. В. Андреев // Геологія і корисні копалини України : зб. тез Наук. конф. Ін-т геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М. П. Семененка НАН України (Київ, 2–4 жовтня 2018 р.). – Київ, 2018. – С. 170–171.
 8. *Пилипчук А. С.* Литологические особенности и условия образования пестроцветных отложений палеогена Скибовой зоны Карпат / А. С. Пилипчук // Новые данные по геологии и нефтегазоносности УССР. – 1972. – Вып. 6. – С. 101–110.
 9. *Предовский А. А.* Геохимическая реконструкция первичного состава метаморфизованных вулканогенно-осадочных образований докембрия / А. А. Предовский. – Апатиты : Изд-во АН СССР, 1970. – 114 с.
 10. *Юдович Я. Э.* Основы литохимии / Я. Э. Юдович, М. П. Кетрис. – СПб. : Наука, 2000. – 479 с.
 11. *Щербак А. А.* Геохимия микроэлементов в меденосных мел-неогеновых отложениях юго-восточной части Украинских Карпат и Предкарпатъя : дисс. ... канд. геол.-мин. наук : 04.00.12 / Щербак Александр Анатольевич. – Львов, 1988. – 250 с. (рукопис).

REFERENCES

1. *Andryeyeva-Gry`gorovy`ch A.* Pro vik i umovy` sedy`mentaciyi gory`zontiv strokaty`x argilitiv u paleocen-eocenovy`x vidkladax Ukrayins`ky`x Karpat / A. Andryeyeva-Gry`gorovy`ch, N. Maslun, S. Gny`lko, O. Gny`lko // Problemy` geologiyi fanerozoju Ukrayiny` : materialy` V Vseukr. nauk. konfer. (8–14 zhovtnya 2014 r.). – L`viv : LNU imeni Ivana Franka, 2014. – S. 3–6.
2. *Afnas`eva Y. M.* Ly`togenez y` geoxy`my`ya fly`shevoj formacy`y` severnogo sklona Sovetsky`x Karpat / Y. M. Afnas`eva. – Ky`ev : Nauk. dumka, 1983. – 184 s.
3. *Bobrovny`k D. P.* O rudoproyavleny`yax margancza v verxneэocenovy`x otlozheny`yax Pokutsky`x Karpat / D. P. Bobrovny`k, M. D. Petrunyak, V. A. Xmelevsky`j // V kn. : Materiy`aly po my`neralogy`y`, petrografiy`y` y` geoxy`my`y` osadochnyx porod y` rud – Ky`ev : Nauk. dumka, 1971. – Вып. 1. – С. 56–67.
4. *Generalova L.* Mineralogo-petroximichni osobly`vosti porid eocenovy`x strokatokolirny`x gory`zontiv Ukrayins`ky`x Karpat (na pry`kladi sushmanecz`koyi ta manyavs`koyi svit) /

- L. Generalova, V. Stepanov // Visnyk L'viv. un-tu. ser. geol. – 2015. – Vy'p. 29. – S. 107–116.
5. Generalova L. V. Petroximichni zakonomirnosti “midy'sty'x piskovy'kiv” paleocenu (Sky'bova strukturno-facial'na zona, Ukrayins'ki Karpaty') / L. V. Generalova, O. V. Kostyuk // Naukova konferenciya “Vid mineralogiyi do geokhimiyi” pry'sv. 130-richchyu O. Ie. Fersmana. – Ky'ev : IGN, 2013. – S. 285–293.
6. Generalova L. V. Zalizomanganova mineralizaciya nad'yamnens'kogo strokatokolirnogo gory'zontu (Sky'bovy'j pokry'v, Ukrayins'ki Karpaty') / L. V. Generalova, V. B. Stepanov // V Mizhnarodny'j geologichny'j forum “Aktual'ni problemy' ta perspekty'vy' rozvy'tku geologiyi: nauka j vy'robny'cztvo” : materialy' forumu, 18–23 chervnya 2018, m. Odesa. – Ky'ev : UkrDGRI, 2018. – S. 35–38.
7. Ogar V. V. Mineraly' manganu u paleogenovomu flishi Zovnishnix Karpat / V. V. Ogar, S. P. Savenok, O. V. Andreyev // Geologiya i kory'sni kopaly'ny' Ukrayiny' : Zb. tez nauk. konf. In-t geokhimiyi, mineralogiyi ta rudoutvorennya im. M. P. Semenienka NAN Ukrayiny' (Ky'yiv, 2–4 zhovtnya 2018 r.). Ky'yiv, 2018. – S. 170–171.
8. Py'ly'pchuk A. S. Ly'tology'chesky'e osobennosty' y' uslovy'ya obrazovany'ya pestrocvetny'x otlozheny'j paleogena Sky'bovoj zony Karpat / A. S. Py'ly'pchuk // Novye dannye po geology'y' y' neftegazonosnosty' USSR. – 1972. – Выр. 6. – S. 101–110.
9. Predovskiy A. A. Neokhymycheskaia rekonstruktsiya pervychnoho sostava metamorfyzovanny'kh vulkanohenko-osadochny'kh obrazovaniy dokembriya / A. A. Predovskiy. – Ара тыты : Yzd-vo AN SSSR, 1970. – 114 s.
10. Yudovych Ya. Э. Основы lytokhymyy / Ya. Э. Yudovych, M. P. Ketrys. – SPb. : Nauka, 2000. – 479 s.
11. Shherbak A. A. Geoxy'my'ya my'kroelementov v medenosny'x mel-neogenovy'x otlozheny'yah yugo-vostochnoj chasty' Ukray'nsky'x Karpat y' Predkarpat'ya : dy'ss. ... kand. geol.-my'n. nauk : 04.00.12 / Shherbak Aleksandr Anatol'evy'ch. – L'vov, 1988. – 250 s. (rukopy's).

Стаття: надійшла до редакції 20.11.2021
прийнята до друку 29.12.2021

THE QUESTION ABOUT PARTYCOLOURED RUD MINERALISATION IN SKYBA ZONE OF THE UKRAINIAN CARPATHIANS

Larysa Heneraliva, Oleksandr Kostyuk, Leonid Khomyak

*Ivan Franko National University of Lviv,
Hrushevskogo Str., 4, Lviv, Ukraine, 79005
larysa.heneralova@lnu.edu.ua
oleksandr.kostyuk@lnu.edu.ua
leonid.khomyak@lnu.edu.ua*

The pelagical and gemipelagical (deep sea) association peculiarities of Paleogene rocks in the Skyba zone of the Ukrainian Carpathians has distal turbidites and (gemi)pelagites which are interspersed among themselves. Peculiarities horizons belong to a certain levels rocks in outcrops. The great development of horizons, the length of its coastline, the intermodal connectivity of these systems to the copper, manganese, and sulfur mineralization of both the certain group of mafic minerals with elements ((Fe, Mn), Ni, Cu, Co). In any event, the topic required further study, and the draft resolution proposed in the art was therefore premature. Lithological, structural and textural peculiarities of Paleogene rocks with a breakdown by other dimensions, as required, would help to clarify their meaning, theoretical aspects, and understand function of creation in the Skyba zone of the Ukrainian Carpathians (outer part of the Carpathian flysh basins by Tetis ocean). Nevertheless, there is still a need to develop further opportunities for mineral exploration because these mineralization too are of economic interest.

Key words: Skyba zone of the Ukrainian Carpathians, sandstones, limestones, clays, marls, area of copper mineralization, pyrite.

ЕВОЛЮЦІЯ МЕЗОЗОЙСЬКИХ ПЕРИДОТИТІВ УГОЛЬСЬКОГО ОФІОЛІТОВОГО КОМПЛЕКСУ (МАРМАРОСЬКА СКЕЛЬНА ЗОНА, ВНУТРІШНІ УКРАЇНСЬКІ КАРПАТИ)

Лариса Генералова, Олег Гнилко,
Наталія Білик, Володимир Степанов

*Львівський національний університет імені Івана Франка,
вул. Грушевського, 4, Львів, Україна, 79005
e-mail: larysa.heneralova@lnu.edu.ua*

Викладено результати дослідження перидотитів офіолітового угольського комплексу Внутрішніх Українських Карпат. Праця ґрунтується на даних попередників та оригінальних матеріалах геологічних спостережень у середній течії р. Терелі і на нових лабораторних аналізах перидотитів. Середньотріасово-нижньокрейдові (?) перидотити угольського офіолітового комплексу утворюють олістоліти в нижньокрейдовій соймульській олістостромово-конгломератовій товщі. Петрографічні дані дають змогу віднести розрізнені олістоліти офіолітового комплексу, зокрема перидотитів, до двох типів офіолітових асоціацій, які за мінералами-індикаторами (зокрема шпінелідами) формувались у різних умовах. Наявні результати дослідження шпінелідів утворюють дві групи, які корелюються з двома рівноважними мінеральними асоціаціями: перша – олівін+шпінель+ромбічний піроксен+моноклінний піроксен; друга – амфібол+талк. Великі ізометричні або ксеноморфні індивіди хромшпінелідів трапляються у гарцбургітах та лерцолітах. Дрібні хромшпінеліди утворюють подовжені та еліпсоподібні зерна, витягнені за директивністю породи, і трапляються в інтерстиціях кристалів піроксену та олівіну. На підставі рентгеноспектрального мікрозондового аналізу визначено, що великі хромшпінеліди першої групи більш магнезійні та менш хромисті. Хромшпінеліди другої групи – дрібніші, менш магнезійні і більш хромисті. На бінарній діаграмі Cr#–Mg# хромшпінеліди перидотитів угольського комплексу концентруються у двох областях: абісальних перидотитів та надсубдукційних перидотитів. Великі зерна хромшпінелідів кристалізувалися за низького ступеня часткового плавлення (D_{melt} до 14%), яке належить абісальним перидотитам. Дрібні зерна хромшпінелідів кристалізувалися за більш високого ступеня плавлення (D_{melt} до 30%), характерні для перидотитів надсубдукційних зон. На діаграмі кореляції середньої хромистості шпінелі та повної швидкості спредингу склади хромшпінелідів першої групи угольського комплексу відповідають перидотитам ультраповільно-спредингових СОХ. Дрібні зерна з другої групи хромшпінелідів угольського комплексу асоціюються з перидотитами швидко-спредингових СОХ. Температура перетворення порід першої мінеральної асоціації, оцінена за

шпінелевим й олівін-шпінелевим геотермометрами, коливається в інтервалі 900–1290 °С, тиск – ~15 кбар. Температура перетворення порід, до складу яких входить друга мінеральна асоціація, становить 430–450 °С, тиск – 4,0–4,5 кбар. Вивчення перидотитів угольського комплексу є інформативним

для з'ясування еволюційних перетворень вихідних протолітів і визначення стадійності формування літосфери складчасто-покровних споруд.

Ключові слова: Внутрішня зона Українських Карпат, перидотити, офіоліти, хромшпінеліди.

Вступ. Вивчення офіолітових комплексів у структурі складчасто-покровних областей сприяє вирішенню важливих задач щодо палеогеодинамічної реконструкції історії формування складчастих систем (зокрема Українських Карпат), які можуть охоплювати етапи океанічного і задугового спредінгу. Важливою проблемою у вивченні офіолітів складчасто-покровних областей є відновлення первинного палеотектонічного та палеодинамічного положення офіолітів, визначення характеру басейну, в якому відбувалось становлення офіолітового розрізу. Крім того, з офіолітовими комплексами пов'язані промислово значущі родовища корисних копалин.

Останніми роками накопичено новий фактичний і теоретичний матеріал з вивчення офіолітів. У праці подано отримані нові дані з вивчення офіолітів басейну р. Теремля.

Огляд попередніх досліджень. У 90-х роках ХХ ст. вийшла монографія З. М. Ляшкевич та інших [22], яка узагальнила усі наявні дані з проблеми магматизму Українських Карпат. Надалі з'явилась низка праць [1, 4–6, 9, 14, 17, 21], в яких окремі питання розвивались з позицій сучасної науки. Видання Карпатської серії аркушів Держгеолкарти України масштабу 1:200 000 [15], великий об'єм геокартувальних робіт з довивчення території району досліджень та тематичні роботи дали змогу одержати нові результати. Вони допомогли уточнити геологічну позицію мезозойських офіолітів у структурі Внутрішніх Українських Карпат, деталізувати особливості речовинного складу перидотитів офіолітової асоціації Мармароської зони скель й умови їх утворення.

Постановка проблеми. Серед геологічних проблем щодо вивчення Українських Карпат чільне місце посідають питання магматизму і реконструкції геодинамічних обстановок, з якими він пов'язаний. Відповідно до сучасних теоретичних уявлень поки що не достатньо проаналізовано мінеральні та термодинамічні параметри становлення перидотитів офіолітів Українських Карпат. Дослідження полягають у вивченні мінеральних параметрів перидотитів з метою реконструювання еволюції офіолітів, які утворюють олістоліти у соймульської світи Мармароської зони скель Внутрішніх Українських Карпат.

Метою досліджень є вивчення речовинних особливостей перидотитів офіолітів Мармароської зони скель на території Українських Карпат, складу породотвірних і акцесорних мінералів, термобарохімічних параметрів їхнього утворення, стадійність становлення порід в океані Тетис.

Для досягнення мети потрібно виконати такі *завдання*: дослідити в природних відслоненнях рік Мала і Велика Уголька (басейн р. Теремля) перидотити офіолітів; виявити структурне положення їх у будові соймульської світи і Мармароській зоні скель, у тім числі за допомогою геологічного картування будови “вузлових” ділянок; дослідити складові елементами офіолітового розрізу як океанічної літосфери; виконати петрографічне вивчення петротипів перидотитів; проаналізувати термодинамічні

параметри перидотитів; вивчити елементний склад шпінелідів у складі перидотитів; використати шпінеліди як індикатори палеогеодинамічних умов формування перидотитів для відновлення обстановок утворення перидотитів у складі офіолітів Трансильвансько-Муреської сутури.

Об'єкт дослідження – перидотити мезозойського угольського комплексу, які утворюють олістоліти у соймульській світі Вежанського покриву (Мармароська зона скель, Внутрішні Українські Карпати).

Предмет дослідження – стабільність еволюції перидотитів офіолітового комплексу Мармароської зони скель у Трансильвансько-Муреському сутурі Внутрішніх Українських Карпат.

Методика досліджень. Проведено комплекс досліджень, що складався з геологічних спостережень порід у відслоненнях, а також лабораторних петрографічних, мінералогічних та геохімічних досліджень перидотитів. Мінеральний склад та структурні особливості порід вивчали оптичними методами у полірованих шліфах у прохідному та поляризованому світлі. Інструментальні дослідження складу окремих мінералів та особливості мікроструктури породи виконано за допомогою скануючого електронного мікроскопа PEMMA-102-02 (Суми, Україна), обладнаного енергодисперсійним аналізатором “EDAR” у лабораторії фізичного факультету ЛНУ ім. І. Франка.

Використання новітніх аналітичних методів дає змогу виділити петрогеохімічні параметри мінералів магматичних порід, зокрема перидотитів, виявити їхні термо- і барометричні характеристики і прив'язати їх до умов магмогенерації та подальших перетворень перидотитів. Аналіз отриманих даних дає можливість визначити ступінь часткового плавлення вихідних протолітів, температуру і тиск їх метаморфічних перетворень та за змінами хімічного складу хромшпінелідів простежити еволюційну спрямованість трансформацій перидотитів у складі угольського офіолітового комплексу.

Геологічне положення. Зона Мармароських скель належить до унікального геологічного об'єкта, аналогів якому, мабуть, не знайдеться в усій дузі Карпатських гір (рис.1). Їх складну будову та геологічне положення неможливо зрозуміти без аналізу тектоніки усього орогену Карпат. З погляду тектоно-плитових уявлень терейнової тектоніки, Карпатський ороген та фундамент Панонсько-Трансильванської системи неогенових западин представлений декількома мікроконтинентальними терейнами, які розділені сутурними зонами/акреційними призмами між собою та зі стабільною ділянкою Євразійського континенту (платформною) [8, 9, 15, 26]. Визначальними елементами Внутрішніх Карпат є доальпійські кристалічні масиви, в яких виводяться на поверхню комплекси декількох мікроконтинентальних терейнів, більша частина яких зараз похована під неогеном Панонсько-Трансильванської системи западин [9, 26]. Розрізняють два великі композиційні терейни, перший з яких має назву Алькапа (масив Центральних Західних Карпат, Східних Альп та ін.), а другий – Тися-Дакія (Мармароський кристалічний масив Центральних Східних Карпат, Апусені та ін.). Вони, своєю чергою, складені з менших терейнів, об'єднаних у ранньоальпійський час (у крейді) у згадані два композиційні терейни [8, 9, 15, 26].

Українські Карпати займають вузлову тектонічну позицію, де сходяться як два композиційні терейни – Алькапа (кристалічні породи розкриті поблизу м. Ужгород у фундаменті Закарпатської западини) та Тися-Дакія (Мармароський масив та зона

Мармароських скель), – так і декілька сутурних зон/акреційних призм, що їх обмежують.

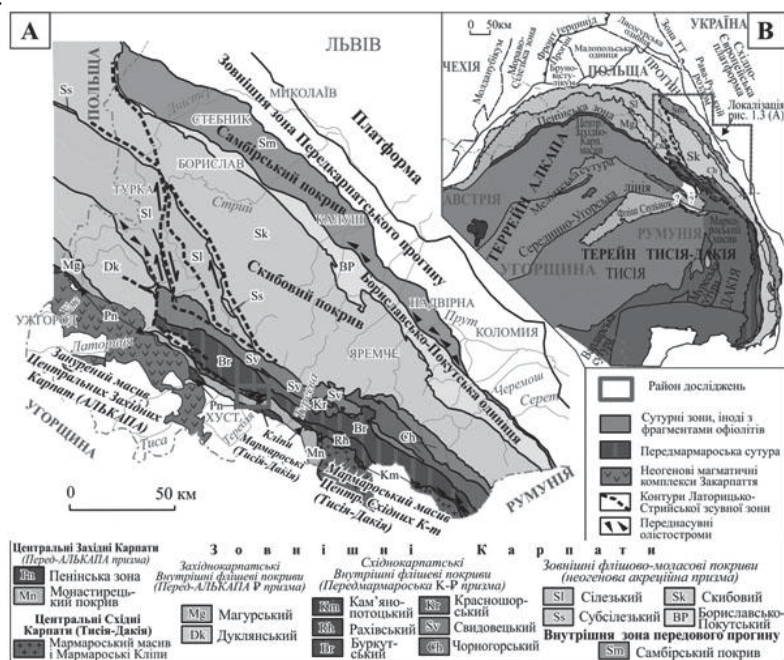


Рис. 1. (А) Схема головних тектонічних одиниць Українських Карпат [8].
(В) Регіональна схема тектонічного положення Українських Карпат, за О. М. Гнилко [9]

Будова зони Мармароських скель. Ця зона, яка формує окремий тектонічний покрив – Вежанський, – розташована на північно-західному продовженні Мармароського кристалічного масиву й тектонічно виклинюється в басейні р. Боржава [9]. Вона, вірогідно, є зірваним зі своєї седиментаційної основи фрагментом осадового чохла Мармароського масиву, насуненим (як і масив) до північного сходу на Зовнішні Карпати. З південного заходу на неї насувається внутрішньокарпатський фліш Монастирцького покриву.

Мармароська зона скель складена крейдово-палеогеновими відкладами, в нижній частині стратиграфічного розрізу яких розвинена потужна (до 1 000 м) нижньокрейдова (барем?-апт-альбська) олістостромово й олістостромово-конгломератова [13] товща соймкульської світи, яка і формує власне “Мармароські скелі” [8, 9, 15]. Олістоліти та уламки в конгломератах цієї товщі підрозділяються на два типи. Перший тип складений породами кристалічного фундаменту Мармароського масиву та його осадового верхньопалеозойського-мезозойського чохла. Це – кристалічні сланці, гнейси, гранітоїди, пермсько-тріасові кварцові конгломерати та гравеліти, тріасово-юрські вапняки та доломіти. Другий – представлений розрізненими фрагментами юрських (?) порід офіолітової асоціації, червоними яшмоїдами, рифогенними ранньокрейдовими вапняками ургонської фації. В басейні р. Велика Уголька дослідники можуть побачити усе розмаїття названих обох типів порід. Серед них заслуговують на увагу мальовничі

скелясті виходи брил (розміром до десятків і сотень метрів) юрських (?) і крейдових (ургонських?) вапняків (“Молочний Камінь”, печера в вапняках тощо), а також фрагменти порід офіолітової асоціації – базальти, ультрабазити, рідше габроїди. В базальтах простежуються подушкові текстури (піллоу-лави). Серед ультрабазитів діагностують лерцоліти, верліти, гарцбургіти, іноді піроксеніти, що часто серпентинізовані або й повністю перероблені в серпентиніти [1, 9]. Тут же відслонюється і матрикс олістостроми, складений хаотичними відкладами грязекам’яних потоків (debris-flows). Подекуди осадовий матрикс тектонічно перероблений до меланжу, що також простежується у відслоненнях.

Вгору за розрізом нижньокрейдова олістостромово-конгломератова товща змінюється нормально-шаруватими відкладами – сеноманськими пісковиками й алевролітами (100–300 м), турон-маастрихтськими червоними геміпелагічними мергелями пухівської світи (100–200 м), маастрихтським флішем ярмутської світи (до 30 м), палеоцен-еоценовими алевролітами, пісковиками та мергелями метовської світи (150–200 м), олігоценовими збагаченими органікою темними мергелистими відкладами дусинської світи (до 100 м), які завершують стратиграфічний розріз Мармароської зони скель (Вежанського покриву) [9, 15].

Перидотити мезозойського офіолітового угольського комплексу утворюють найбільш представницькі відслонення в зоні Мармароських скель у межиріччі Малої та Великої Угольки, що є лівими допливами р. Терєбля. Виходи цих порід за геологічним положенням і складом паралелізуються з об’єктами, відомими в Румунії [9, 26, 28, 29].

По р. Терєбля та її притоках відслонюється майже повний стратиграфічний розріз Мармароської зони скель. За положенням перидотитів у соймунської світи варто відмітити елементи стратифікації в положенні кластолітів офіолітів і вапняків, співвідношенні їх із матриксом. Перидотитові олістоліти приурочені до південної частини соймунської світи. Тут вони представлені серпентинізованими гарцбургітами часто з порфірокластовою структурою. Північніше часто трапляються серпентинізовані лерцоліти. На цьому рівні соймунської світи виявлені олістоліти метаморфічних сланців. Серед них діагностують хлоритові та серпентинітові (антигоритові, лізардитові, баститові) сланці. В останній групі виявлено сланці з глаукофаном [9, 15]. Вони розвиваються по перидотитах. Вище в соймунській світі простежуються олістоліти базальтів. У привододільній частині притоків рік Малої і Великої Угольки часто розвинені олістоліти й олістоплаки вапняків. Ще вище соймунська світа з олістостромовою набуває риси конгломератової та конгломератобрекчійової товщі. Її каркас має розміри від 10 до 50 мм. Тип цементації – базальний. Матрикс – псамитово-алевритовий. Цемент – кременистий, глинисто-кременистий, карбонатно-кременистий. За літодинамічними типами – це дебрити, результати акумуляції з високогустинних потоків.

Результати дослідження

Петрографічний склад перидотитів угольського офіолітового комплексу. Серед перидотитів діагностують лерцоліти, верліти, гарцбургіти, іноді піроксеніти, що частково серпентинізовані або повністю перероблені в серпентиніти. В мінеральному складі перидотитів трапляються ромбічні і моноклінні піроксени, олівін, хромшпінеліди, магнетит тремоліт, тальк, серпентин. За мінеральним складом і структурними особливостями перидотити представлені катаклазованими

порфірокластичними лерцолітами та гарцбургітами. Наведемо петрографічний опис деяких петротипів.

Серпентинітовий гарцбургіт (р. Велика Уголька, південний схил г. Камінна). Порода темно-зеленого, зеленкувато-чорного забарвлення. Текстура її – масивна, масивна-брекчійовидна (рис. 2). Структура – гіпідіоморфнозерниста, алотріоморфнозерниста. Мінеральний склад породи: олівін (20 %), ромбічний піроксен (30 %), мінерали групи серпентину (35 %), рудні мінерали (10 %), тальк (5 %). Олівін формує неправильні зерна, заміщені серпентином. Ромбічний піроксен має призматичну форму зерен до 1–2 мм. Волокнисті, тичкуваті зерна неправильної форми серпентину (рис. 3). У серпентині простежуються рудні мінерали. Мікролускуваті зерна тальку іноді утворюють облямування навколо ромбічних піроксенів й олівіну, а також простежуються разом із серпентином.



Рис. 2. Серпентинізований гарцбургіт.
Південний схил г. Камінна, р. Велика Уголька

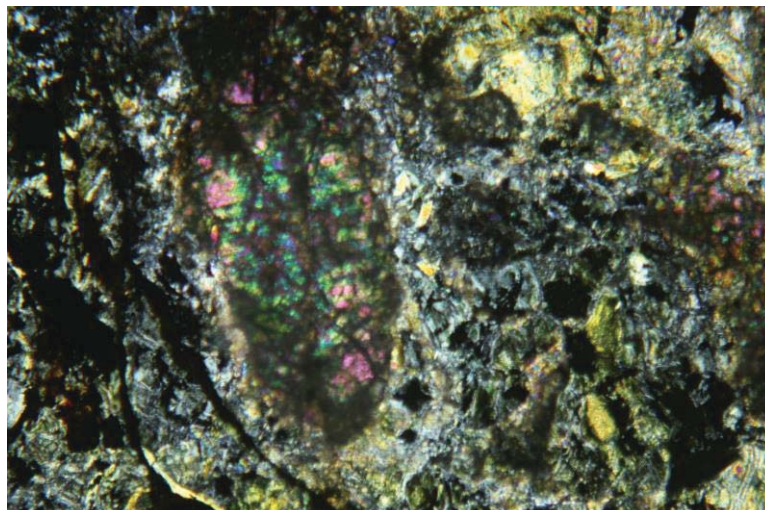


Рис. 3. Серпентинізований гарцбургіт. Мікроблокова мозаїчна структура олівіну. Південний схил г. Камінна, р. Велика Уголька. Нік. + зб. 40

Серпентинізований лерцоліт або олівіновий вебстерит (потік Вежанський, права притока р. Мала Уголька). Порода зеленкуватого, зеленкувато-чорного забарвлення масивної та приховано смугастої текстури. Під мікроскопом виявлено гіпідіоморфнозернисту або протогранулярну структуру. Порода складена серпентином (75–80 %), піроксеном (10–20 %). Акцесорні мінерали представлені шпінелідом, магнетитом, гематитом (?). Сплутано волокнисті та прожилкові виділення представлені хризолітом. Гніздоподібні таблитчасті виділення характеризуються антигоритом. У деяких правильних таблитчастих виділеннях відмічено поодинокі релікти моноклінного піроксену розміром від 0,3×1,2 до 1,5×2,9 мм. Оптичні характеристики піроксену ($n_p=1,671$, $n_g=1,686$) свідчать про те, що це – діопсид. Хромшпінеліди утворюють скупчення ізометричної форми в інтерстиціях між серпентином і піроксеном. Магнетит утворює облямівку по периферії зерен хромшпінелідів.

Порода інтенсивно серпентинізована. За петрографічними визначеннями це – серпентинізований лерцоліт або серпентинізований олівіновий вебстерит. Очевидно, цей петротип вебстеритів тяжіє до периферії масиву лерцолітів.

Серпентиніт (права притока р. Велика Уголька, південний схил г. Камінна). Порода має зеленкуватий, темно-зелений колір. Текстура породи – прожилково-вкраплена, гніздоподібна. Структура – алотріоморфнозерниста. Вона складена мінералами групи серпентину (80 %), шпінеллю (14 %), ромбічним піроксеном (5 %), мусковітом (1 %). Серпентин утворює волокнисто-тичкуваті агрегати (рис. 4). Простежуються малі зерна шпінелі, що мають неправильну форму розміром <0,01 мм. Виявлено поодинокі релікти ромбічного піроксену. Трапляються січні прожилки мусковіту.

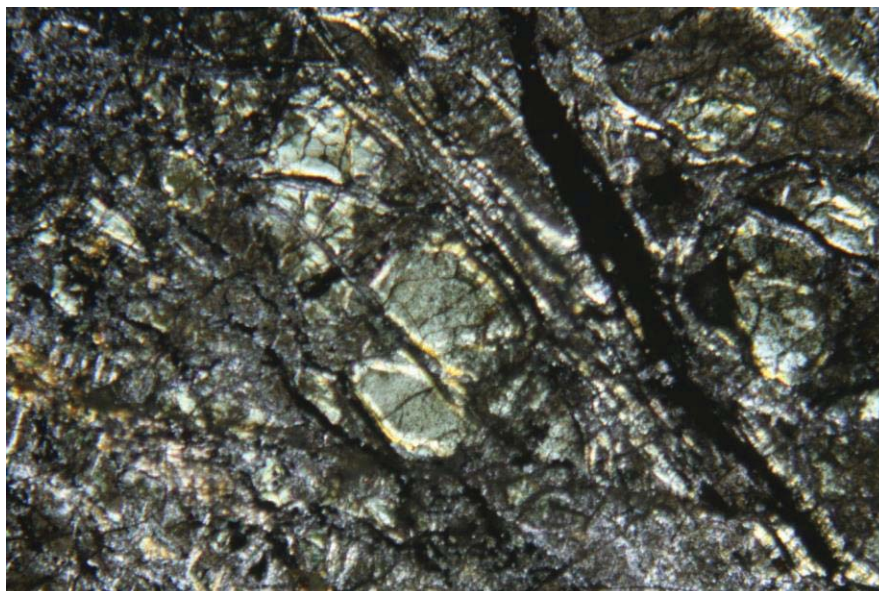


Рис. 4. Релікти ромбічного піроксену в серпентиновій масі. Південний схил г. Камінна, р. Велика Уголька. Нік. + зб. 40

Лерцоліт (південний схил г. г. Камінна, права притока р. Велика Уголька). Порода зеленкуватого, зеленкувато-чорного забарвлення. Текстура масивно-брекчійовидна. Структура бластокластична, порфірокластична, місцями протогранулярна, гіпдіоморфнозерниста. Мінеральний склад породи: олівін (45 %); ромбічний піроксен (25–30 %); моноклінний піроксен (10–15 %); рудні мінерали (7 %); вторинні (3%). Олівін утворює малі зерна неправильної форми. Вони по краях кородуються вторинними мінералами групи серпентину. Ромбічний піроксен утворює великі ізометричні, таблитчасті зерна. Вони мають проявлене пряме погасання. Крупні порфірокласти ромбічного піроксену несуть ознаки інтенсивної пластичної деформації. Вони представлені енстатитом (рис. 5). Хромшпінеліди формують ізометричні ідіоморфні кристали. Магнетит утворює дрібні зерна. Основна маса серпентинізована. Мікротріщини виповнені кварц-серіцитовим агрегатом, іноді з плагіоклазом.

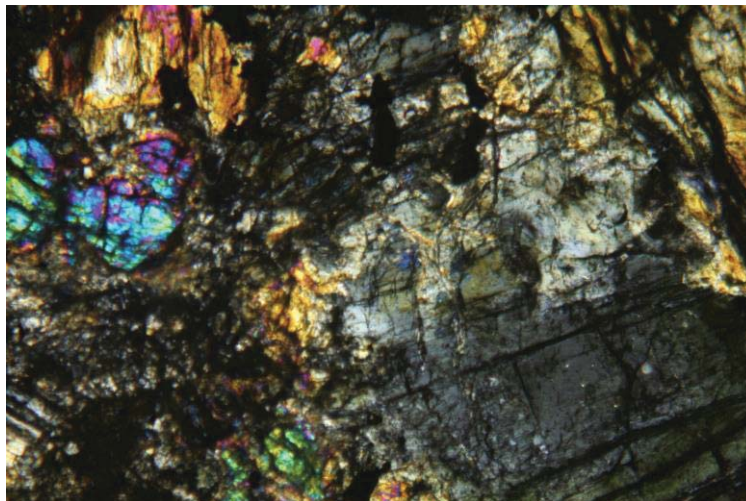


Рис. 5. Бластокластична структура лерцоліту. Роздроблені зерна олівіну і ромбічного піроксену в серпентиновій масі. Південний схил г. Камінна, права притока р. Велика Уголька. Нік. + зб. 40

За виконаними дослідженнями та нашими роботами попередніх років [1] нам вдалось з'ясувати, що взаємовідношення мінералів у перидотитах угольського комплексу дають змогу згрупувати їх у дві рівноважні мінеральні асоціації. Первинна мінеральна асоціація представлена олівіном, піроксеном, хромшпінелідами. Вторинна, мінеральна асоціація вміщує тремоліт, тальк, серпентин, хлорит, кальцит.

Особливості вивчених порід дають змогу виявити елементи розрізу літосфери Трансильвано-Муреського палеоокеану, а саме: гарцбургіти та лерцоліти утворюють

мантійний реститовий комплекс; габро, піроксеніти, верліти, базальти належать коровому комплексу. За петрогеохімічними параметрами [1, 4, 21, 22] гарцбургіт-лерцолітовий комплекс угольських офіолітів має підвищений вміст MgO , Cr_2O_3 , Co , Ni , важких лантанодів і знижені концентрації суми FeO^* , TiO_2 . Габрово-піроксеніт-верлітовий характеризується низькими вмістами MgO , Cr_2O_3 , Co , Ni і підвищеними сумами FeO^* , TiO_2 та загальної суми лантанодів. Такий аналіз складу елементів розрізу офіолітів угольського комплексу узгоджується з матеріалами з відомих офіолітових об'єктів [10].

Термодинамічні параметри становлення перидотитів угольського офіолітового комплексу. Отримані новітні дані дають змогу інтерпретувати термодинамічні умови утворення перидотитів офіолітів Мармароської зони скель.

Для оцінки температур перетворення перидотитів використано різні геотермометри. Для першої парагенетичної асоціації: олівін-хромшпінелевий та піроксеновий геотермометри, для другої – амфіболовий геотермометр.

Для визначення температури мінералоутворення застосовано термометр Д. Ліндслея [27]. Вихідними даними слугували мікроаналітичні дослідження перидотитів угольських офіолітів з роботи Н. Білик та ін. [1]. Кристалохімічна формула моноклінних піроксенів за результатами мікроаналітичних даних представлена діопсидом. Кристалохімічна формула ромбічних піроксенів за результатами мікроаналізу є гіперстеном. За вмістом феросилітової компоненти $F_{S_{0-12}}$ його можна віднести до енстатиту; або – за $F_{S_{12-30}}$ – до бронзиту. В основі термометра Д. Ліндслея лежить перерахунок складу піроксену на мінерали: енстатитової складової; феросилітової складової; воластонітової складової. Це дало змогу визначити температури формування піроксенів у складі угольських перидотитів. На трикутній діаграмі (рис. 6) бачимо, що температура утворення ромбічних піроксенів, хімічний склад яких за результатами мікрозондового аналізу відповідає бронзиту ($F_{S_{12-30}}$), становить близько $1\ 000\ ^\circ\text{C}$. Після них за температури $500\text{--}600\ ^\circ\text{C}$ почали кристалізуватися моноклінні піроксени діопсидового складу.

Результати розрахунків температур олівін-хромшпінелевої рівноваги для перидотитів угольських офіолітів такі: $970\ ^\circ\text{C}$ (геотермометр Редера-Кембелла-Джемісона); $790\ ^\circ\text{C}$ (геотермометр Оно); $880\ ^\circ\text{C}$ (геотермометр Фабрі); $870\ ^\circ\text{C}$ (модифікований геотермометр О'Нейл-Уолл-Большауз-Беррі-Гріна – (O'NWBBG) [24, література там само].

Тиск можна оцінити в $7\text{--}15$ кбар за аналогією з типовими мінеральними асоціаціями (Добрецов, 1980; Рингвуд, 1981) згідно до праці [10, література там само].

Температура перетворення порід першої мінеральної асоціації, оцінена за шпінелевим й олівін-шпінелевим геотермометрами [18, 24, 25], коливається в інтервалі $900\text{--}1\ 290\ ^\circ\text{C}$ [18, 24, 25]; тиск – ~ 15 кбар [18,19].

Для вторинної парагенетичної асоціації для визначення геотемператур застосовано номограму Si–Al для амфіболів. Результати розрахунків за номограмою Si–Al для амфіболів такі: температура – $450\ ^\circ\text{C}$; тиск – 2 кбар [1].

Термобарометрія породоутворювальних і акцесорних мінералів другої мінеральної асоціації згідно з методиками праць [7, 24] схиляють нас до того, що температура становить $430\text{--}450\ ^\circ\text{C}$; тиск – $4,0\text{--}4,5$ кбар.

Отже, температура перетворення перидотитів першої мінеральної асоціації коливається в інтервалі $900\text{--}1\ 290\ ^\circ\text{C}$ [7, 18, 24]; тиск – ~ 15 кбар [18, 19]. Температура

перетворення порід, до складу яких входить друга мінеральна асоціація, становить 430–450 °C [7, 24]; тиск – 4,0–4,5 кбар [7, 24]. Розраховані температури та тиск свідчать про термодинамічні параметри складених перидотитами тіл, які мали стадійну геодинамічну еволюцію.

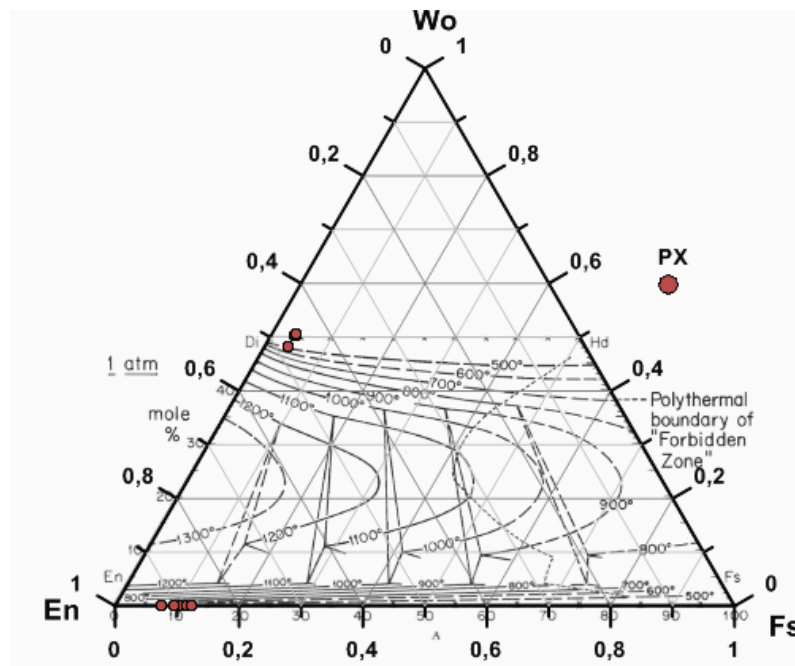


Рис. 6. Температура утворення піроксенів за піроксеновим термометром Donald H. Lindsley [27]

Еволюція становлення перидотитів офіолітів угольського комплексу. Для того щоб проаналізувати умови магматичного утворення і метаморфічного перетворення перидотитів, ми використали акцесорні мінерали перидотитів – хромшпінеліди [2, 3, 11, 12, 16, 19, 20].

На території Українських Карпат у Мармароській зоні скель знайдено перидотити, що містять хромшпінеліди в кількості 1–3 %. Магматичні хромшпінеліди хімічно стійкі мінерали, зокрема за вторинних перетворень. Їх використовують як типоморфні мінерали-індикатори для діагностики геодинамічних обстановок формування плутонічних порід офіолітів (зокрема перидотитів), які їх містять.

Хромшпінеліди є у всіх петротипах перидотитів угольського комплексу. Хромшпінеліди за формою виділення утворюють дві групи. Перша група хромшпінелідів у гарцбургітах та лерцолітах трапляється у вигляді субізометричних або неправильних ксеноморфних великих індивідів та скупчень (?) розміром до 0,4 мм. Представники другої групи утворюють подовжені, еліпсоподібні (іноді амебоподібні) форми розміром 0,002×0,007 мм, які приурочені до інтерстицій кристалів піроксену та олівіну та витягнуті за директивністю породи. Зерна забарвлені у вишнево-бурий,

червоно-бурий та темно-бурий колір. По периферії зерна мають чорну облямівку, представлену мікротрапляннями магнетиту. Іноді фіксуються зерна хромшпінелідів у вигляді ланцюжків, які орієнтовані субзгідно з первинною внутрішньою смугастістю (?) та/або первинною впорядкованістю магматичного комплексу. У досліджуваних зразках були випадки, як в одній пробі траплялися хромшпінеліди двох груп. Не викликає сумніву, що наявність двох груп хромшпінелідів в одному зразку є ознакою полістадійних процесів мінералоутворення.

Рентгеноспектральний мікронзондовий аналіз показав, що великі хромшпінеліди першої групи більш магнезійні та менш хромисті. Шпінеліди другої групи – дрібніші, менш магнезійні і більш хромисті.

На бінарній діаграмі $Cr\#-Mg\#$ з праці [16] хромшпінеліди перидотитів угольського комплексу концентруються у двох областях: абісальних перидотитів та надсубдукційних перидотитів (рис. 7). Великі зерна шпінелідів кристалізувалися за низького ступеня часткового плавлення (D_{melt} до 14 %), яке належить абісальним перидотитам. Дрібні зерна шпінелідів кристалізувалися за більш високого ступеня плавлення (D_{melt} до 30 %), які характерні для перидотитів надсубдукційних зон (див. рис. 7).

Величина ступеня часткового плавлення мантійного джерела відображається у хромистості первинних шпінелідів і, тим самим, дає можливість корелювати її з геодинамічними обстановками. Ми використали діаграму кореляції середньої хромистості шпінелі та повної швидкості спредингу з робіт [11, 12]. На цій діаграмі (рис. 8) склади хромшпінелідів першої групи угольського комплексу відповідають перидотитам ультраповільно-спредингових COX (повна швидкість спредингу до 5,5 см/рік). Дрібні зерна з другої групи шпінелідів угольського комплексу асоціюються з перидотитами швидко-спредингових COX (повна швидкість спредингу вища за 10 см/рік). Керуючись речовинним складом порід угольського комплексу та їх термодинамічними параметрами і динамічними характеристиками хромшпінелідів, ми припускаємо, що дві мінеральні асоціації перидотитів еволюціонують послідовно: спочатку в зоні шпінелевих перидотитів океанської літосфери в умовах повільного спредингу утворюються перидотити, які з часом зазнають перетворень у надсубдукційних ситуаціях.

Ці дані узгоджуються з результатами дослідження петрохімічних параметрів базальтів угольського комплексу [14] та результатами робіт з геологічного картування, проведеними останніми роками [9, 15, література там само]. На діаграмі $TiO_2-10MnO-10P_2O_5$, за нашими і колегами даними [14], координати точок складів порід потрапляють у поля базальтів серединно-океанічних хребтів й океанічних морів (MORB) і толейтів острівних дуг (IAT).

Вивчені породи належать до розрізу Трансильванських офіолітових покривів. На території України вони, ймовірно, денудовані після формування ранньоальпійської ранньомелової складчасто-покривної споруди Трансильванських та Мармароських покривів. На території Румунії вони збереглися у вигляді тектонічних останців. За результатами кінематичної реконструкції становлення структури Трансильванських (Трансильвансько-Муреських) покривів, фрагментами яких є досліджені породи, з'ясовано, що структурно верхнє положення займає офіолітовий покрив. Це відповідає режиму обдукції, очевидно, на енциматичний цоколь острівної дуги [5, 9, 26]. Становлення Трансильванських покривів завершилося колізійними процесами між

мікроконтинентальними терейнами Тися та Дакія, амальгамацією мікроконтинентів та закриттям Вардарсько-Муреського басейну (рис. 9). На північ від террейну Тися-Дакія заклався новий внутрішньокарпатський Монастирецький (Магурський) океанічний басейн. На південному заході відбувалося формування пізньокрейдово-палеогенової пасивної околиці континентального схилу композиційного террейну Тися-Дакія. Тут на зануреній ділянці Мармароського масиву (“Мармароської кордильєри”) відбувалося утворення олістостромової товщі соймільської світи, олістолітами якої, з-поміж інших, є перidotити. Коріння Трансильванських покровів розташоване між мікроконтинентальними терейнами Тися та Дакія у Муреській зоні [9, 26, 28, 29]. Остання належить Трансильвансько-Муреській (Вардарсько-Муреській) сутурній зоні, що утворилася внаслідок колізії між згаданими двома терейнами.

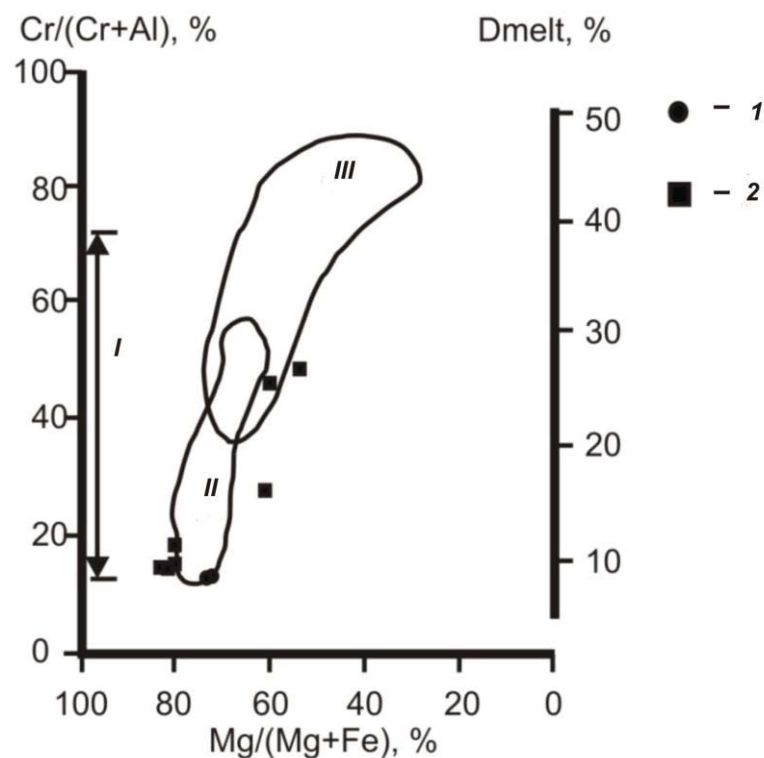


Рис. 7. Бінарна діаграма відношення магnezіальності та хромистості хромшпінелідів, за працею [16]. Поля складів хромшпінелідів з: I – задугових перidotитів; II – абісальних перidotитів; III – перidotитів субдукційних зон. Арабськими цифрами позначено локації відбору взірців: 1 – басейн р. Велика Уголька; 2 – басейн р. Мала Уголька

Висновки. У праці викладено результати дослідження порід, зокрема перidotитів, офіолітового угольського комплексу Внутрішніх Українських Карпат. Робота ґрунтується на даних попередників та оригінальних матеріалах геологічного спостереження в середній течії р. Терєблї і нових лабораторних аналізах перidotитів.

Середньотріасово-нижньокрейдові (?) перидотити утворюють олістоліти в нижньокрейдовій соймульській олістостромово-конгломератовій товщі. Вивчені олістоліти перидотитів Мармароської зони скель є продуктами розмиву літосфери Трансильванського океану й островодужних магматичних утворень, які були обдуковані на окраїну мікроматиненту Дакія (Мармароський масив) за колізійних процесів у ранній крейді [9].

Петрографічні дані дають змогу віднести розрізнені олістоліти офіолітового комплексу, зокрема перидотитів, до двох типів офіолітових асоціацій, які за мінералами-індикаторами (зокрема хромшпінелідами) формувались у різних умовах. Найявні результати дослідження хромшпінелідів утворюють дві групи, які корелюються з двома рівноважними асоціаціями мінералів: перша група – олівін + шпінель + ромбічний піроксен + моноклінний піроксен; друга група – амфібол+талък.

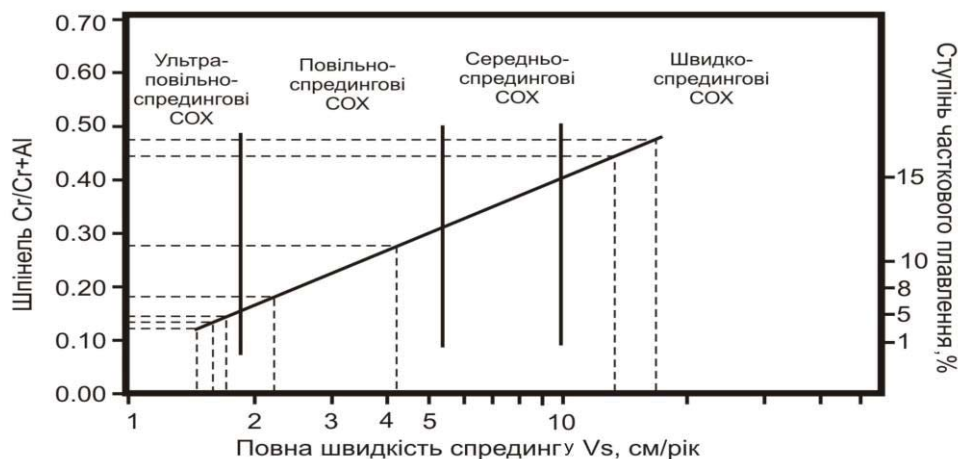


Рис. 8. Кореляція середньої хромистості шпінелі та повної швидкості спредингу (Vs), за працями [11, 12]. Пунктиром позначено склади хромшпінелідів з перидотитів офіолітового угольського комплексу



Рис. 9. Реконструкція головних етапів формування структур Мармароської зони скель, Монастирського покриву і Пенінської зони між терейнами Тися та Дакія, за використанням праці [9]

Великі ізометричні або ксеноморфні індивіди хромшпінелідів трапляються у гарцбургітах та лерцолітах. Дрібні хромшпінеліди утворюють подовжені та еліпсоподібні зерна, витягнені за директивністю породи, й трапляються в інтерстиціях кристалів піроксену та олівіну. Рентгеноспектральний мікрозондовий аналіз показав, що великі хромшпінеліди першої групи більш магнезійні та менш хромисті. Шпінеліди другої групи – дрібніші, менш магнезійні і більш хромисті. На бінарній діаграмі Cr#–Mg# хромшпінеліди перидотитів угольного комплексу концентруються у двох областях: абісальних перидотитів та надсубдукційних перидотитів. Великі зерна шпінелідів кристалізувалися за низького ступеня часткового плавлення (Dmelt до 14 %), яке належить абісальним перидотитам. Дрібні зерна шпінелідів кристалізувалися за більш високого ступеня плавлення (Dmelt до 30 %), які характерні для перидотитів надсубдукційних зон. На діаграмі кореляції середньої хромистості шпінелі та повної швидкості спредінгу склади хромшпінелідів першої групи угольського комплексу відповідають перидотитам ультраповільно-спредингових серединно-океанічних хребтів (СОХ). Дрібні зерна з другої групи шпінелідів угольського комплексу асоціюються з перидотитами швидко-спредингових СОХ. Температура перетворення порід першої мінеральної асоціації, яка оцінена за шпінелевим і олівін-шпінелевим геотермометрами, коливається в інтервалі 900–1 290 °С, тиск – ~15 кбар. Температура перетворення порід, до складу яких входить друга мінеральна асоціація, становить 430–450 °С, тиск – 4,0–4,5 кбар.

Вивчення перидотитів угольського комплексу є інформативним для з'ясування еволюційних перетворень вихідних протолітів і визначення стадійності формування літосфери складчасто-покривних споруд.

В емпіричному аспекті дослідження дають можливість поглибити знання щодо металогенії перидотитів офіолітів угольського комплексу. Отже, вивчення геології, мінерального та хімічного складу перидотитів та інших порід угольського офіолітового комплексу Мармароської зони скель, стадійності їх формування та процесів перетворення може бути використано для прогнозування оцінки їх ймовірної рудоносності.

СПИСОК ВИКОРИСТАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ

1. Білик Н. Т. Мінералогія і геодинамічні умови перетворення перидотитів з офіолітів Мармароської зони скель (Українські Карпати) / Н. Т. Білик, Л. В. Генералова, І. Г. Яценко, В. Б. Степанов // Геодинаміка. – 2016. – № 2. – С. 71–83.
2. Базылев Б. А. Петрология и геохимия океанических и альпийских шпинелевых перидотитов в связи с проблемой эволюции мантийного вещества : автореф. дис. д-ра геол.-мин. наук / Б. А. Базылев. – Москва, 2003. – 49 с.
3. Базылев Б. А. Геодинамическая интерпретация субсолидусовой перекристаллизации мантийных шпинелевых перидотитов. 1. Срединно-Океанические хребты / Б. А. Базылев, С. А. Силантьев // Петрология. – 2000. – Т. 8. – № 3. – С. 227–240.
4. Варичев А. С. Петрология мезозойских вулканитов Украинских Карпат : автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук : 04.00.08 / А. С. Варичев. – Киев, 1994. – 24 с.
5. Генералова Л. В. Порівняння покривних структур Східних Внутрішніх Карпат та Північно-Східної Фергани / Л. В. Генералова, О. М. Гнилко, І. О. Ковальчук // Вісник Львів. ун-ту. Сер. геол. – 2001. – Вип.15. – С.152–158.

6. Генералова Л. В. Шпинелиды – индикаторы условий образования перидотитов угольского комплекса (Внутренние Украинские Карпаты) / Л. В. Генералова, Н. Т. Билык, В. Б. Степанов // Ультрамафит-мафитовые комплексы: геология, строение, рудный потенциал : материалы V Междунар. конф. (Гремячинск, 2–6 сентября 2017 г.) / отв. ред. Е. В. Кислов. – Улан-Удэ : Изд-во Бурятского государственного университета, 2017. – С. 87–89.
7. Геря Т. В. Р-Т тренды и модель формирования гранулитовых комплексов докембрия : автореф. дис. д-ра геол.-мин. наук / Т. В. Геря. – Москва, 1999. – 49 с.
8. Гнилко О. М. Тектонічне районування Карпат у світлі терейнової тектоніки. Стаття 2. Флішові Карпати – давня акреційна призма / О. М. Гнилко // Геодинаміка. – 2012. – № 1. – С. 67–78.
9. Гнилко О. М. Формирование структур утесовых зон и межутесового флиша Внутренних Украинских Карпат – результат сближения и коллизии микроконтинентальных террейнов / О. М. Гнилко, С. Р. Гнилко, Л. В. Генералова // Вестн. С.-Петербург. ун-та. – Сер. 7. – Вып. 2. – 2015. – С. 4–24.
10. Грицук, А. Н. Петрогеохимические особенности и рудоносность Таловского габбро-гипербазитового массива : специальность 25.00.11. Геология, поиски и разведка месторождений твердых полезных ископаемых, минерагения : автореф. дис. канд. геол.-мин. наук / А. Н. Грицук. – Москва, 2003. – 26 с.
11. Краснова Е. А. Магматическая и метаморфическая эволюция мантийного субстрата литосферы северо-западной части Тихого океана : автореф. дис... канд. геол.-мин. наук / Е. А. Краснова. – Москва, 2014. – 26 с.
12. Короновский Н. В. Магматизм как индикатор геодинамических обстановок / Н. В. Короновский, Л. И. Демина. – Москва : КДУ, 2011. – 234 с.
13. Леонов М. Г. Олигостромы в структуре складчатых областей / М. Г. Леонов // Тр. ГИН. – 1981. – Вып. 344. – 172 с.
14. Ляшкевич З. М. Альпийский магматизм Украинских Карпат, его эволюция и геотектоника / З. М. Ляшкевич, О. М. Яцожинский // Геофиз. журн. – 2005. – № 6. – Т. 27. – С. 1005–1011.
15. 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 / Б. В. Мацьків., Б. Д. Пукач, О. М. Гнилко. – Київ : Вид-во УкрДГРІ, 2009. – 1 лист.
16. Радомская Т. А. Минералогия и геохимия Киндашского платиноидно-медно-никелевого месторождения (В. Саян) : автореф. дис... канд. геол.-мин. наук / Т. А. Радомская. – Иркутск, 2012. – 23 с.
17. Павлюк М. І. Українські Карпати в структурі Панкардії (магматизм і геодинаміка) / М. І. Павлюк, З. М. Ляшкевич, А. П. Медведєв // Геодинаміка. – 2013. – № 1 (14). – С. 45–60.
18. Пономарев Г. П. Распределение порообразующих элементов в системе основной-ультраосновной расплав–шпинель, оливин, ортопироксен, клинопироксен, плагиоклаз по экспериментальным данным: геологическое приложение / Г. П. Пономарев, М. Ю. Пузанков. – Москва : ИВиС ДВО РАН, 2012. – 668 с.
19. Савельев Д. Е. Состав акцессорных хромшпинелидов из ультрабазитов Южного Урала как отражение геодинамической обстановки формирования массивов / Д. Е. Савельев // Вестн. Пермского ун-та. Сер. геология. – 2013. – Вып. 1(18). – С. 17–25.

20. Селятицкий А. Ю. “Коровые” и мантийные перидотиты в коллизионных зонах высоких и сверхвысоких давлений – состав минералов и геохимические различия / А. Ю. Селятицкий, Н. А. Селятицкая // Современные проблемы магматизма и метаморфизма : материалы Всеросс. конф., посв. 150-летию акад. Ф. Ю. Левинсона-Лессинга и 100-летию проф. Г. М. Саранчиной. – СПб. : Изд-во СПбГУ, 2012. – Т. 2. – С. 220–222.
21. Ступка О. О. Офіоліти Українських Карпат: геохімія і мінералогія : автореф. дис... канд. геол. наук / О. О. Ступка. – Львів, 2013. – 20 с.
22. Тектоно-магматическая эволюция Карпат / З. М. Ляшкевич, А. П. Медведев, Ю. З. Крупский и др. – Киев : Наук. думка, 1995. – 132 с.
23. Тектоническая расслоенность литосферы и региональные геологические исследования / А. А. Белов, В. С. Бурман, В. П. Зинкевич и др. – Москва : Наука, 1990. – 293 с.
24. Чащухин И. С. О температуре становления ультрамафитов Платиноносного пояса Урала / И. С. Чащухин, С. Л. Вотяков, Е. В. Пушкарев, Е. В. Аникина, С. Г. Уймин // Ежегодник. – Екатеринбург, 2000. – С. 210–216.
25. Bazyle B. A. Petrology and evolution of the Brezovica ultramafic massif, Serbia / B. A. Bazyle, S. Karamata, G. S. Zakariadze // Ophiolites in Earth History. – London : The Geological Society, 2003. – P. 91–108.
26. Csontos L. Mesozoic plate tectonic reconstruction of the Carpathian region / L. Csontos, A. Vörös // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. – Elsevier, 2004. – Vol. 210. – P. 1–56.
27. Lindsley D. H. Pyroxene thermometry / D. H. Lindsley // American Mineralogist. – 1983. – Vol. 68. – P. 477–493.
28. Sandulescu-Russo D. Petrochemical characteristics of the Mesozoic Ophiolites of the Rarav-Hagminas Marginal Syncline / D. Sandulescu-Russo, C. Udrescu, A. Medesan // Dari de seama Inst. Geol. Geofiz. – Bucuresti, 1982. – Vol. 66. – P. 153–186.
29. Savu H. A preliminary comparative study of the distribution of trace elements in ophiolites and island arc volcanics from the Mures Zone / H. Savu, C. Udrescu // Rev. Roum. Geol., Geophys. et Geogr. Geologie. – București, 1981. – Т. 25. – P. 37–47.

REFERENCES

1. Bilyk N. T. Mineralohiia i heodynamichni umovy peretvorennia perydotyiv z ofiolitiv Marmaroskoj zony Skel (Ukrainski Karpaty) / N. T. Bilyk, L. V. Heneralova, I. H. Yatsenko, V. B. Stepanov // Heodynamika. – 2016. – N 2. – S. 71–83.
2. Bazylev B. A. Petrologhiya u heokhumiya okeanycheskykh u alpynotyrnykh shrynelevykh perydotyiv v svyazy s problemoi evoliutsyy mantlynoho veshchestva : avtoref. dys. d-ra. heol.-myn. nauk / B. A. Bazylev. – Moskva, 2003. – 49 s.
3. Bazylev B. A. Heodynamycheskaia ynterpretatsyia subsolydusovoi perekrystallyzatsyy mantlynykh shrynelevykh perydotyiv. 1. Sredynno-Okeanycheskye khrebtы / B. A. Bazylev, S. A. Sylantev // Petrologhiya. – 2000. – Т. 8. – N 3. – S. 227–240.
4. Varychev A. S. Petrologhiya mezozoiskykh vulkanytov Ukraynskykh Karpat : avtoref. dys. ... kand. heol.-myn. nauk : 04.00.08 / A. S. Varychev. – Kyev, 1994. – 24 s.

5. *Heneralova L. V.* Porivniannia pokryvnykh struktur Skhidnykh Vnutnishnikh Karpat ta Pivnichno-Skhidnoi Ferhany / L. V. Heneralova, O. M. Hnylko, I. O. Kovalchuk // *Visnyk Lviv. un-tu. Ser. heol.* – 2001. – Вyp.15. – S.152–158.
6. *Heneralova L. V.* Shpynelydy – yndykatory uslovi obrazovanyia perydotyov uholskoho kompleksa (Vnutrennye Ukraynskye Karpaty) / L. V. Heneralova, N. T. Vylyk, V. B. Stepanov // *Ultramafyt-mafytovye kompleksy: heolohyia, stroenyie, rudnyi potentsial: materialy V Mezhdunar. konf. (Hremiachynsk, 2–6 sentiabria 2017 h.)* / otv. red. E. V. Kyslov. – Ulan-Udэ : Yzd-vo Buriatskoho hosuniversityeta, 2017. – S. 87–89.
7. *Heria T. V.* R-T trendy y model formirovaniia hranulytovykh kompleksov dokembryia : avtoref. dys. d-ra. heol.-myn. nauk / T. V. Heria. – Moskva, 1999. – 49 s.
8. *Hnylko O. M.* Tektonichne raionuvannia Karpat u svitli tereinovoii tektoniky. Statia 2. Flishovi Karpaty – davnii akreysiina pryзма / O. M. Hnylko // *Heodynamika.* – 2012. – N 1. – S. 67–78.
9. *Hnylko O. M.* Formirovaniie struktur utesovykh zon y mezhtutesovoho flysha Vnutrennykh Ukraynskykh Karpat – rezultat sblyzhenyia y kollyzyu mykrokontynentalnykh terreinov / O. M. Hnylko, S. R. Hnylko, L. V. Heneralova // *Vestn. S.-Peterb. un-ta.* – Ser. 7. – Vyp. 2. – 2015. – S. 4–24.
10. *Hrytsuk, A. N.* Petroheokhymycheskye osobennosti y rudonosnost Talovskoho habbrohyperbazytovoho mas syva : spetsialnost 25.00.11. Heolohyia, poysky y razvedka mestorozhdenyi tverdnykh poleznykh uskoraemykh, mynerahenyia : avtoref. dys. ... kand. heol.-myn. nauk / A. N. Hrytsuk. – Moskva, 2003. – 26 s.
11. *Krasnova E. A.* Mahmatycheskaia y metamorfycheskaia эволюция мантийного субстрата литосферы северо-западной части Тихого океана : avtoref. dys... kand. heol.-myn. nauk / E. A. Krasnova. – Moskva, 2014. – 26 s.
12. *Koronovskiy N. V.* Mahmatyzm kak yndikator heodynamycheskykh obstanovok / N. V. Koronovskiy, L. Y. Demyna. – Moskva : KDU, 2011. – 234 s.
13. *Leonov M. H.* Olystostromy v strukture skladchastykh oblastei / M. H. Leonov // *Tr. HYN.* – 1981. – Vyp. 344. – 172 s.
14. *Liashkevych Z. M.* Alpyiskiy mahmatyzm Ukraynskykh Karpat, eho эволюция y heotektonyka / Z. M. Liashkevych, O. M. Yatsozhynskiy // *Heofyz. zhurn.* – 2005. – N 6. – T. 27. – S. 1005–1011.
15. 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 / B. V. Matskiv, B. D. Pukach, O. M. Hnylko. – Kyiv : Vyd-vo UkrDHRI, 2009. – 1 lyst.
16. *Radomskaia T. A.* Myneralohyia y heokhymyia Kyndashskoho platynoydno-medno-nykelevoho mestorozhdenyia (V. Saian) : avtoref. dys... kand. heol.-myn. nauk / T. A. Radomskaia. – Yrkutsk, 2012. – 23 s.
17. *Pavliuk M. I.* Ukrainski Karpaty v strukturi Pankardii (mahmatyzm i heodynamika) / M. I. Pavliuk, Z. M. Liashkevych, A. P. Medvediev // *Heodynamika.* – 2013. – N 1(14). – S. 45–60.
18. *Ponomarev H. P.* Raspredelenyie porodoobrazuiushchykh elementov v systeme osnovnoi-ultraosnovnoi rasplav-shpynel, olyvyn, ortopyroksen, klynopyroksen, plahyoklaz po эсперыментальным данным: heolohycheskoe prylozhenyie / H. P. Ponomarev, M. Yu. Puzankov. – Moskva : YVYS DVO RAN, 2012. – 668 s.

19. *Savelev D. E.* Sostav aktsessornykh khromshpynelydov yz ultrabazytov Yuzhnoho Urala kak otrazhenye heodynamicheskoi obstanovky formirovaniya massivov / D. E. Savelev // Vestn. Permskogo un-ta. Ser. heolohiya. – 2013. – Выр. 1(18). – S. 17–25.
20. *Seliatytskyi A. Yu.* «Когоные» у мантийные перидотиты в коллизийных зонах высокых и сверхвысоких давлений – состав минералов и геохимические различия / A. Yu. Seliatytskyi, N. A. Seliatytskaia // Современные проблемы магматизма и метаморфизма : материалы Всерос. конф., посв. 150-летию акад. F. Yu. Levynsona-Lessynha у 100-летию проф. H. M. Saranchynoi. – SPb. : Yzd-vo SPbHU, 2012. – Т. 2. – S. 220–222.
21. *Stupka O. O.* Ofiolity Ukrainskykh Karpat: heokhimiia i mineralohiia : avtoref. dys... kand. heol. nauk / O. O. Stupka.– Lviv, 2013. – 20 s.
22. Tektono-magmaticheskaiа evoliutsiia Karpat / Z. M. Liashkevych, A. P. Medvedev, Yu. Z. Krupskiy y dr. – Kyev : Nauk. dumka, 1995. – 132 s.
23. Tektonicheskaiа rassloennost lytosfery y rehyonalnye heolohicheskiye issledovaniya / A. A. Belov, V. S. Burman, V. P. Zynkevych y dr. – Moskva : Nauka, 1990. – 293 s.
24. *Chashchukhyn Y. S.* O temperature stanovleniya ultramafytov Platynonosnoho poiasa Urala / Y. S. Chashchukhyn, S. L. Votikov, E. V. Pushkarev, E. V. Anykina, S. H. Uimyn // Ezhehodnyk. – Ekaterynburh, 2000. – S. 210–216.
25. *Bazyle B. A.* Petrology and evolution of the Brezovica ultramafic massif, Serbia / B. A. Bazyle, S. Karamata, G. S. Zakariadze // Ophiolites in Earth History. – London : The Geological Society, 2003. – P. 91–108.
26. *Csontos L.* Mesozoic plate tectonic reconstruction of the Carpathian region / L. Csontos, A. Vörös // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. – Elsevier, 2004. – Vol. 210. – P. 1–56.
27. *Lindsley D. H.* Pyroxene thermometry / D. H. Lindsley // American Mineralogist. – 1983. – Vol. 68. – P. 477–493.
28. *Sandulescu-Russo D.* Petrochemical characteristics of the Mesozoic Ophiolites of the Rarav-Hagminas Marginal Syncline / D. Sandulescu-Russo, C. Udrescu, A. Medesan // Dari de seama Inst. Geol. Geofiz. – Bucuresti, 1982. – Vol. 66. – P.153–186.
29. *Savu H.* A preliminary comparative study of the distribution of trace elements in ophiolites and island arc volcanics from the Mures Zone / H. Savu, C. Udrescu // Rev. Roum. Geol., Geophys. et Geogr. Geologie. – București, 1981. – Т. 25. – P. 37–47.

*Стаття: надійшла до редакції 15.01.2021
прийнята до друку 20.02.2021*

EVOLUTION OF MESOZOIC PERIDOTITES OF THE COAL OPHIOLITE COMPLEX (MARMARA ROCK ZONE, INNER UKRAINIAN CARPATHIANS)

**Larysa Heneralova, Oleg Hnylko,
Nataliya Bilyk, Volodimir Stepanov**

*Ivan Franko National University of Lviv,
Hrushevskyy Str., 4, Lviv, Ukraine, 79005
e-mail: larysa.heneralova@lnu.edu.ua*

The paper presents the results of the study of peridotites of the Ugolka ophiolite complex of the Inner Ukrainian Carpathians. The work is based on the data of prior research and original materials of geological observations from the middle course of the Tereblya River, and on new laboratory analyzes of peridotites.

Middle Triassic – Lower Cretaceous (?) Peridotites of the Ugolka ophiolite complex form olistolites in the Lower Cretaceous olistostrome-conglomerates of Soimul formation. Petrographic data make it possible to classify disparate olistolites of the ophiolite complex, and peridotites in particular, into two types of ophiolite associations, which were formed in different conditions according to indicator minerals (including spinelides).

Results of the study of spinelites form two groups that correlate with two equilibrium mineral associations: first – olivine + spinel + orthorhombic pyroxene + monoclinic pyroxene; and second – amphibole + talc. Larger isometric or xenomorphic individuals of chromium spinels are found in harzburgites and lherzolites. Smaller chromium spinel individuals form elongated and elliptical grains, stretched along the structure of the rock, and are found in the interstices of pyroxene and olivine crystals. X-ray microprobe analysis revealed that the composition of chromium spinel grains of the first group contains more magnesium and less chromium. chromium spinels of the second group are smaller, and contain less magnesium and more chromium. On the binary diagram Cr#–Mg# chromium spinels from the peridotites of the Ugolka complex are concentrated in two areas: abyssal peridotites and suprasubduction peridotites. chromium spinel grains from the first group crystallized at a low degree of partial melting (Dmelt up to 14 %), which is typical for abyssal peridotites. chromium spinels of the second group crystallized at a higher degree of melting (Dmelt up to 30 %), which is characteristic of peridotites of suprasubduction zones. On the correlation diagram of the average chromium spinel and the total spreading speed, the chromium spinel compositions of the first group of the Ugolka complex corresponds to the peridotites of ultra-slow spreading zones.

КАРСТОВА ГІДРОГЕОЛОГІЧНА СИСТЕМА СОЛОТВИНСЬКОГО РОДОВИЩА, ЕФЕКТ САМОТАМПУВАННЯ КАРСТОВОГО КАНАЛУ ТА ПЕРСПЕКТИВИ ВІДНОВЛЕННЯ СПЕЛЕОЛІКАРНІ У ШАХТІ № 9

Василь Дяків¹, Анатолій Гайдін²

¹Львівський національний університет імені Івана Франка,
вул. Грушевського, 4, Львів, Україна, 79005
e-mail: dyakivw@yahoo.com;

²ТзОВ Інститут «ГІРХІМПРОМ»,
вул. Стрийська, 98, Львів, Україна, 79026
e-mail: anatoliy.haydin@gmail.com

Подано характеристику геологічної будови, сучасного геоекологічного стану, гідрогеологічних та гірничо-геологічних умов Солотвинського родовища кам'яної солі (Закарпатська область). Розглянуто особливості розвитку соляного карсту та проведено ретроспективний аналіз його розвитку в межах шахти № 9: від катастрофічного водопритоку, активного розвитку техногенно-активізованого карсту та аварійного затоплення. Виявлено ефект самотампонування карстового каналу в районі Чорного Мочара, що дає можливість передбачати осушення шахти № 9 та відновлення підземного відділення алергологічної лікарні.

Ключові слова: карстова гідрогеологічна система, Солотвинське родовище кам'яної солі, шахта № 9, соляний карст, техногенна активізація, ефект самотампонування, спелеолікарня, видобування, оцінка, аналіз, прогноз.

Вступ. Солотвинське родовище кам'яної солі розроблялось із давньоримських часів до початку ХХІ ст. і за цей час тут було побудовано 9 шахт. Через високі ризики розвитку соляного карста та складні гірничо-гідрогеологічні умови усі шахти припинили видобуток, хоча розвідані балансові запаси солі тут становлять 30 млн тонн, а загальний об'єм соляного купола становить близько 2 млрд тонн. Крім видобутку солі, шахти в межах Солотвинського родовища мали важливе наукове та лікувальне значення: в шахті № 9 знаходились Солотвинська підземна низкофонова лабораторія Інституту ядерних досліджень НАН України та підземне відділення Республіканської алергологічної лікарні, а в шахті № 8 – підземне відділення Закарпатської обласної алергологічної лікарні.

Видобуток солі, наукові дослідження, особливо лікування алергологічних хворих, починаючи з 2005–2007 рр. різко обмежені через різкі зростання водоприпливів. У

2006–2008 рр. ситуація на шахтах суттєво змінилась: якщо на шахті № 8 водопріплив стабілізувався на рівні 100 м³/годину, то на шахті № 9 наприкінці 2008 р. досяг катастрофічних значень 500–600 м³/год. З таким водопріпливом не змогли справитись дві потужні помпи з видатністю по 200 м³/год, а отже, урядова комісія у жовтні 2008 р. прийняла рішення про затоплення шахти № 9. У 2010 р. провалу поблизу вентиляційного стовбура, припинено експлуатацію та почали затоплення шахти № 8. Сьогодні шахту № 9, як і шахту № 8, повністю затоплено.

Постановка проблеми. Суттєве погіршення гірничо-гідрогеологічних умов, пов'язане з розвитком соляного карсту та просіданням денної поверхні над виробленим простором, різко обмежує використання території. У зв'язку з тим надзвичайно актуальним є з'ясування причинно-наслідкових зв'язків між особливостями геологічної будови, гідрогеологічних та гірничо-гідрогеологічних умов, з одного боку, та розвитком техногенно-активізованого соляного карсту і сучасним геоекологічним станом – з іншого, для визначення чинників, які варто взяти до уваги під час ймовірного відновлення роботи шахти № 9 із розробкою покладів кам'яної солі та відновленням спелеолікування.

Аналіз останніх досліджень і публікацій. Першим усестороннім дослідженням геології і карсту соляних родовищ є монографія Г. В. Короткевича [1], де висвітлено гідрогеологічні умови Солотвинського родовища, прояв соляного карсту, зокрема ніш вилугування на схилах соляного куполу та ділянки відсутності палагу – елювіальних глин, що захищають солі від розчинення.

Надалі до вирішення проблем діяльності соляних шахт залучалися науковці інституту ВІОГЕМ (м. Белгород), Українського науково-дослідного інституту соляної промисловості (УкрНДІСПЛЬ, м. Бахмут) та Українського науково-дослідного і проектно-конструкторського інституту гірничої геології, геомеханіки і маркшейдерської справи (УкрНДМІ, м. Донецьк), Інституту Геології НАН України. Результати досліджень використано в проектних пропозиціях з утримання та закриття шахт.

З 2006 р. у зв'язку з виникненням надзвичайної ситуації розпочали дослідження і проектні розробки працівники Інституту ГРХІМПРОМ. В основу методики досліджень техногенного соляного карсту покладено вчення А. М. Овчиннікова [2] про гідродинамічні системи, що складаються з областей живлення, транзиту та розвантаження підземних вод. На основі натурних обстежень проявлень соляного карсту, гідрохімічного опробування та використання методу геологічної подібності було встановлено основні складові гідродинамічної системи. Закономірності розвитку техногенного соляного карсту опубліковано в монографіях та статтях А. М. Гайдіна та В. О. Дяківа зі співавторами [3, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10, 11].

Мета статті – показати, що карстова гідрогеологічна система Солотвинського родовища кам'яної солі тісно пов'язана із розвитком соляного карсту, характеризується динамічним розвитком загалом та ефектом самотампонування карстового каналу зокрема, що дає можливість прогнозувати відновлення спелеолікарні у шахті № 9.

Виклад основного матеріалу. Солотвинське родовище кам'яної солі розташоване у південно-східній частині Закарпатської області в Солотвинській западині Закарпатського прогину. Тут із найдавніших часів, від II тис. до н. е., видобували особливо чисту сіль. Спочатку сіль видобували із конусоподібних ям завглибшки до 20 м, а з часом їх глибина сягала 150 м. Систематичний видобуток солі

почався, коли на ділянці Затон з'явилася перша соляна шахта під назвою Кунігунда. З 1774 р. у східній частині Солотвинського купола почалося будівництво інших шахт: Ніколай, Альберт, Христина, Йосиф, на яких працювало 1 740 шахтарів. Зараз усі ці шахти затоплені, а над ними утворилися озера.

У 1808 р. було закладено шахту № 7, яка працювала до 1952 р. До останнього часу у Солотвиному діяло дві шахти: № 8 і № 9. Шахту № 8 побудовано 1886 р., а найновішу шахту № 9 – 1975. Вони працювали до 2008–2010 рр. У повоєнні роки, північно-західну частину Солотвинського соляного купола використовували для потреб підземного зберігання стратегічних запасів палива та для потреб військових з країн–учасників Варшавського договору – так званий Об'єкт 630.

Щорічний видобуток солі у 80-х роках минулого століття становив понад 500 тис. тонн (близько 10 % загального видобутку солі в Україні). Крім видобутку солі, соляні шахти Солотвиного мали важливе лікувальне та наукове значення, адже вони були відомі за особливою ефективністю лікування у підземних відділеннях двох алергологічних лікарень: республіканської у шахті № 9 та обласної у шахті № 8. За три десятиліття у нихвилікувалось понад 100 тис. хворих. У шахті № 9 було розміщено також підземну низькофонову лабораторію Інституту ядерних досліджень НАН України. Дренажні розсоли, що відкачували із шахт, використовували у численних рекреаційно-розважальних установах на західній частині соляного купола. Усі об'єкти – старі та відносно нові соляні копальні, а також об'єкт 630 та головні дренажні виробки – показано на рис. 1.

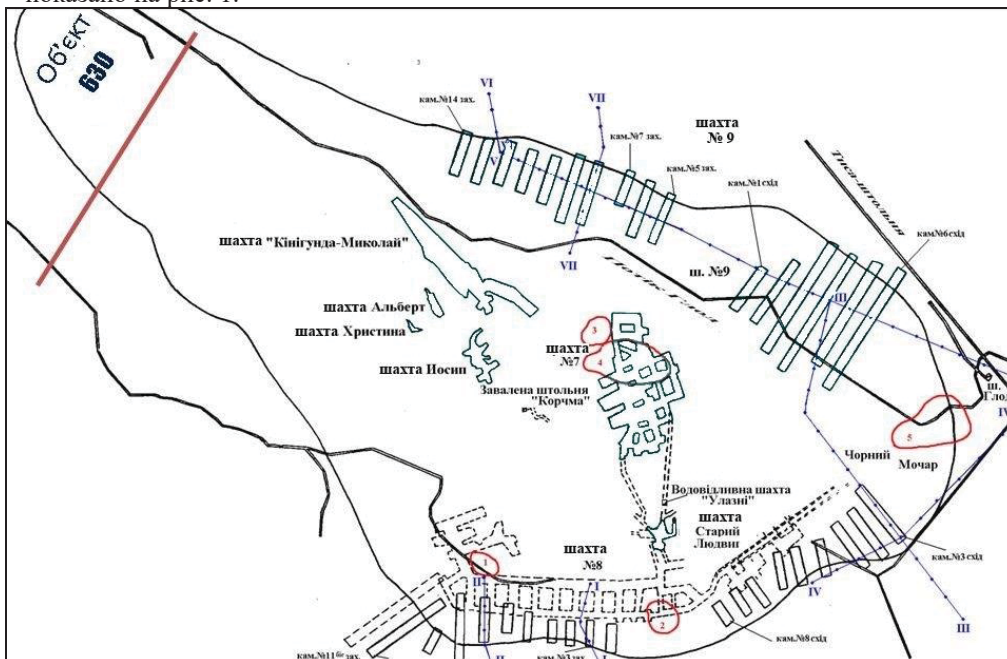


Рис. 1. Найбільші солевидобувні копальні, місце підземного зберігання нафтопродуктів – об'єкт 630 та головні дренажні виробки в межах Солотвинського родовища кам'яної солі

Обидві шахти затоплені внаслідок розвитку соляного карсту. У шахті № 9 до 2002 р. проявлень води майже не було. Приплив розсолів розпочався з капіжу на глибині 365 м і поступово збільшувався. 2006 р. приплив перевищив продуктивність насосної установки і видобувні камери почали затоплюватися. Розвиток соляного карсту призвів до зсувів та провалів земної поверхні. У жовтні 2008 р. урядова комісія прийняла рішення про припинення осушення шахти № 9. Експертна комісія МНС України визначила територію Солотвинського солерудника зоною надзвичайної ситуації державного рівня.

Між тим Солотвино має великий промисловий, рекреаційний та бальнеологічний потенціал. Інститут ГРХІМПРОМ опрацював концепцію реалізації зазначеного потенціалу, втім числі показано можливість відновлення підземного відділення алергологічної лікарні [1].

Короткевич Г. В. [1] 1970 р. пов'язав розвиток соляного карсту в межах Солотвинського родовища із ділянками відсутності палагу – елювіальних глин, що захищають солі від розчинення (рис. 2).

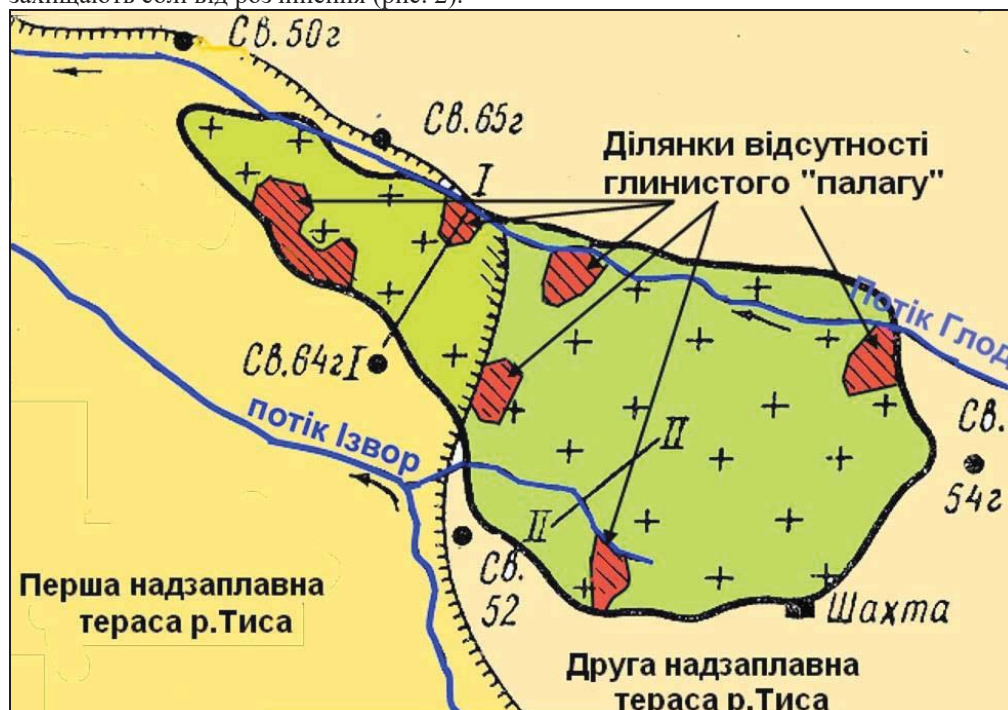


Рис. 2. Ділянки відсутності глинистого палагу, виділені Г. В. Короткевичем [1], у межах Солотвинського соляного купола

Будова шахти № 9. Шахта № 9 (рис. 3) діяла з 1975 р. Соляний поклад розкритий трьома центрально розташованими стовбурами: головним, допоміжним і скіповим. Головний стовбур діаметром 6 м проведено до глибини 430 м. До глибини 265 м стовбур проходить по вмісних породах, глибше – в солях.

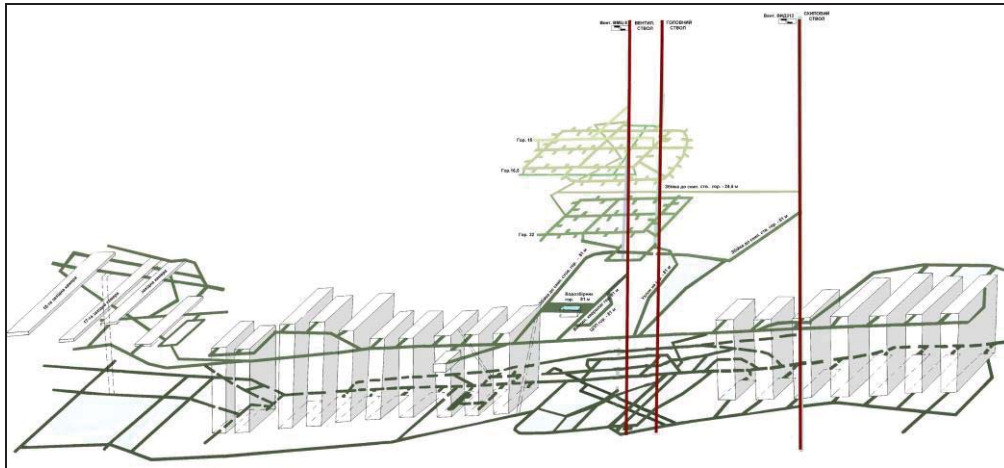


Рис. 3. Схема виробок шахти № 9

Стовбур сполучений з гірничими виробками лікарні на відмітках $-16,5$ і -61 м. Допоміжний (вентиляційний) стовбур глибиною 430 м та діаметром 6 м сполучений з горизонтальними виробками на відмітках $+4$, $-16,5$, -61 , -81 , -146 м. Скіповий стовбур глибший за інші на 153 м, глибиною 583,5 м, діаметром 7 м, сполучений з горизонтальними виробками на відмітках $+4$, $-24,5$, -61 , -81 , -146 м. На горизонтах -15 і $-24,4$ м спеціально пройдені виробки для розміщення пацієнтів республіканської алергологічної лікарні. Виробки закріплені залізобетоном, за винятком горизонту $-16,5$, закріпленого арочним податливим кріпленням з залізобетонними затяжками.

Шахта № 9 відробила лише один горизонт на глибині 360 м від поверхні землі. Підшва видобувних камер знаходиться на відмітці -146 м, а покрівля – на -81 м. Ширина камер 20 м; висота 68 м; довжина 90–165 м. Міжкамерні цілики мають ширину 30 м. Площа горизонтального перетину видобувних камер $28\,880\text{ м}^2$, об'єм – 2 млн м^3 .

Водовідливні установки було розміщено у рудворах на горизонтах -146 і -81 м. З нижнього горизонту розсіл перекачували у резервуар на горизонті -81 м, а звідти – на поверхню. В кінці 2004 р. у зв'язку зі збільшенням водоприпливу діяльність підземного відділення лікарні було припинено. 2008 р. приплив розсолу збільшився до $500\text{ м}^3/\text{год}$. У грудні 2008 р. насоси були затоплені.

Місце прориву води визначено безпосередньо в центрі болота “Чорний Мочар”, де стався провал. Геологічний розріз місця прориву показано на рис. 4.

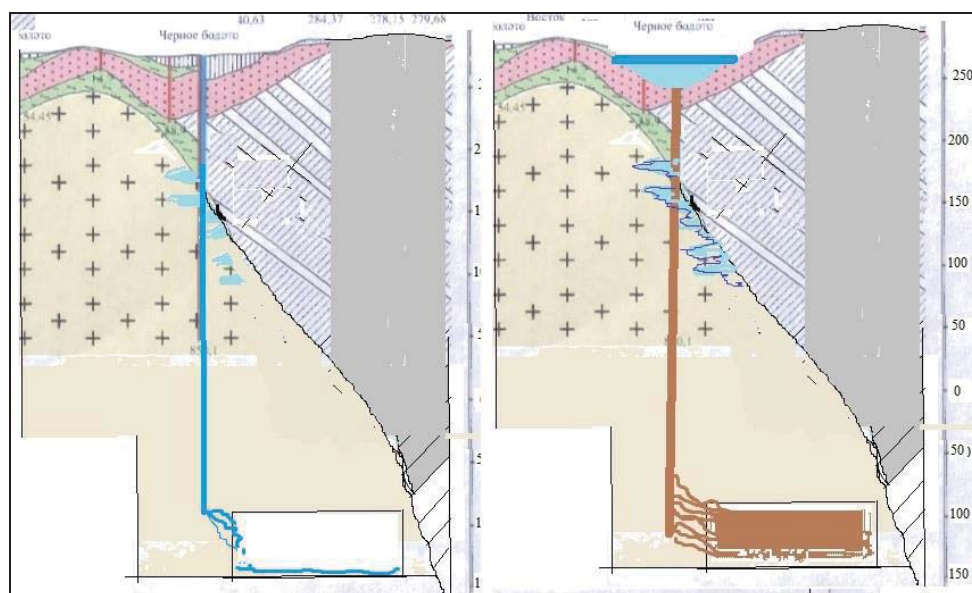


Рис. 4. Ліворуч – схема прориву води із зони бокового карсту через свердловину у видобувні камери; праворуч – провал і заповнення жерла і камер провальними масами

Місце прориву має форму котловини над контактом соляного тіла із вмісними породами. Потужність четвертинних відкладів у котловині сягає 60 м. Бокові породи складені мергелями, аргілітами, алевролітами, пісковиками, які нахилені під кутом 40–60°.

У геологічному минулому тут було вогнище розвантаження підземних вод. Унаслідок розчинення солей утворилося карстове озеро, яке з часом евтрофікувалося, тобто заросло водною і прибережною рослинністю та перетворилося в болото. Про це свідчить лінза торфу у відслоненні на борту провалу.

На контакті соляного куполу з боковими породами проходить карстовий канал, який є зоною транзиту розсолів і простягається від Чорного Мочара до озер Затону. Наявність карстового каналу визначено ще Г. В. Короткевичем [1] і підтверджено геофізичними дослідженнями, проведеними УкрНДІМІ. За Г. В. Короткевичем, який задокументував розкриті гірничими виробками карстові порожнини, морфологічно карстовий канал має вигляд системи глибоких ніш на глибині до 200 м. Їх положення контролюється змінами базису ерозії – рівнем води у різні періоди роботи давніх шахт.

Послідовність подій з затоплення шахти № 9. Дослідження послідовності процесів під час затоплення шахти № 9 дає змогу виділити такі етапи [8, 9].

Перший етап – 2001–2006 рр. Гірничі виробки розкрили тріщинувату зону, пов'язану з незадокументованими свердловинами в центрі болота Чорний Мочар. Через свердловини із закарстованої приконтактної зони проникла вода, яка, рухаючись по солях, перетворилася в розсіл. Пониження рівня бокових підземних у районі Чорного Мочара призвело до інверсії руху води – озера Затону перетворилися із зони розвантаження в зону живлення. Із цих озер вода карстовим каналом протікає в район Чорного Мочара і стовбурами свердловин виливається у видобувні камери. Із шахти

розсіл відкачують і скидають в озера Затону, де розсіл розбавляється атмосферними водами і знову тече до Чорного Мочара.

Унаслідок агресивності розсолів діаметр свердловин розширюється. Завдяки розширенню карстового каналу і свердловин дебіт припливу розсолу з 2001 до 2006 рр. поступово зростає до 200 м³/год.

Другий етап – 2006–2008 рр. Стовбури свердловин в інтервалі солей унаслідок розчинення розширилися до діаметра близько 10 м. Покриваючі породи – глина, суглинок, гальковик, торф – почали провалюватися в жерло. Продукти обвалювання змішуються з розсоллом, який надходить із карстового каналу (рис. 5). Утворюється гідросуміш, яка заповнює видобувні камери. В камерах швидкість потоку різко зменшується і тверда фаза випадає в осад. Освітлений розсіл тече до стовбура, де була відкачка. Насосну станцію перенесено на верхній горизонт. Приплив розсолу зростає до 500 м³/год. Про це свідчить динаміка водоприпливу у шахту № 9 у 2005–2009 рр. та його зв'язок із еволюцією провалуотворення в районі Чорного Мочара (рис. 6).

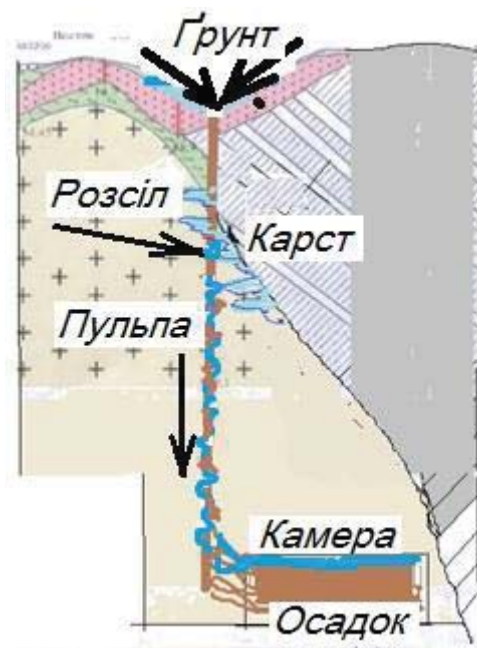


Рис. 5. Схема формування гідросуміші

На поверхні утворюється провалля, в яке з крутих схилів сповзають покриваючі породи, дерева і дачні будинки. Усі вищезгадані події чітко фіксуються змінами провалу в районі Чорного Мочара у 2007–2009 рр. (рис. 6, 7).



Рис. 6. Динаміка водоприпливу у шахту № 9 у 2005–2009 рр. та його зв’язок із еволюцією провалуутворення в районі Чорного Мочара



Рис. 7. Динаміка провалоутворення в районі Чорного Мочара внаслідок катастрофічного водоприпливу у шахту № 9 у 2007–2009 рр.

Видобувні камери затоплені. Простежується осушення озер Затону (рис. 8). Відкачку розсолу припиняють.



Рис. 8. Осушення майже усіх Солотвинських соляних озер в районі Затону після припинення водовідливу та затоплення шахти № 9 у січні 2009 р.

Осушення майже усіх Солотвинських соляних озер в районі Затону стало неспростовним доказом існування в межах Солотвинського родовища кам'яної солі єдиної гідрогеологічної системи, в межах якої фіксували просторово-часову мінливість зміни інженерно-геологічних умов, активізації та пригнічення карсту, прискореного провалутворення, природної самоізоляції виходів солі в процесі еволюції карстового процесу, що супроводжувалось змінами просторового положення зон живлення, транзиту, розвантаження вод карстового водоносного горизонту.

Згідно із запропонованою принциповою схемою карстової гідрогеологічної системи Солотвинського родовища кам'яної солі до осушення майже усіх Солотвинських соляних озер у районі Затону ці водойми, разом із водоприпливом на водозбірну площу, були зоною живлення карстової гідрогеологічної системи у періоди активізації карсту: звідси вода текла по зоні транзиту – карстовому каналу, локалізованому на рівні ерозійного зрізу неогенових відкладів північного краю Солотвинського соляного купола, який був гідравлічно відокремлений від провалу шахти № 7 та розвантажувався у провалі Чорний Мочар (рис. 9).

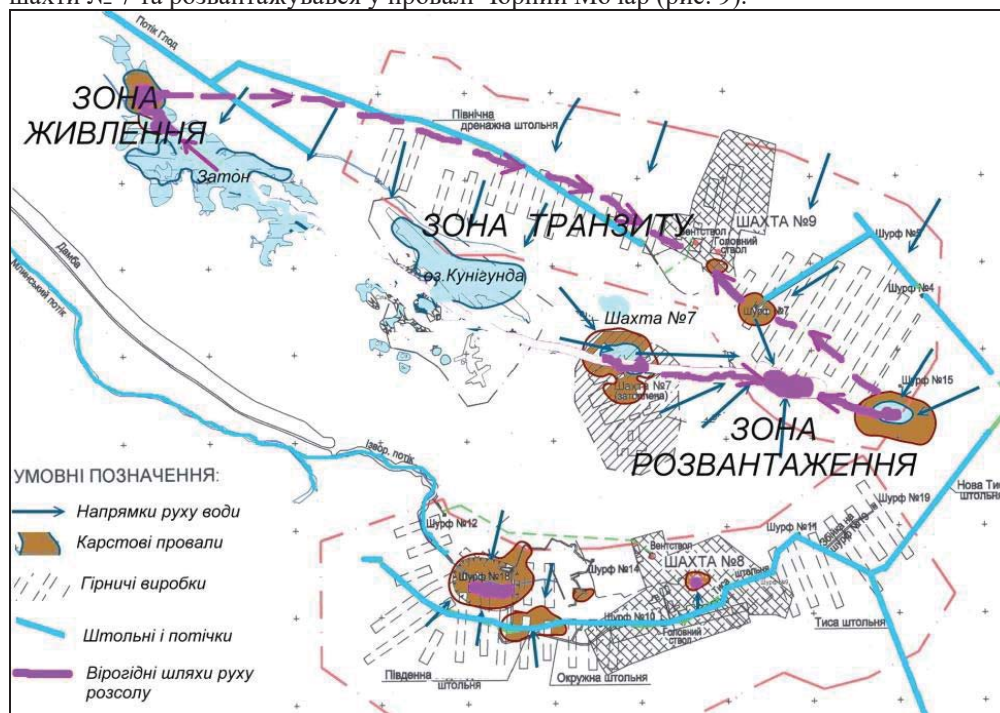


Рис. 9. Принципова схема функціонування карстової гідрогеологічної системи Солотвинського родовища кам'яної солі до осушення майже усіх Солотвинських соляних озер у районі Затону і повного затоплення шахти № 9 та розташування на ній зон живлення (Солотвинські соляні озера), транзиту (карстовий канал на рівні ерозійного зрізу неогенових відкладів по північному краю соляного купола) та розвантаження (провал Чорний Мочар і затоплювана шахта № 9)

Після припинення осушення шахти № 9, її повного затоплення почалось затоплення карстових порожнин та відновлення статичних рівнів підземних вод, що спричинило інверсію локалізації зон живлення та розвантаження, коли на водозбірній площі провалу Чорний Мочар сформувалось озеро і надлишки його вод та вод із водозбірної площі шахти № 8 інфільтраційно розвантажувались у існуючий карстовий канал у зоні транзиту та розвантажувались у протилежному напрямку у Солотвинські соляні озера в районі Затону, знову їх наповнюючи, але вже опрісненою водою (рис. 10).

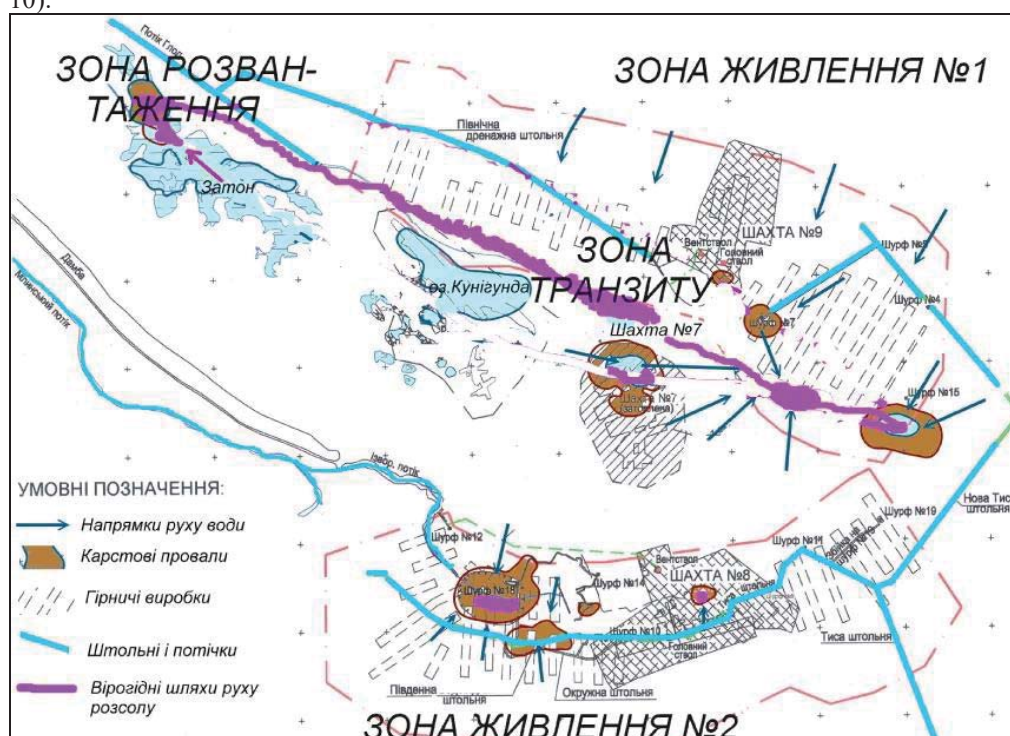


Рис. 10. Принципова схема функціонування карстової гідрогеологічної системи Солотвинського родовища кам'яної солі після повного затоплення шахти № 9 та розташування на ній зон живлення (водозбірні площі провалу Чорний Мочар та затопленої шахти № 8), транзиту (карстовий канал на рівні ерозійного зрізу неогенових відкладів по північному краю соляного купола) та розвантаження (Солотвинські соляні озера)

Як бачимо із наведених принципових схем в умовах інженерно-геологічних змін геологічного середовища Солотвинського соляного купола, мінливі у часі і просторі потоки карстових вод пов'язують усі гірничі об'єкти (шахти № 7, 8 та 9, дренажні штольні та шурфи, соляні озера) у єдину карстову гідрогеологічну систему.

Третій етап – 2009–2015 рр. У жерлах на місці свердловин і в камерах накопичений осадок, який ущільнюється під власною вагою. Течія розсолу через жерла в камери припиняється. Із осаду, що ущільнюється, розсіл витискається, заповнює стовбури шахти і повільно витікає через скіповий стовбур. Рівень розсолу в карстовому каналі піднімається. Знову відбувається інверсія потоку: формується оз. Чорний Мочар, яке є джерелом живлення. Відновлюються розсоли в озерах Затону.

Розширення карстового каналу призвело до втрати стійкості схилу, на якому розміщена промплощадка шахти № 9 та електростанція. Масив порід сповзає у бік долини і частково або й повністю перекриває карстові порожнини.

Четвертий етап – 2016–2019 рр. Закінчується ущільнення осаду в камерах. Витік води із скіпового стовбура припиняється. Над карстовим каналом просідають покриваючі породи, утворюються провали та озера. Зсувний масив впирається у схил соляного купола і частково перекриває карстовий канал. Формуються нові озера в долині від котловини Ельдорадо до озера Чорний Мочар.

Фізичний механізм заповнення видобувних камер провальними відкладами.

До покриваючих порід, що провалюються в жерла, підмішується розсіл із карстового каналу. Утворюється грубодисперсна суміш. Рух гідросумішей у затоплених порожнинах вивчено шляхом експериментального моделювання [5]. Він вирізняється від руху рідини тим, що потік переносить тверду фазу тільки за умови, що швидкість течії перевищує деяке критичне значення. Як тільки швидкість течії зменшується до критичної, грубі тверді частинки випадають в осад. Тонкі частинки випадають з потоку поступово.

У затопленій порожнині утворюється дюна з випадаючого осаду, вона нарощується в своїй передній частині (рис. 11). Причому форма простору над дюною така, що швидкість руху суміші в ній постійна в просторі і в часі і відповідає критичному значенню. Дійсно, якби швидкість була б більше за критичну, потік міг би розмивати осад. Навпаки, якби швидкість не досягала критичного значення, створився б осад, переріз потоку зменшився, а швидкість зросла б до критичної.



Рис. 11. Формування осаду в затопленій порожнині

Глинисті частинки не випадають в осад разом з грубими, а виносяться потоком за межі дюни і там повільно осідають горизонтальним шаром. Грубодисперсний осад

насувається на глинистий, а останній під вагою піску ущільнюється або видавлюється з-під осаду.

Початкова форма порожнин не впливає на розповсюдження грубодисперсних сумішей. Для демонстрації проведено дослідження на прозорій моделі, яка імітувала камерну систему відроблення соляних рудників (рис.12) [4]. Гідросуміш подавали в першу зліва камеру. Спочатку проходило закупорювання нижніх підготовчих виробок, після чого осад у першій камері наростав угору і камера заповнювалася доверху. Після того гідросуміш протікала верхньою горизонтальною виробкою в наступну камеру і процес повторювався.

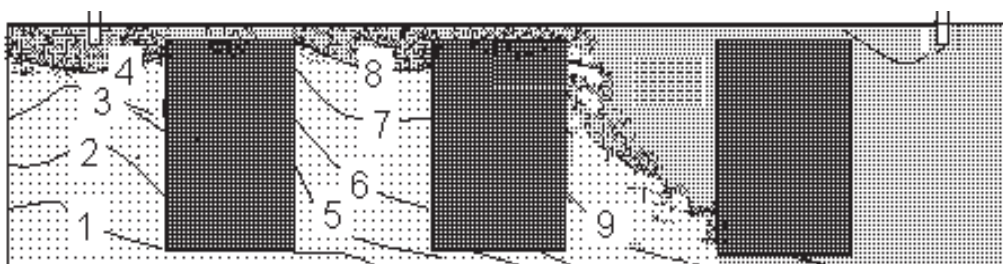


Рис. 12. Механізм заповнення затоплених камер: 1–9 – послідовні поверхні осаду

Результати моделювання та натурні спостереження дають можливість припустити, що частина камер шахти № 9 заповнена осадом, який принесений із провалу у Чорному Мочарі (рис. 13). Видобувні камери шахти мають довжину: № 6 – 220 м; № 7 – 120 м; № 8 – 35 м. Ширина камер – 20 м; висота – 68 м. Об'єм камери № 8 становить 47,6 тис. м³; камери № 7 – 163,2 тис. м³; № 6 – 299,2 тис. м³.

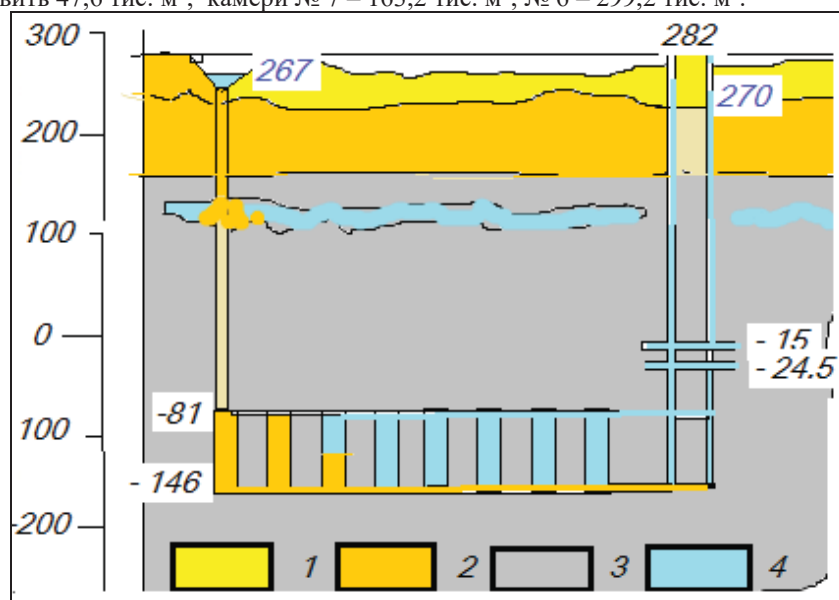


Рис. 13. Східний фланг шахти № 9 з замуленими видобувними камерами:

1 – четвертинні відкладення: глина, суглинок, гальковик, торф; 2 – неогенові відклади: алевроліт, аргіліт, пісковик; 3 – сіль; 4 – розсіл. Цифрами позначено абсолютні відмітки

Глибина провалу від земної поверхні становить 24 м. Об'єм порід, які із провалу Чорний Мочар винесені в камери, близько 300 тис. м³. Отже, камери № 8 і 7 повністю, а № 6 частково, **заповнені провальними відкладеннями** (рис. 13). Завдяки заповненню жерла і камер гідравлічний зв'язок між карстовим каналом і виробленим простором припинився.

Ущільнення осаду супроводжувалося витискуванням розсолу із порового простору. Цей розсіл піднімався у стовбурах шахти. Графік підняття рівня розсолу наведено на рис. 14.

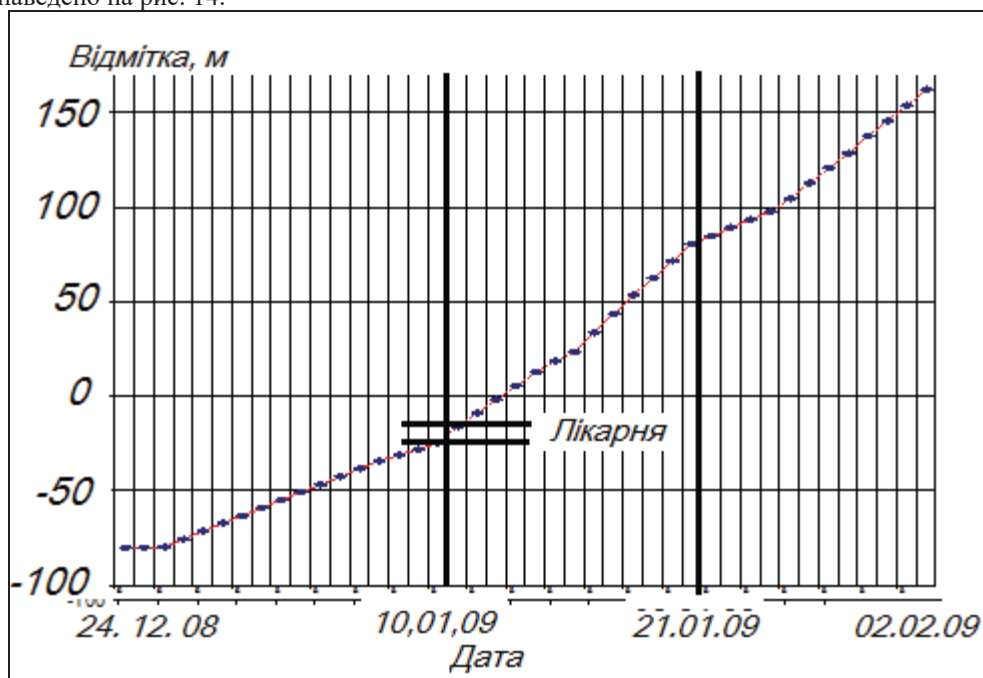


Рис. 14. Графік підняття рівня води у стовбурах шахти № 9, за даними ДП “Солотвинський солерудник”

Заповнення стовбурів продовжувалося з 26 грудня 2008 р. до 2 лютого 2009 р., 39 діб (подальше підняття не простежене). Сумарна площа перерізу стовбурів становить 95 м². За цей час рівень розсолу піднявся на 242 м, об'єм розсолу у стовбурах близько 23 тис. м³.

Середній приплив розсолу Q дорівнює відношенню об'єма стовбурів до часу затоплення:

$$Q=S \cdot H/t,$$

де S – площа перерізу стовбурів, 95 м²; H – висота стовпа води, 242 м; t – час заповнення, 39 діб. Підставляючи дані, одержимо $Q = 95 \cdot 242 / 39 = 589$ м³/доба = 24 м³/год. Це у 20 разів менше, чим було в період відкачки, і свідчить про те, що жерло провалу

заповнено слабо фільтруючим осадом. Осад ущільнився під власною вагою і став водотривким. Загальне підняття розсолу до стабілізації на відмітці 270 м дорівнює 363 м; об'єм – 35 тис. м³, це становить 11 % від об'єму порід, які з провалу Чорний Мочар опинилися у видобувних камерах і жерлі провалу. Тобто середня пористість осада становить 11 %. Отже, доведено, що зв'язок виробленого простору шахти № 9 з карстовим каналом припинився внаслідок заповнення жерла провалу і крайніх камер осадом нерозчинних порід.

Така ситуація дає змогу нам стверджувати, що після повного затоплення шахти № 9 гідравлічний зв'язок виробленого простору з карстовим каналом зник унаслідок заповнення жерла і крайніх камер осадом нерозчинних порід, із ефектом самотампонування, що призвело до самоізолювання гірничих виробок шахти № 9 від карстового каналу [10–11]. Це створює можливість осушення шахти № 9 та відновлення спелеолікування.

Для достовірного підтвердження спостережуваних явищ, визначення дебіту водоприпливу у шахту № 9, підтвердження чи заперечення ефекту самотампонування та самоізоляції від карстових вод доцільно провести дослідну відкачку розсолів із будь-якого стовбура шахти та за їх результатами прийняти обґрунтоване рішення щодо можливості відновлення роботи копальні.

Висновки

На основі наведених досліджень можна зробити такі висновки:

1. Сучасний критичний та катастрофічний стан геологічного середовища в межах Солотвинського родовища пов'язаний зі складними інженерно-геологічними та гідрогеологічними умовами, суттєво ускладнених тривалим у часі гірничим впливом під час видобутку кам'яної солі, які стали причиною активізації та пригнічення соляного карсту:

- близьким розташуванням соляних порід до земної поверхні;
 - особливостями інженерно-геологічного розрізу, у якому наявні численні ділянки відсутності водозахисного палагу;
 - техногенною активізацією соляного карсту унаслідок проникнення агресивних вод у гірничі виробки з перекриваючих відкладів, насамперед порушенням глинистого палагу;
 - наявністю водоносних горизонтів, що оточують з усіх боків соляне тіло, та їх постійним підживленням атмосферними опадами;
 - складною формою рельєфу поверхні купола, що створює передумови для проникнення води у соленосну товщу;
 - складною внутрішньою будовою соляного покладу: наявністю всередині соляного масиву глинистих прошарків і глинисто-соляної брекчії, наявністю ділянок слабозцементованої солі;
 - порушенням технології експлуатації соляних копалень під час перехоплення надсолевих вод дренажними гірничими виробками, порушенням цілісності соленосних товщ вибуховими роботами.
2. Основними ділянками еволюції соляного карсту в межах Солотвинського родовища, де простежуються періоди активізації і пригнічення, були:
- шахта № 7 із періодом активізації карсту з 2005 до 2013 рр. та періодом пригнічення з 2014 до 2018 рр.;

- шахта № 8 (провал № 25) із періодом активізації карсту з 2007 до 2015 рр. та періодом пригнічення з 2016 до 2018 рр.;
- шахта № 7 із періодом активізації карсту з 2006 до 2008 рр. та періодом пригнічення з 2009 до 2018 рр.

3. Доведено існування в межах Солотвинського родовища кам'яної солі – єдиної гідрогеологічної системи, в межах якої зафіксовано просторово-часову мінливість інженерно-геологічних умов, активізації та пригнічення карсту, прискореного провалоутворення, природної самоізоляції виходів солі в процесі еволюції карстового процесу, що супроводжувалось змінами просторового положення зон живлення, транзиту, розвантаження вод карстового водоносного горизонту.

У визначені періоди активізації карсту основним контуром живлення карстової гідрогеологічної системи Солотвинського родовища кам'яної солі була ділянка Чорного Мочара та інфільтровані атмосферні опади на водозбірній площі, контуром розвантаження були Солотвинські соляні озера, а ділянкою транзиту – північна приконтатова зона соляного купола.

У визначені періоди пригнічення карсту основним контуром живлення карстової гідрогеологічної системи Солотвинського родовища кам'яної солі була ділянка Солотвинських соляних озер та інфільтровані атмосферні опади на водозбірній площі, контуром розвантаження були затоплені гірничі виробки, а ділянкою транзиту – північна приконтатова зона соляного купола.

4. В умовах інженерно-геологічних змін геологічного середовища Солотвинського соляного купола мінливі у часі і просторі потоки карстових вод пов'язують усі гірничі об'єкти (шахти № 7, 8 та 9, дренажні штольні та шурфи, соляні озера) в єдину карстову гідрогеологічну систему.

5. Моніторинговими спостереженнями виявлено тенденцію відновлення рівнів вод у четвертинному водоносному горизонті та підняття рівня затоплення провалу над шахтою № 7 із появою вод у сателітному провалі стовбура озера поруч із розташованою котловиною «Ельдорадо» із затопленням лінійно витянутих понижень рельєфу. Це свідчить про радикальне пригнічення карсту останніми роками та про відсутність каналу підземного розвантаження.

6. Доведено, що після повного затоплення шахти № 9 гідравлічний зв'язок виробленого простору з карстовим каналом зник унаслідок заповнення жерла і крайніх камер осадам нерозчинних порід, відбулося самоізолювання виробленого простору шахти № 9 від карстового каналу. Це створює можливість осушення шахти № 9.

7. Для достеменного визначення дебіту водоприпливу, підтвердження чи заперечення ефекту самоізоляції доцільно провести дослідну відкачку розсолів із будь-якого стовбура шахти.

8. У випадку позитивних результатів дослідного відпомповування можливе відновлення підземного відділення алергологічної лікарні. Для цього достатньо осушити шахту лише до глибини, де розташовані приміщення підземної лікарні. Нижче горизонту, де розташовані виробки лікарні, стовбури можна перекрити перемичками. Видобувні камери можуть залишатися у затопленому стані. Це попереджує ризик нового прориву води.

9. Не виключається повне осушення шахти із відпомповуванням та використанням усіх статичних запасів накопичених високомінералізованих розсолів в об'ємі 2 млн м³.

СПИСОК ВИКОРИСТАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ

1. *Короткевич Г. В.* Соляной карст / Г. В. Короткевич. – Ленинград: Недра, 1970. – 256 с.
2. *Овчинников А. М.* Общая гидрогеология / А. М. Овчинников. – Москва : Госгеолтехиздат, 1955. – 250 с.
3. *Гайдін А. М.* Врятувати Солотвино / А. М. Гайдін // П'ята Міжнар. наук.-практ. конф. «Надрокористування в Україні». – Трускавець, 2018. – С. 57–65.
4. *Гайдін А. М.* Техногенний карст / А. М. Гайдін, Г. І. Рудько. – Чернівці : Букрек, 2016. – 200 с.
5. *Гайдін А. М.* Гидрозакладка затопленных подземных пустот / А. М. Гайдін // Горный журнал. 2011. – № 2. – С. 34–36.
6. *Гайдін А. М.* Геодинамічні процеси на соляних родовищах / А. М. Гайдін, В. О. Дяків // Матеріали Міжнар. Конф. «Форум гірників – 2010». – Дніпропетровськ. – С. 23–41.
7. *Рудько Г. І.* Провали. Деформації земної поверхні над гірничими виробками і карстами / Г. І. Рудько, А. М. Гайдін. – Київ–Чернівці : Букрек, 2019. – 218 с.
8. *Дяків В. О.* Особливості геологічної будови та сучасний геоecологічний стан Солотвинського родовища кам'яної солі (Закарпаття) / В. О. Дяків, П. М. Білоніжка // Вісник Львів. ун-ту. Серія геол. – 2010. – Вип. 24. – С. 62–79.
9. *Дяків В. О.* Закономірності розвитку техногенно активізованого соляного карсту в процесі затоплення шахт № 8 та № 9 Солотвинського солерудника / В. О. Дяків // Збірник наук. праць Волинського нац. ун-ту ім. Лесі Українки – № 9. Природа Західного Полісся та прилеглих територій. – Луцьк, 2012. – С. 69–79.
10. *Дяків В. О.* Перспективи відновлення солевидобутку та спелеолікування у затопленій шахті № 9 Солотвинського солерудника / В. О. Дяків // Тези Міжнар. наук.-практ. Конф. «Перспективи відновлення спелеотерапії та видобутку солі на базі родовища кам'яної солі в смт Солотвино Тячівського р-ну Закарпатської обл.». – Сміт Солотвино, 22–23 жовтня 2013 р. – 2013. – С. 51–52.
11. *Дяків В. О.* Еволюція постмаїнінового ландшафту та карстової гідрогеологічної системи Солотвинського родовища кам'яної солі за результатами аерокосмічного моніторингу методами постійних відбивачів (PS) та малих базових ліній (SBAS) / В. О. Дяків, Пакшин М. Ю. // Матеріали V Міжнар. наук.-практ. конф.: «Надрокористування в Україні. Перспективи інвестування» : у 2 т. Т. 2 (8–12 жовтня 2018 р., м. Трускавець). – Київ, 2018. – С. 122–133.

Стаття: надійшла до редакції 13.01.2021
прийнята до друку 20.02.2021

KARST HYDROGEOLOGICAL SYSTEM OF THE SOLOTVINO DEPOSIT, EFFECT OF SELF-TAMPING OF THE KARST CHANNEL AND PROSPECTS OF RECOVERY OF SPELEOTHERAPEUTIC TREATMENT IN MINE N 9

Vasyl Dyakiv¹, Anatoliy Haidin²

*¹Ivan Franko National University of Lviv,
Hrushevsky Str., 4, Lviv, Ukraine, 79005
e-mail: dyakivw@yahoo.com;*

*²Institute "GIRHIMPROM" LLC,
Stryiska Str., 98, Lviv, Ukraine, 79026
e-mail: anatoliy.haydin@gmail.com*

The description of the geological structure, the modern geocological state, hydrogeological and mining-geological conditions of the Solotvyno salt deposit (Transcarpathian region) is given. Peculiarities of salt karst development are considered and a retrospective analysis of its development within the mine N 9 is carried out: from catastrophic water inflow, active development of technogenic-activated karst and emergency flooding. The effect of self-tamponing of the karst channel in the area of Chorny Mochar was revealed, which allows to predict the possibility of drainage of mine N 9 and restoration of the underground department of the allergy hospital.

Key words: karst hydrogeological system, Solotvyno salt deposit, mine N 9, salt karst, man-made activation, self-tamponing effect, speleological hospital, mining, evaluation, analysis, forecast.

ОЦІНКА ЗАКАРСТОВАНОСТІ ТА СТАНУ ГІРНИЧОГО МАСИВУ ЗАТОПЛЕНОГО РУДНИКА № 2 СТЕБНИЦЬКОГО ГХП “ПОЛІМІНЕРАЛ” ЗА РЕЗУЛЬТАТАМИ ЕКСПЕРИМЕНТАЛЬНОГО ТА МАТЕРІАЛЬНО-БАЛАНСОВОГО МОДЕЛЮВАННЯ

Василь Дяків¹, Зенон Хевпа²

¹Львівський національний університет імені Івана Франка,
вул. Грушевського, 4, Львів, Україна, 79005
e-mail: dyakivw@yahoo.com;

²Державна установа «Інститут геохімії навколишнього середовища
Національної академії наук України,
пр. Академіка Палладіна, 34А, Київ, Україна, 02000
e-mail: zenonzxv@gmail.com

Проведено аналіз динаміки затоплення рудника № 2 Стебницького ГХП “Полімінерал”, відновлення рівнів підземних вод, спостережуваної мінливості хімічного складу у гірничих виробках, становлення природної гідрогеологічної стратифікації підземної гідросфери, розвитку карстологічної ситуації та подано оцінку його сучасного стану. Доведено, що після провалу який мав місце 15 березня 2020 року, відбулось прискорене затоплення гірничих виробок, підземних карстових пустот та соленосних відкладів до вересня 2020 року, із поступовим згасанням та припиненням техногенно-активізованого карсту по мірі затоплення надсолевих відкладів до серпня 2021 року та становлення рівноважного із соляними породами хімічного складу розсолів. Припинення карстового процесу доведене також на підставі результатів експериментального та матеріально-балансового моделювання.

Ключові слова: соляний карст, Стебницьке родовище калійних руд, гірничий масив, техногенна активізація, експериментальне та матеріально-балансове моделювання, оцінка, аналіз, прогноз.

Вступ. Стебницьке родовище полімінеральних калійних руд сульфатного типу є найбільшим серед розвіданих родовищ України. Калійні солі тут виявлено 1873 року (їхній видобуток розпочався у травні 1919 року) АТ “ТЕСП” (акціонерне товариство експлуатації солі поташової) спочатку рудником № 1 а з 1966 року – рудником № 2. Розробка відбувалась із понад 20 крутоспадних пластів, камерною системою на центральній ділянці рудником № 1 і на північно-західній ділянці – рудником № 2. Поклади розроблялися на 1, 2, 3 та 4 горизонтах, де ширина камер становила 15 м, а

ширина міжкамерних ціликів – 12 м, висота камер – від 40 до 60 м, довжина камер – від 20 до 150 м, потужність міжповерхової стеліни – 16 м, висота поверху – 60 м.

Складні гідрогеологічні умови родовища призвели до появи водоприпливів у рудниках, які або вдавалось локалізувати, або вони призводили до формування депресійних лійок та активізації карсту. Рудник № 2 Стебницького гірничо-хімічного підприємства “Полімінерал” у 60–80-х роках минулого століття був найбільш потужною видобувною калійною копальною України з річним видобутком 3 млн тонн руди. Виробничі та екологічні проблеми підприємства почались ще 1978 р., коли у видобувні камери почала проникати вода з перекриваючих відкладів. До 2001 р. відбувалось перехоплення вод на дренажному горизонті та їх активна відкачка на денну поверхню. Однак унаслідок відключення енергопостачання спинились водовідливні насоси, вода переповнила водозбірні ємності, розмила соляні перемички і затопила глибокі горизонти рудника № 2. Виробки найглибшого 5 горизонту були затоплені. В січні 2001 р. урядова комісія з надзвичайних ситуацій прийняла рішення про “мокру” консервацію рудника № 2 за проектом Інституту гірничо-хімічної промисловості (ТЗОВ “ГІРХІМПРОМ”).

Техногенно-змінене геологічне середовище соленосних відкладів рудника № 2 в умовах взаємодії з агресивними розсолами, з одного боку, демонструє складну динамічну систему, поведінку якої важко передбачити, а з іншого боку, такий об’єкт досліджень є своєрідною “чорною скринькою”, де відбуваються процеси, які залежать від вхідних умов та вихідних наслідків. Керуючись цим, знаючи вхідні умови – об’єм виробленого простору, динаміку водоприпливів, їхню мінералізацію, агресивність до водорозчинних порід, а також вихідні наслідки – значення рівноважних концентрацій, об’єм утворених провалів тощо – процеси, що відбуваються в такій системі, можна моделювати методами експериментального та матеріально-балансового моделювань.

Експериментальне моделювання дає змогу наочно відтворити не тільки теоретично передбачені особливості поведінки об’єкта (перший аспект), а й запропонувати ймовірні шляхи вирішення конкретних науково-технічних завдань (другий аспект), де моделювання є інструментом дослідження. Основна вимога до методів моделювання полягає в найбільш об’єктивному визначенні критеріїв подібності. Тобто подібності вихідних умов, за яких модель можна вважати такою, що вона закономірно відображає у певному наближенні оригінал.

Під матеріально-балансовим моделюванням розуміють різновид математичного моделювання, який ґрунтується на ітераційному дослідженні досягнення нерівноважною системою стійкої у часі фізико-хімічної рівноваги з урахуванням кількісних параметрів матеріального балансу, насамперед усунення так званого “дефіциту насичення” агресивних розсолів унаслідок їх донасичення під час розчинення мінералів калійних руд у ціликах камер. В силу багатофакторності, затоплення рудника супроводжується донасиченням агресивних розчинів шляхом розчинення соляних порід та розвитком соляного карсту із підрізанням та обвалюванням ціликів. З’ясовано, що одна літра прісної води, яка досягла товщі калійних солей, здатна розчинити 362 г солей. У карстознавстві є правило: “об’єм породи, який розчинився, з часом дорівнюватиме об’єму породи, яка провалилась”.

Постановка проблеми. Основною проблемою є прогноз стану геологічного середовища калійного родовища в умовах затоплення виробленого простору рудника № 2 Стебницького ГХП “Полімінерал”, яку розв’язували під час вирішення таких завдань:

аналізу матеріалів гідрогеологічного моніторингу, польових обстежень гірничих виробок та ділянок розвитку соляного карсту, експериментального та матеріально-балансового моделювання.

Аналіз останніх досліджень і публікацій. Методичним аспектам моделювання, геодинамічним процесам на соляних родовищах, насамперед соляному карсту в межах Стебницького родовища, процесам формування насичених соляних розчинів присвячено публікації В. О. Дяківа, А. М. Гайдіна, І. В. Чікової, І. І. Зозулі, П. М. Білоніжки [1–7]. Особливості гідрогеологічних умов Стебницького родовища розглянуті у роботі А. А. Варламова зі співавторами [8].

Проблеми та явища, що відбуваються за підземного вилюговування соляних порід, та процеси їх руйнування розглянуто у працях П. М. Дутко та В. Г. Зильбершмидта зі співавторами [9–10]. У праці С. М. Кореневського розглянуто питання геологічної будови та умов формування калійних родовищ Передкарпаття [11].

У працях Г. А. Максимовича та Я. М. Семчука розглянуто теоретичні та прикладні аспекти картознавства та проблеми техногенних порушень геологічного середовища у районах розробки калійних родовищ.

Мета статті – Оцінка закарстованості та стану гірничого масиву затопленого рудника № 2 Стебницького ГХП “Полімінерал” за результатами експериментального та матеріально-балансового моделювання.

Виклад основного матеріалу. Стебницьке родовище полімінеральних калійно-магнієвих руд сульфатного типу є найбільшим серед розвіданих родовищ України та експлуатувалось з середини XIX ст. аж до кінця другої половини XX ст. Запаси родовища розробляли два рудники – № 1 потужністю до 1 млн тонн на рік та № 2 потужністю до 3 млн тонн на рік. До основних об’єктів технологічного комплексу підприємства входили збагачувальна фабрика та хвостосховище. Складні гідрогеологічні та гірничо-геологічні умови родовища призвели до появи водопрпливів у рудниках, які або вдавалось локалізувати, або вони призводили до формування депресійних лійок та активізації карсту [7, 8, 11, 14]. Межі гірничих відводів, розташування промплощадок та стовбурів рудників № 1 та № 2, хвостосховища Стебницького ГХП “Полімінерал”, ділянок водопрпливів, депресійних лійок та карстових провалів, відносно житлової забудови населених пунктів (рис.1).

Якщо у руднику № 1 водопрпливи вдалось локалізувати, то рудник № 2 з 80-х років минулого століття вважався аварійним, із небезпечними водопрпливами. Рудник № 2 експлуатували з 1966 до 1988 рр. За цей період видобуто 32 млн тонн калійних солей та утворено близько 15 млн м³ техногенних пустот. З 1988 р. рудник № 2 зупинено у зв’язку із запланованою реконструкцією збагачувальної фабрики і в подальшому, з 1993 р., планували відробку залишкових запасів на III–IV горизонтах (близько 42 млн тонн по категоріях А+В+С1) і ліквідацію його. Однак реконструкція збагачувальної фабрики не відбулася в зазначені терміни, а небезпечний водопрплив, який почався 23 жовтня 1978 р. у камеру 115/1-вент., на пласті № 10 Пд-Сх, призвів до аварійного стану рудник № 2.

В умовах обводнення і проникності надсолевих порід ресурси розсолів, які надходили у рудник, не обмежені. Це призвело до постійного зростання загальних водопрпливів. У соленосній товщі утворилася значна кількість карстових пустот і порожнин. У районі прориву вод сформувалася велика депресійна лійка. Усі спроби

ліквідувати аварійний водопріплив не увінчалися успіхом. Водопріпливи постійно зростали: від 200–400 м³ на добу у 1978 р. до 300–520 м³ на добу у 1986–1988 рр. та до 500–600 м³ у 1991 р. Наприкінці 1996 р. водопріплив фіксується на рівні 700–755 м³ на добу, а вже у лютому 1997 р. констатується зростання водопріпливу до 804–867 м³ на добу. Зважаючи на те, що 1 м³ прісної води здатен розчинити понад 400 кг соляних мінералів, потрапляння води у рудник № 2 супроводжувався розвитком техногенно-активізованого соляного карсту. Зі зростанням водопріпливу з кожним роком на поверхні майже щорічно з'являлися нові карстові провали. Деякі карстові форми активізувались двічі.

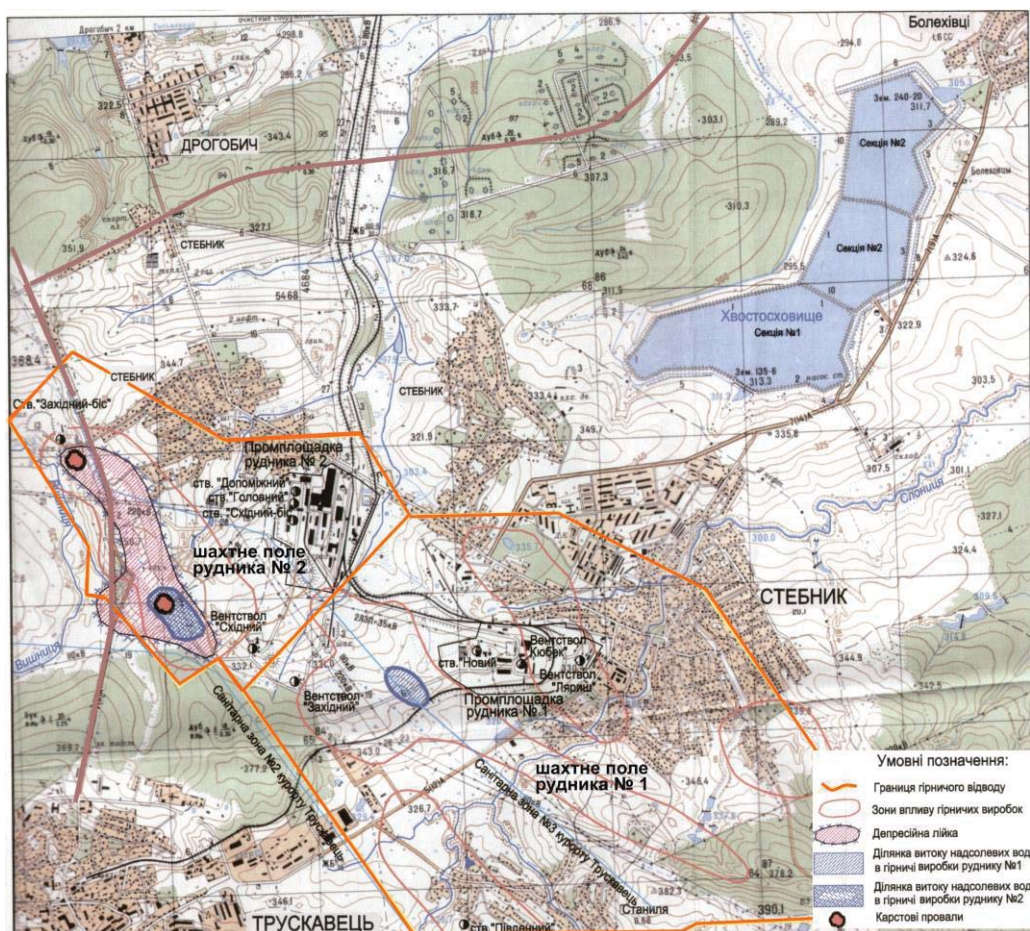


Рис. 1. Межі гірничих відводів, розташування проммайданчиків та стовбурів рудників № 1 та 2, хвостовища Стебницького ГХП “Полімінерал”, ділянок водопріпливів, депресійних лійок та карстових провалів, відносно житлової забудови населених пунктів

За цей час станом на грудень 2001 року більшість гірничих виробок II, III та IV горизонтів вийшли із ладу. Існуючі водовідливні станції та водотранспортна мережа були, фізично зношені та в аварійному стані. Під час розгляду ситуації провідні фахівці підприємства, представники проектних і науково-дослідних інститутів, а також органів державної влади визнали ситуацію на руднику № 2 Стебницького ДГХП “Полімінерал” передаварійною, вирішення якої вимагало втручання органів Державної влади та управління усіх рівнів, проте зважаючи на стан гірничих виробок на нижніх горизонтах рудника, основних фондів його і незворотність негативних процесів, рекомендувати прийняти рішення згідно з чинним законодавством про керувану ліквідацію рудника № 2.

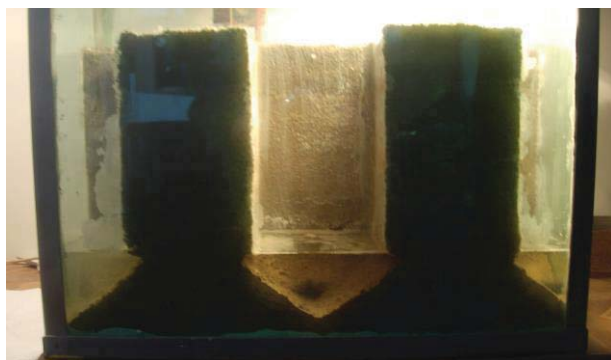
Ураховуючи цю ситуацію, Міністерство промислової політики України прийняло рішення про припинення відкачки розсолів з 1 січня 2002 та доручило генеральному проектувальнику Стебницького ДГХП “Полімінерал” – “Інституту “ГІРХІМПРОМ” – розробити вихідні дані та проект мокрої консервації. На основі ТЕО та вихідних даних, запропонованих Стебницьким ДГХП “Полімінерал” в комбінації з варіантом Відділення гірничо-хімічної сировини Академії гірничих наук України, Інститут “ГІРХІМПРОМ” розробив “Комплексний проект консервації рудника № 2 і рекультивациі порушених земель Стебницького ДГХП «Полімінерал»”, який був затверджений розпорядженням Кабінету Міністрів України № 166-р. від 24 березня 2004 р. і який мав бути профінансований з державного бюджету України протягом восьми років. За вісім років, з 2004 р. до 2012 р., на проект з державного бюджету України було витрачено 30 % його кошторисної вартості.

Отже, на момент укладення угоди купівлі–продажу ДГХП “Полімінерал” у 2013 р. “Комплексний проект консервації рудника № 2 і рекультивациі порушених земель Стебницького ДГХП «Полімінерал»” мав бути завершений, однак реалії виявились зовсім інші.

У процесі моніторингових спостережень та моделювання стану гірничого масиву рудника № 2 у 2006–2007 рр. А. М. Гайдін та В. О. Дяків прогнозували ризик утворення крупних провалів за механізмом підризання та обвалювання ціликів [1, 2, 3, 4, 5, 6] – рис. 2.

Геолого-маркшейдерська служба СГХП “Полімінерал” (А. В. Драновська, З. З. Хевпа) спільно із фахівцями Наукового Центру ТзОВ “Інститут “ГІРХІМПРОМ” (В. О. Дяків) 15 січня 2015 р. задокументувала відсутність п’яти ціликів між камерами 108-109-110-111-112-113 [6].

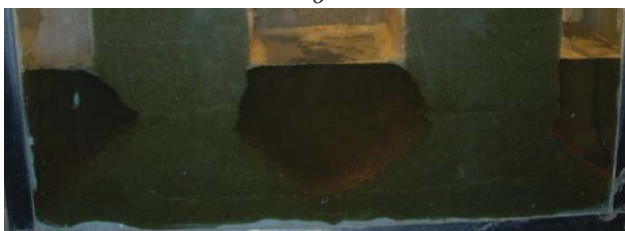
23 березня 2015 р. на ПАТ Стебницьке ГХП “Полімінерал” відбулося засідання Львівської обласної комісії із техногенно-екологічної безпеки та надзвичайних ситуацій під головуванням О. Ф. Титаренка, рішенням якої заборонено доступ персоналу у рудник № 2, а чітке місце майбутнього провалу денної поверхні № 27 визначене геолого-маркшейдерською службою СГХП “Полімінерал” спільно із фахівцями Наукового Центру ТзОВ “Інститут “ГІРХІМПРОМ” А. М. Гайдіним та В. О. Дяківим, яке згодом служби підприємства обгородили та встановили попереджувальні знаки.



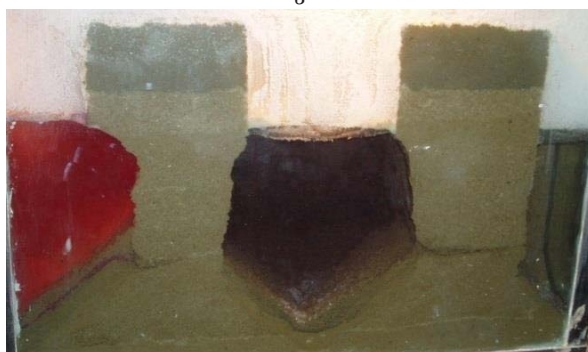
a



б



в



г

Рис. 2. Результати експериментального моделювання розчинення ціликів у агресивному розсолі – від початкового розчинення (*a*); формування ніш вилугування (*б*); зростання асиметрії ніш вилугування (інтенсивне розчинення ціликів камери з водоприпливом, сповільнене розчинення у камері № 3 та ледь помітне розчинення у камері № 3) (*в*); до передобвального стану (*г*)

30 вересня 2017 р., 0 год 46 хв, на пласті № 10 Пд-Сх рудника № 2 Стебницького ГХП “Полімінерал” у районі камер № 108-109-110-111-112-113 стався карстовий провал із діаметром на денній поверхні 220–230 м та глибиною 45–47 м – № 27 (рис. 3).



Рис. 3. Провал № 27 на пласті № 10 Пд–Сх рудника № 2 Стебницького ГХП “Полімінерал” у районі камер № 108–109–110–111–112–113, який стався 30 вересня 2017 р., 0 год 46 хв (угорі), та карстове озеро на місці цього провалу станом на 2021 рік (унизу)

Унаслідок провалу виведено з ладу дві опори ЛЕП 35 кВ, припинене електропостачання м.Трускавця було відновлене за резервною схемою. Найкоротша відстань від провалу до автодороги Трускавець–Львів становила 350 м та до найближчих будівель – 600–700 м. Як уже зазначено, провал був спрогнозований на підставі експериментального та матеріально-балансового моделювання.

Наслідком провалу 30 вересня 2017 року став техногенний землетрус та гідравлічний удар. Визначено точну дату та точний час землетрусу – 0 год 46 хв. І хоча епіцентр землетрусу на кілька кілометрів не збігається із місцем провалу, про його техногенну природу свідчить точний час вимкнення електроенергії на ЛЕП-35 кВт – 0

год 47 хв, зафіксований диспетчерами “Львівенерго”, під час руйнування у провалі двох опор. Причиною техногенного землетрусу та гідравлічного удару стало падіння від 0,5 до 0,7 млн м³ обвальних порід сумарною масою понад 1 млн тонн у затоплений на 75 % рудник № 2 Стебницького ГХП “Полімінерал”.

15 березня 2020 року, вранці, близько 11.00, у районі камер 102–104 на відстані 70 м у напрямку на північ від провалу № 27, який стався 30 вересня 2017 року, утворився новий карстовий провал № 30 із діаметром близько 130–150 м та з дуже крутими, майже вертикальними бортами, які постійно обвалювались (рис. 4).



Рис. 4. Провал № 30 на пласті № 10 Пд–Сх рудника № 2 Стебницького ГХП “Полімінерал” у районі камер № 102-103-104, який стався 15 березня 2020 р., близько 11 год 00 хв (угорі), та карстове озеро на місці цього провалу станом на 2021 рік (унизу)

Це місце провалу було одним із трьох (два інші – над камерами 117–118 та 127–128), куди так само йшов водопритлив і де прогнозувались провалоутворення. Однак через неможливість прямих спостережень, як у 2014 р., точно спрогнозувати цей провал, на відміну від провалу, який стався 30 вересня 2017 р., не вдалось.

Новий провал жодним способом не вплинув на рівень карстового озера у провалі, який стався 30 вересня 2020 р., що є свідченням відсутності гідравлічного зв'язку між провалами, та визначену нами природу самих провалів, пов'язану із підрізанням ціликів агресивними водами та їхнім обвалюванням із часом.

У перші дні після обвалювання провал, який стався 15 березня 2020 р., був сухим, притому, що поруч, на віддалі 70 м, було розташоване карстове озеро із об'ємом води понад 35 тис. м³ та глибиною близько 8 м, що зайвий раз свідчить про те, що доміантним джерелом надходження вод у карстовий водоносний горизонт, з якого проходить затоплення рудника № 2 Стебницького ГХП “Полімінерал”, є води річки Вишниця: інші контури живлення є мізерно малі та суттєво не впливали та не впливають на загальний водний баланс.

Уже за три місяці після утворення провалу почало формуватись карстове озеро, а його борти із субвертикальних стали перетворюватись на більш стійкі, однак усе ще досить круті: із кутами від 35 до 45°, а у деяких місцях – до 60°.

Зсуви та опливини, особливо у періоди інтенсивних опадів, суттєво зменшили глибину провалу, яка нині становить близько 45 м від денної поверхні, а розміри провалу по периферії, за результатами точних вимірювань, становлять від 143 до 167 м.

У найближчі кілька років ми прогнозуємо подальше обвалювання бортів до кута природного відкосу – близько 30°, подібно до того вигляду, який нині притаманний для карстового озера у провалі, який стався 30 вересня 2017 р.

Спостереження показують, що навіть досить пологі борти провалу, який стався 15 березня 2020 р., із кутами відкосу біля 35° й далі продовжують деформуватись, головню, через опливини та мікроселеві потоки із невеличкими конусами виносу.

На крутих бортах провалу, який стався 15 березня 2020 р., із кутами відкосу близько 65°, продовжують відбуватися зсувні процеси, які часто супроводжуються обвалюванням дерев із кореневищами.

Опливини, зсувні маси, конуси виносу мікроселевих потоків та кореневища дерев активно деформують борти провалу № 30, який стався 15 березня 2020 р., до кутів природного відкосу, замулюють новостворене карстове озеро та призводять до того, що вода у водоймі є каламутною, особливо після опадів.

Варто зазначити, що провал № 30 стався тоді, коли усі камери рудника № 2 були практично повністю затоплені, а рівень затоплення у березні 2020 р. становив 214,15 м над рівнем моря (відмітка стелени понад 90 % камер вентиляційного горизонту становить 210 м над рівнем моря).

Як показують результати моніторингових спостережень, з квітня до травня 2021 р. відбувалось дозаповнення камер вентиляційного горизонту, головню, в межах пласта “Основний”. Як впливає із графіка на рис. 5, на початок червня 2020 р. усі камери рудника № 2 були повністю затоплені.

За даними ПрАТ СГХП “Полімінерал”, з червня 2020 р. до березня 2021 р. відбувалось стрімке зростання рівня затоплення із підняттям від 7 до 13 м на місяць – у середньому 9–10 м на місяць із мінімумами 6,25 м у березні 2021 р. та 7,2 у грудні 2020

р., а також максимальним зафіксованим значенням – 13,4 м у лютому 2021 р. Причому у вересні 2020 р. рівень затоплення досяг відмітки солей – 255,5 м над рівнем моря.

У березні 2021 р. затоплення рудника № 2 досягло статичного рівня водоносного комплексу надсолевих відкладів, про що свідчать зафіксовані коливання від піднімання на 2,1 м у квітні та зниження на 1,13 та 0,92 м, відповідно, у травні та червні 2021 р., підняття рівня на 3,8 та 0,7 м, відповідно, у липні та серпні 2021 р. та зниження рівня на 0,5 м у вересні 2021 р. Цей період ми назвали періодом варіацій статичного рівня (рис. 5).

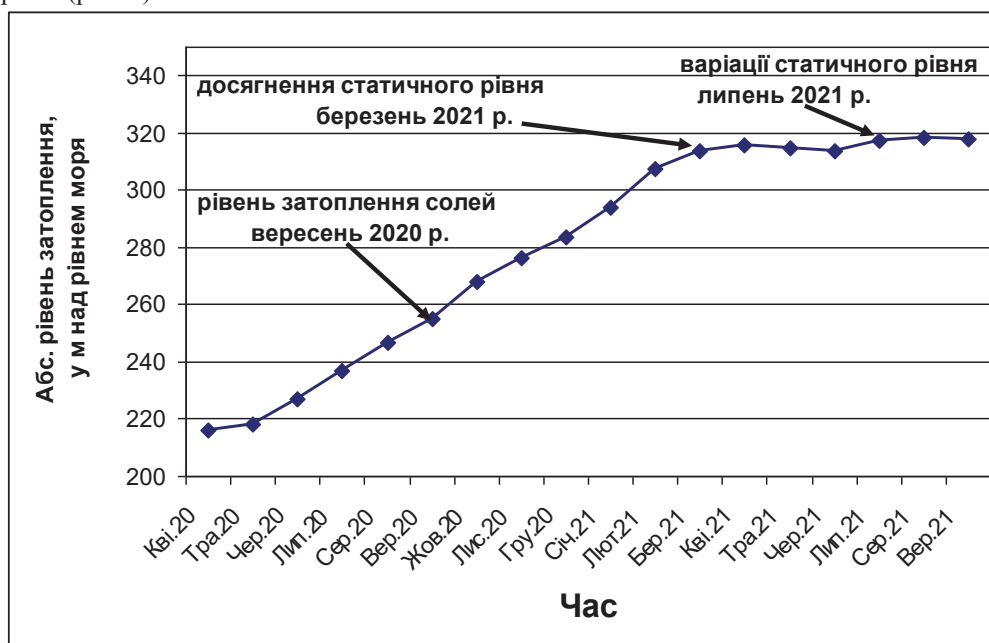


Рис. 5. Динаміка затоплення рудника № 2 після провалу № 30, який стався 15 березня 2020 р. (від квітня 2020 р. до вересня 2021 р.)

Наведені дані засвідчують, що рудник № 2 затоплений на 100 %, у тім числі усі гірничі виробки, включаючи водоперехоплюючі зумпфи дренажного горизонту, карстові канали та карстові порожнини. Рівень затоплення становить близько 318 м над рівнем моря (абсолютна відмітка старої дороги на найвищій ділянці близько 350 м над рівнем моря, а рівень ствола Головний – 340 м над рівнем моря).

Поінтервальні вересневі опробування вод рудника № 2 по стовбуру Головний виконано гідрогеологічною службою підприємства ГХП “Полімінерал”, результати яких наведено у табл. 1.

Таблиця 1

Результати хімічного аналізу поінтервального опробування вод рудника № 2 по стовбуру Головний станом на вересень 2021 р.

Глибина відбору проби, у м над р.м.	Вміст компонентів, у г/л						Мінералізація по елементах
	Mg ²⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	Na ⁺	K ⁺	Сухий залишок	
318	2,5	17,2	10,9	11,0	3,7	35,5	45,3
290	9,1	115,3	31,4	76,5	23,8	250,77	256,1
260	9,7	166,2	32,6	118,0	29,3	346,29	355,8
210	20,4	189,7	46,8	123,0	41,0	388,41	420,9

Про швидкість насичення агресивних до легкорозчинних мінералів розсолів свідчать результати польового експерименту, проведеного нами у 2009 р. з 29 вересня до 13 жовтня, коли занурений зразок каїніт-лангбейнітового складу був занурений у приповерхневий шар ропи на рівні затоплення у камері № 110 – період водопритоку у рудник № 2 агресивних вод із карстового водоносного горизонту за схемою, показаною на рис. 6.

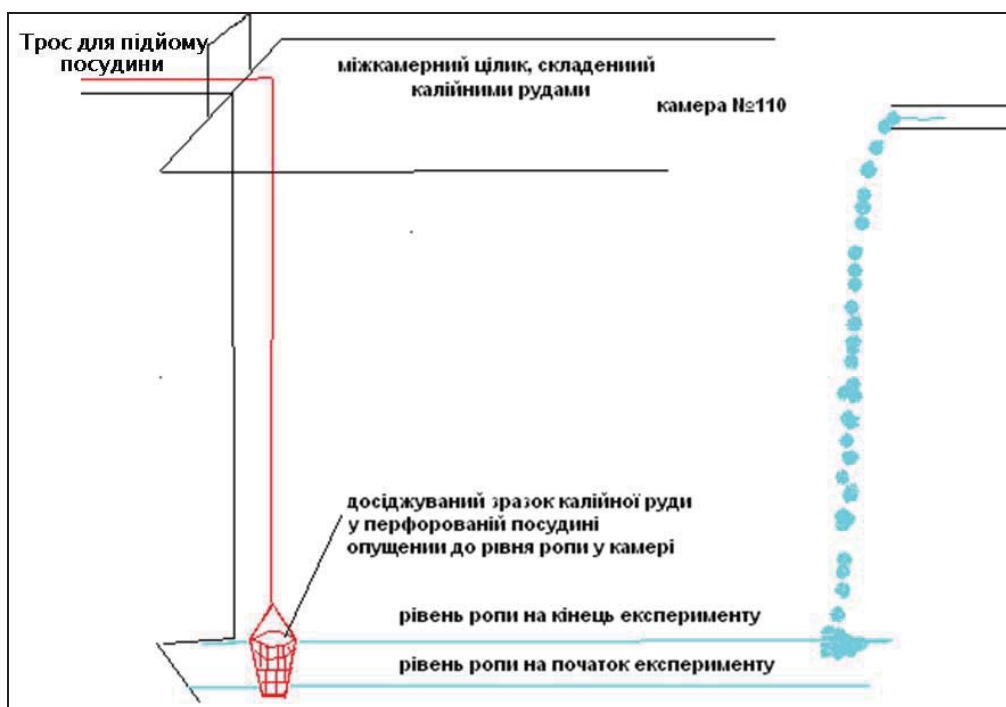


Рис. 6. Принципова схема польового експерименту, проведеного у камері 110 другого горизонту рудника № 2 2009 р. із дослідження часу насичення агресивних розсолів

Отримані результати польового експериментального моделювання показали, що агресивний розсіл стає рівноважним із вміщуючими соляними мінералами міжкамерних ціликів за лічені тижні, причому розчиняються практично усі легкорозчинні соляні мінерали, у тім числі галіт, а релікти галітового каркасу та вкраплень каїніту і лангбейніту зберігаються за умови ізолювання від агресивного розчину суцільним прошарком глини (рис.7).



Рис. 7. Результати польового експериментального моделювання у камері 110 другого горизонту рудника № 2, проведеного із 29 вересня до 13 жовтня 2009 р. з визначення швидкостей розчинення легкорозчинних мінералів у реальних умовах агресивним розсоллом, його насичення та переходу у рівноважний стан із вміщуючими соляними мінералами міжкамерних ціликів за лічені тижні, причому розчиняються практично усі легкорозчинні соляні мінерали, у тім числі галіт, а релікти галітового каркасу та вкраплень каїніту і лангбейніту зберігаються за умови ізолювання від агресивного розчину суцільним прошарком глини

Потрапляння агресивних карстових вод під час затоплення рудника № 2 у конкретні видобувні камери було експериментально змодельовано у 2006–2007 рр. [7, 8]. На підставі експериментального моделювання на фізичних моделях однозначно доведено невідворотність руйнування ціликів на 2-му та 1-му горизонтах, міжгоризонтної стеліни та утворення провалу на денній поверхні 2007 р. [7, 8]. Проведене моделювання дало можливість наочно відтворити не тільки теоретично передбачені особливості поведінки ціликів в агресивному середовищі, а й запропонувати науково обґрунтовані підходи до прогнозу втрати стійкості ціликів під час затоплення соляних копалень на прикладі рудника № 2 [3, 4, 5, 7, 8].

Для кількісної оцінки параметрів взаємодії агресивних водопритоків із легкорозчинними мінералами калійних руд у ціликах ми запропонували методу матеріально-балансового моделювання.

Вихідними даними для проведення матеріально-балансового моделювання стали: 1) результати дослідження мінерального складу, експериментальних досліджень та гідрохімічних розрахунків розчинності мінералів калійних руд Стебницького родовища; 2) розрахунки об'ємів калійних руд у міжкамерних ціликах; 3) дані гідрогеологічного та гідрохімічного моніторингу, який проводиться на руднику № 2; 4) польове документування дезінтеграції міжкамерних ціликів та деформації поверхні.

Експериментально, на підставі гідрохімічних розрахунків та польових обстежень, визначено:

1) первинне насичення прісних вод, що потрапляють у гідрогеологічну систему карстового водоносного горизонту, відбувається на ділянках поширення вмісних порід, складених галітом та глинистими мінералами та тільки по натрію і хлору;

2) 1 м³ прісної води сягає рівноважної концентрації по хлору та натрію, розчиняючи 0,16 м³ кам'яної солі, за її густини 2,1 г/см³;

3) рівноважною концентрацією з мінералами калійних руд характеризується калійно-магнієво-натрієво-сульфатно-хлоридний розчин із мінералізацією 362,2 г/л;

4) 1 м³ прісної води сягає рівноважної концентрації по калію, натрію, магнію, хлору та сульфатах, розчиняючи 0,2 м³ калійної руди, за її густини 2,2 г/см³;

5) до ціликів надходить практично насичена ропа по хлору і натрію та донасичується до мінералізації 362,2 г/л за тривалої у часі взаємодії із мінералами калійних руд відповідно до розрахованого показника – дефіциту насичення;

6) за середнього вмісту нерозчинного залишку – 15 %, у процесі розчинення 1 м³ руд із цілика, вивільняється 0,15 м³ глинистих та теригенних мінералів;

7) загальний об'єм дезінтегрованих руд дорівнює сумі об'єму розчинених сольових мінералів, еквівалентних дефіциту насичення та об'єму вивільнених глинистих та теригенних мінералів;

8) об'єми водоприпливів у камери № 110 та № 128 на пласті 10 ПД-Сх у співвідношенні 75 % (камера № 110) та 25 % (камера № 128);

9) розміри ціликів на II-му та I-му горизонтах становили: ширина – 12 м; висота – 44 м; середня довжина – 120 м; середній об'єм становив: 12x44x120= 63 360 м³.

Звичайно, спостереження за хімічним складом виявляють концентрації по 380, 400, 425 і навіть 450 г/л. Однак у таких випадках проходить процес метаморфізації розсолів, суть якого полягає у тому, що одні мінерали під час взаємодії із розчинами, що мають вищу мінералізацію, ніж 362,2 г/л, розчиняються, а з розчину осаджуються у вигляді нових твердих фаз. Причому фізико-механічні властивості соленосних порід змінюються у дуже вузькому діапазоні. Керуючись цим, під час матеріально-балансового моделювання процес метаморфізації розсолів із концентрацією вище 362,2 г/л ми не враховували.

На першому етапі матеріально-балансового моделювання визначали дефіцит насичення під час віднімання значень мінералізації розсолів карстового водоносного горизонту, які перехоплювали на дренажному горизонті перед скидом у камери № 110 та № 128, від концентрації рівноважного розсолу (362,2 г/л).

На другому етапі матеріально-балансового моделювання визначали розкид значень дефіциту насичення по роках та об'ємів водопритоків від січня 2007 р. – початку затоплення II-го горизонту до вересня 2020 р. (табл. 2).

На третьому етапі матеріально-балансового моделювання, під час складання матеріально-балансової моделі, проводили розрахунок розчинення сольових мінералів та вивільнення глинистих та теригенних нерозчинних складових калійних руд. Тоді знаходили об'єм руд, які перейшли у розчин та осіли у вигляді гідроізоляційного прошарку.

Таблиця 2

Середньорічні значення середнього дебіту водопритоків у м³/добу, середньої мінералізації (у г/л) та дефіциту насичення (у г/л) за розрахованими та апроксимованими значеннями розсолів, які потрапляли у камери на II-му і I-му горизонтах у 2007–2020 рр.

Рік	Середньорічний дебіт водопритоку, м ³ /добу	Середня мінералізація розсолів, г/л	Дефіцит насичення розсолів, г/л	Маса розчинення на добу, т
2007	1025	291	71,2	72,98
2008	1595	295	67,2	107,18
2009	1945	268	94,2	183,22
2010	2607	284	78,2	203,86
2011	2101	278	84,2	176,90
2012	2645	277	85,2	225,354
2013	1245	276	86,2	107,319
2014	1350	251	111,2	150,12
2015	2691	212	150,5	405,00
2016	2700	210	152,5	411,75
2017	2800	208	154,5	432,6
2018	2900	206	156,5	453,85
2019	3000	204	158,5	475,5
2020	3100	202	160,5	497,55

Вивчення закономірностей розчинення легкорозчинних солей та вивільнення глинистих мінералів, керуючись законом збереження маси та принципом забезпечення матеріального балансу, допомогло виявити, що у процесі затоплення II-го горизонту до моменту обвалу в районі камер № 108-109-110-111-112-113 із ціликів на пласті № 10 Пд-Сх вивільнився об'єм калійних руд – **236 374,9 м³**, який у 3,6 є більшим, ніж об'єм одного цілика – 63 360 м³, з них **177 281,2 м³** – це об'єм дезінтеграції калійних руд, що відповідає дезінтеграції більше половини об'єму, а саме – 2,7 цілика із п'яти наявних ціликів у районі обвалу поблизу камер № 108-109-110-111-112-113 (табл. 3).

Після того, як обвалились цілики на II-му горизонті в районі камер № 108-109-110-111-112-113, як було задокументовано прямими польовими спостереженнями у руднику № 2, карстовий процес й далі продовжувався пропорційно зростанню об'ємів водопритоків та зростанню їх агресивності у період з січня 2015 до вересня 2017 рр. – часу утворення провалу № 27.

Про це свідчать отримані результати матеріально-балансового моделювання, наведені у табл. 4.

Таблиця 3

Результати матеріально-балансового моделювання: розрахунку об'ємів розчинення солевих мінералів та об'ємів вивільнення глинистих та теригенних нерозчинних складових калійних руд, у період з 2007 до 2014 рр. – до обвалення ціликів на II-му горизонті в районі камер № 108-109-110-111-112-113

Рік	Маса розчинення на добу, т	Об'єм розчинення солей на добу, м ³	Об'єм вивільнення глини на добу, м ³	Сумарний об'єм розчинення солей та вивільнення глини на добу, м ³	Річний об'єм дезінтеграції калійних руд із ціликів, м ³	Річний об'єм дезінтеграції ціликів поблизу обвалу, м ³
2007	72,98	33,17	4,97	38,14	13924,25	10443,19
2008	107,18	48,72	7,30	56,03	20451,1	15338,32
2009	183,23	83,29	12,49	95,78	34961,05	26220,78
2010	203,83	92,65	13,89	106,54	38890,64	29167,98
2011	176,88	80,40	12,06	92,46	33749,66	25312,24
2012	225,39	102,45	15,36	117,82	43004,31	32253,23
2013	107,31	48,7	7,31	56,09	20474,85	15356,14
2014	162,05	73,66	11,04	84,70	30919,02	23189,26
Сумарний об'єм дезінтеграції на II-му гор-ті рудника № 2					236374,9	
У тім числі об'єм дезінтеграції калійних руд у районі обвалу поблизу камер № 108-109-110-111-112-113						177281,2

Таблиця 4

Результати матеріально-балансового моделювання – розрахунку об'ємів розчинення солевих мінералів та об'ємів вивільнення глинистих та теригенних нерозчинних складових калійних руд у період з січня 2015 до вересня 2017 рр. – часу утворення провалу № 27

Рік	Маса розчинення на добу, т	Об'єм розчинення солей на добу, м ³	Об'єм вивільнення глини на добу, м ³	Сумарний об'єм розчинення солей та вивільнення глини на добу, м ³	Річний об'єм дезінтеграції калійних руд, м ³	Річний об'єм дезінтеграції руд поблизу обвалу, м ³
-----	----------------------------	--	---	--	---	---

2015	405,00	184,0889	27,6133295	211,7022	77271,3	57953,48
2016	411,75	187,1591	28,0738636	215,233	78775,26	59081,45
9 міс. 2017	432,6	196,6364	29,4954545	226,1318	61733,99	46300,49
Сумарний об'єм дезінтеграції калійних руд на I-му горизонті рудника № 2					217565,3	
У тім числі об'єм дезінтеграції калійних руд у районі обвалу поблизу камер № 108-109-110-111-112-113						163174

Отримані результати свідчать, що за неповні три роки – від моменту обвалу ціликів у районі камер № 108-109-110-111-112-113 на пласті № 10 Пд-Сх з кінця 2014 р. до вересня 2017 рр. – часу утворення провалу № 27 – вивільнився об'єм калійних руд – **217 565,3 м³**, який лише на 8 % є меншим, ніж сумарний об'єм розчинення, що простежувався за вісім років, а саме з 2007 до 2014 рр. – часу затоплення 2-го горизонту.

Отже, отримані дані свідчать, що карстовий процес у період у середньому зріс майже втричі.

Після того, як 30 вересня 2017 р. стався провал № 27, води карстового водоносного горизонту потекли у камери № 102-103-104 на пласті № 10 Пд-Сх, карстовий процес й далі продовжував пропорційно зростати, а саме до 15 березня 2020 р. – часу утворення провалу № 30 – та до вересня 2020 р. – часу повного затоплення соленосних відкладів у зоні впливу рудника № 2.

Про це свідчать отримані результати матеріально-балансового моделювання, наведені у табл. 5.

Таблиця 5

Результати матеріально-балансового моделювання – розрахунку об'ємів розчинення солевих мінералів та об'ємів вивільнення глинистих та теригенних нерозчинних складових калійних руд у період з жовтня 2017 до вересня 2020 рр. – обвалення ціликів на 1-му горизонті й утворення провалу № 30 та повного затоплення соленосних відкладів у межах рудника № 2

Рік	Маса розчинення на добу, т	Об'єм розчинення солей на добу, м³	Об'єм вивільнення глини на добу, м³	Сумарний об'єм розчинення солей та вивільнення глини на добу, м³	Річний об'єм дезінтеграції калійних руд із ціликів, м³	Річний об'єм дезінтеграції ціликів поблизу обвалу, м³
3 міс. 2017	432,6	196,6364	29,4954545	226,1318	20804,13	15603,1
2018	453,85	206,2955	30,9443182	237,2398	86592,52	64944,39
2019	475,5	216,1364	32,4204545	248,5568	90723,24	68042,43
9 міс. 2020	497,55	226,1591	33,9238636	260,083	71262,73	53447,05
Сумарний об'єм дезінтеграції калійних руд на I-му горизонті					269382,6	

рудника № 2	
У тім числі об'єм дезінтеграції калійних руд у районі обвалу поблизу камер № 102-103-104	202037

Отримані результати свідчать, що за неповні три роки – від моменту провалу № 27 у районі камер № 108-109-110-111-112-113 на пласті № 10 Пд-Сх з жовтня 2017 р. до часу утворення провалу № 30 15 березня 2020 р. та повного затоплення соленосних відкладів у межах рудника № 2 у вересні 2020 р. – вивільнився об'єм калійних руд – **269 382,6 м³**, який на 14 % є більшим, ніж сумарний об'єм розчинення, що простежувався за вісім років, а саме з 2007 до 2014 рр. – часу затоплення 2-го горизонту – на 20 % більшим, ніж показники з січня 2015 до вересня 2017 рр.

Отже, такі дані свідчать, що карстовий процес до максимуму – у чотири рази від середньорічних значень 2007–2014 рр. – повністю припинився у вересні 2020 р.

Отримані результати дають нам підстави сьогодні обґрунтовано стверджувати, що рух агресивних вод над гірничими виробками рудника № 2 припинився й тому розширення двох існуючих карстових каналів під старою дорогою, чи утворення тут нових карстових порожнин унеможливується, а утворення нових провалів можливе лише на ділянках інтенсивного динамічного навантаження. На інших ділянках, у тім числі над затопленими виробками, утворення провалів малоімовірно.

Уже сьогодні розсоли є рівноважні із соленосними відкладами, тому карст уже не може розвиватись. На прикладі інших затоплених рудників можна спрогнозувати, що провалутворення малоімовірні та можливі лише за механізмом поршневого витіснення на ділянках, де з тієї чи іншої причини відклади над гірничими виробками чи порожнинами є нестійкими, чи є зовнішній чинник, який може викликати таку нестійкість.

За найпесимістичніших оцінок ситуації дуже малоімовірні провали на двох ділянках: у районі камер 117-118 та 127-128, а також між старою дорогою та провалом, який стався 15 березня 2020 р.

У той же час дати хід та приблизити оптимістичний сценарій розвитку подій у зоні впливу рудника № 2 можна лише тоді, якщо виконати комплекс заходів зі стабілізації ситуації, що склалася, а саме – для забезпечення повної безпеки старої дороги потрібно провести роботи із закладки карстових каналів.

Висновки.

За результатами проведених досліджень можна зробити такі висновки:

1. Результати проведених робіт з експериментального та матеріально-балансового моделювання у реальних умовах затоплюваного рудника № 2, а також результати ревізійного поінтервального опробування показують, що на ділянках прямого контакту соленосних товщ із агресивними розсолами останні набувають рівноважної концентрації за лічені тижні.

2. Вивчення закономірностей розчинення легкорозчинних солей та вивільнення глинистих мінералів, керуючись законом збереження маси та принципу забезпечення матеріального балансу, допомогло виявити, що у процесі затоплення II-го горизонту до моменту обвалу в районі камер № 108-109-110-111-112-113 із ціликів на пласті № 10 Пд-Сх вивільнився об'єм калійних руд – 236 374,9 м³, який у 3,6 є більшим, ніж об'єм одного цілика – 63 360 м³, з них 177 281,2 м³ – це об'єм дезінтеграції калійних руд, що

відповідає дезінтеграції більше половини об'єму, а саме – 2,7 цілика із п'яти наявних ціликів у районі обвалу поблизу камер № 108-109-110-111-112-113.

3. За неповні три роки – від моменту обвалу ціликів у районі камер № 108-109-110-111-112-113 на пласті № 10 Пд-Сх з кінця 2014 до вересня 2017 рр. – часу утворення провалу № 27 – вивільнився об'єм калійних руд – 217 565,3 м³, який лише на 8 % є меншим, ніж сумарний об'єм розчинення, що простежувався за вісім років, а саме з 2007 до 2014 рр. – часу затоплення 2-го горизонту, причому карстовий процес у цей період у середньому зріс майже втричі.

4. Отримані результати матеріально-балансового моделювання свідчать, що за неповні три роки – від моменту провалу № 27 у районі камер № 108-109-110-111-112-113 на пласті № 10 Пд-Сх з жовтня 2017 р. до часу утворення провалу № 30 15 березня 2020 р. і повного затоплення соленосних відкладів у межах рудника № 2 у вересні 2020 р. вивільнився об'єм калійних руд – 269 382,6 м³, який на 14 % є більшим, ніж сумарний об'єм розчинення, що простежувався за вісім років, а саме з 2007 до 2014 рр. – часу затоплення 2-го горизонту – та на 20 % більшим, ніж показники з січня 2015 до вересня 2017 рр., що свідчить про те, що 2020 р. карстовий процес прискорився до максимуму – у чотири рази від середньорічних значень 2007–2014 рр. та повністю припинився у вересні 2020 р.

5. Після повного затоплення рудника № 2 техногенно-активізований соляний карст – у зоні впливу гірничих виробок, який тривав з жовтня 1978 р. до вересня 2020 р. – повністю припинився, руху підземних вод по соляних породах немає, що викликало їх розчинення та обвалювання, вже більше року не відбувається.

6. Сьогодні мінералізація 360 г/л розчинів на рівні кривлі солей є практично постійною, що рік тому (вересень 2020 р.), що на цей час, із незначними варіаціями. Це так звана рівноважна концентрація, яка у дуже обмеженому діапазоні може змінюватись унаслідок процесів так званої метаморфізації розсолів – сукупності процесів кристалізації нових мінералів за умови пересичення (що своєю чергою призводить до незначного зменшення мінералізації) та розчинення вже існуючих мінералів (що, відповідно, призводить до зростання мінералізації), а отже, без винесення та привнесення солей.

7. Значно більш небезпечною ситуацією для густонаселених територій, прилеглих до рудника № 2, була б ситуація, коли із рудника № 2 й далі відкачували б експоненційно зростаючі водоприпливи. Тоді дійсно була б катастрофічна ситуація із потенціалом утворення провалів діаметром понад 500 м над пластом “Основний”, поява яких, із дуже великою ймовірністю, супроводжувалась не “поштовхами”, а цілком реальними руйнівними землетрусами із людськими жертвами.

8. У межах гірничого відводу рудника № 2 є затоплені карстові порожнини, які вже не збільшуються у розмірах з причини припинення карстового процесу, але можуть деформуватись і навіть провалитись від зовнішніх чинників, наприклад, від динамічних навантажень від руху транспорту.

9. Аналіз геологічної будови на ділянках існуючої та будівництва нової дороги Львів–Трускавець показав, що під старою дорогою потужність надсолевих відкладів (гіпсово-глинистих порід та суглинків) становить 95–107 м, і цю дорогу у закарстованому стані транспорт трясє з 1978 р. і ніяк не може обвалити, а по трасі нової дороги, де потужність надсолевих відкладів становить 30–50 м, ще не було жодного вібраційного, мікросейсмічного чи іншого динамічного навантаження від руху фур та

багатотонних вантажівок чи великих автобусів. Відповідно, коли побудують нову дорогу, і по ній почнеться інтенсивний трафік важковагового транспорту, то обов'язково такі навантаження з'являться. Чи витримає 30–50-тиметрова стелина надсольових порід над карстовими порожнинами вібраційні, мікросейсмічні чи інші динамічні навантаження – спрогнозувати дуже важко, але з вищезазначених причин ймовірність деформації і провалоутворення на 400-метровому відтинку нової дороги в десятки разів більша, ніж над старою дорогою.

СПИСОК ВИКОРИСТАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ

1. Дяків В. Експериментальне моделювання дезінтеграції галопелітових мінеральних асоціацій при затопленні рудника № 2 Стебницького ДГХП «Полімінерал» / В. Дяків // Вісник Волин. ун-ту. – 2007. – Вип. 2. – Ч. 2. – С. 285–291.
2. Дяків В. Експериментальне моделювання кінетики розчинення (дезінтеграції) галопелітових мінеральних асоціацій в агресивній ропі з рудника № 2 Стебницького калійного родовища / В. Дяків // Мінералогічний збірник Львів. ун-ту. – 2007. – № 57. – Вип. 2. – С.110–121.
3. Гайдін А. М. Геодинамічні процеси на соляних родовищах / А. М. Гайдін, В. О. Дяків // Матеріали Міжнар. наук.-практ. конф. «Форум гірників – 2010» 21–23 жовтня 2010 р. – Дніпропетровськ, 2010. – С. 23–41.
4. Гайдін А. М. Деформації земної поверхні в зоні діяльності калійних рудників у Стебнику. / А. М. Гайдін, В. О. Дяків, І. В. Чікова // Екологічна безпека та збалансоване ресурсокористування. – 2014. – № 2 (10). – С.112–119.
5. Гайдін А. М. Розсоли в затоплених калійних рудниках Передкарпаття / А. М. Гайдін, В. О. Дяків, І. І. Зозуля // Хімічна промисловість України. – 2012. – № 3 (110). – С.32–38.
6. Дяків В. О. Провал 30 вересня 2017 р. над рудником № 2 Стебницького ГХП «Полімінерал»: причини, наслідки та сучасний стан (за результатами матеріально-балансового моделювання та моніторингових спостережень) / В. О. Дяків, А. В. Драновська, З. З. Хевпа // Матеріали V Міжнар. наук.-практ. конф. «Надрокористування в Україні. Перспективи інвестування» : у 2 т. – Т. 2 (8–12 жовтня 2018 р., м. Трускавець). – Київ, 2018. – С. 103–115.
7. Білоніжка П. Стебницьке родовище калійних солей: розроблення, відходи збагачення руд, проблеми охорони довкілля / П. Білоніжка, В. Дяків // Праці наукового товариства ім. Шевченка. – Т. ХОХ, Геологічний збірник. – Львів, 2012. – С. 199–209.
8. Варламов А. А. Гидрогеологические условия Стебниковского месторождения калийных солей / А. А. Варламов, С. С. Козлов, В. К. Липницкий, А. Е. Ходьков // Материалы по гидрогеологии и геол. роли подземных вод. – Ленинград : Изд-во ЛГУ, 1971. – С. 124–132.
9. Дудко П. М. Подземное выщелачивание солей. – Москва : Недра, 1972. – 160 с.
10. Зильбершмидт В. Г. Разрушение соляных пород / В. Г. Зильбершмидт, В. В. Зильбершмидт, О. Б. Каймак – Москва : Наука, 1992. 144 с.
11. Корневский С. М. Геология и условия формирования калийных месторождений Советского Предкарпаття / С. М. Корневский, К. Б. Донченко // Геология месторождений калийных солей: Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. – 1963. – Т. 99. – С. 3–152.
12. Максимович Г. А. Основы карстования / Г. А. Максимович. – Пермь, 1963. – Т. 1. – 444 с.
13. Максимович Г. А. Основы карстования / Г. А. Максимович. – Пермь, 1969. – Т. 2. – 529 с.
14. Семчук Я. М. Техногенне порушення геологічного середовища у районах розробки калійних родовищ / Я. М. Семчук // Уголь України. – 2001. – № 9 (537). – С. 41–45.
15. Семчук Я. М. Дослідження процесів розчинення та вилуговування соляних порід для оцінки наслідків затоплених калійних шахт / Я. М. Семчук, О. С. Малишевська // Хімічна промисловість України. – 2002. – № 1. – С. 9–12.

УДК 553.5:338.48

DOI:<http://doi.org/10.30970/vgl.35.09>

ЗАСТІНОЧЕНСЬКЕ ТА БУДАНІВСЬКЕ РОДОВИЩА ПІСКОВИКУ – ПОТЕНЦІЙНІ ГЕОТУРИСТИЧНІ ОБ'ЄКТИ ТЕРНОПІЛЬСЬКОЇ ОБЛАСТІ

Іван Книш, Надія Кремінь

*Львівський національний університет імені Івана Франка,
вул. Грушевського, 4, Львів, Україна, 79005
e-mail: ivan.knysh@gmail.com; nadiya.kremin@lnu.edu.ua*

Наведено інформацію щодо діючих кар'єрів з видобутку пісковиків як перспективних геотуристичних локацій у межах Тернопільської області. Досліджувана територія відома давніми промислами щодо видобутку природного каменю із теребовлянських пісковиків. Об'єкт дослідження розташований у межах Східно-Європейської платформи на території Застіноченського і Буданівського родовищ.

У геологічній будові Застіноченського родовища беруть участь відклади неогенового і девонського віку. Корисна копалина – пісковики девонського віку середньою потужністю 12 м, розбиті горизонтальними і вертикальними тріщинами на брили. Пісковики червоно-бурі, бурувато-червоні, сірувато-червоні, червонувато-сірі, бурувато-сірі, рожево-сірі, зеленувато-сірі і світло-сірі.

Буданівське родовище складене породами четвертинного, неогенового, крейдового і девонського віку. Корисною копалиною тут є пісковики іванівської світи девону, товща пісковиків складається з двох горизонтів. Середня потужність пісковиків I горизонту (червоних, товстоплитчастих) 14,4 м, у товщі пісковиків трапляються прошарки аргілітів і алевролітів. Пісковики II горизонту більш тонко плитчасті, характеризуються потужністю від 2,6 до 4,3 м. З глибиною пісковики мають рожеве і рожево-червоне забарвлення. Як сірі, так і рожеві відміни пісковиків дрібнозернисті, кварцові, польовошпатово-кварцові, слюдисті. Цемент залисто-глиняний, глиняна частина його серицито-кремнієва.

Видобування пісковиків на обидвох родовищах ведеться вручну. Теребовлянський пісковик є екологічно безпечним, тому його використовують для будівництва фасадів як природний теплоізолятор. Пісковик морозо- і кислотостійкий. Його використовують як в сучасному архітектурному дизайні, так і в реставрації історичних пам'яток у Європі. Серед споруд, збудованих із теребовлянського пісковика – дев'ятиарковий залізничний міст-віадук поблизу с. Плебанівка, Теребовлянський і Буданівський замки, Підгорянський монастир св. Василя Великого та ін.

Геологічний та геотуристичний огляд Застіноченського та Буданівського кар'єрів видобутку пісковика у Тернопільській області дає підстави розглядати ці локації як потенційні геотуристичні об'єкти.

Ключові слова: геотуризм, пісковики, родовище, кар'єр, девон, неоген.

Геотуризм – сучасний тренд у розвитку туристичної галузі. Цікавими локаціями геотуризму, крім природних геологічних утворень, можуть бути антропогенно змінені інженерно-геологічні об'єкти (діючі і закинуті кар'єри, шахти, котловани, водовідводи, відвали гірських порід, будівлі і споруди, зведені із природного каменю, тощо), а також місця, пов'язані з вивченням історії видобутку корисних копалин.

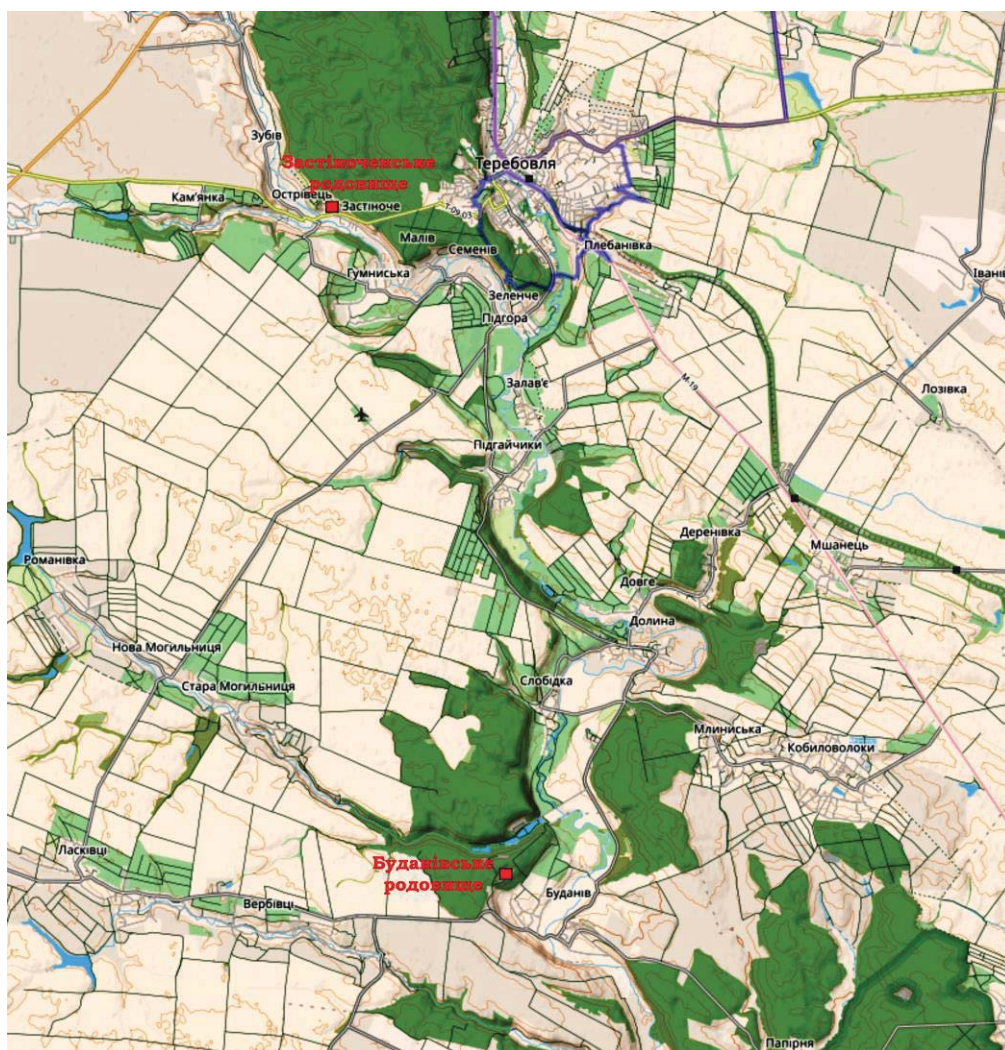


Рис. 1. Картохсхема розташування Застіноченського і Буданівського родовищ пісковиків
Fig. 1. Map of the location of the Zastinoche and Budaniv sandstone deposits

Особливості геологічної будови є ключовим фактором, що зумовлює різноманіття та багатство покладів корисних копалин. Тернопільська область розміщена в межах Східно-Європейської платформи, що зумовило утворення тут корисних копалин

осадового походження. Тернопільський та Чортківський райони області багаті на поклади будівельного каменю, однак найвідомішими є так звані “теребовлянські” червоні або сірі пісковики. Ці пісковики тягнуться скелястими виступами вниз за течією Серету: від с. Налужжя аж за с. Буданів [5, 9]. Зокрема, вони представлені у Застіноченському та Буданівському родовищах (рис. 1).

Об’єктом дослідження були “теребовлянські” пісковики.

Метою досліджень було вивчення геологічної будови Застіноченського і Буданівського родовищ пісковиків як потенційних геотуристичних об’єктів Тернопільської області.

Серед поставлених **завдань** були такі:

- з’ясування історії вивчення Застіноченського і Буданівського родовищ пісковиків;
- вивчення геологічної будови цієї території;
- аналіз розташування геотуристичних локацій поблизу досліджуваних родовищ.

Ще з княжих часів відомі найбільші каменоломні у селах Застіноче та Буданів, де вже тоді видобували камінь для будівництва фортець та захисних споруд довкола монастирів. Застіноцький кар’єр згадується у Теребовлянських міських актах 1430 р.

За австрійських і польських часів ці каменоломні (рис. 2) були у розпорядженні м. Теребовля. До сьогодні в центрі с. Застіноче збереглась будівля канцелярії каменоломні.



Рис. 2. Село Застіноче. Робітники під час роботи в каменоломах. Фото 20-х років ХХ ст. [5]

Fig. 2. The village of Zastinoche. Workers are working in quarries.
Photo of 20-s years of the XX century

З місцевого пісковику виробляли тротуарні плити, підвіконня, сходи, дорожні бордюри, великі блоки використовували як надгробки та пам'ятники тощо. Щороку виготовляли близько 500 тис. штук точильних каменів. Залізницею Підволочиськ–Одеса вони прямували в Одеський порт, а звідти – на експорт до Персії, Китаю, Японії [5].

Камінь возили вузькоколієюю з с. Застіноче до с. Кровинки до початку Другої світової війни. Пісковиком мостили дороги і тротуари по всій Галичині. Ще в XIX ст. теребовлянським пісковиком викладали бруківку Львівських вулиць, будували замки, фортеці, палаци, монументи, унікальні шедеври архітектури у Берліні, Варшаві, Відні, Празі, які збереглися до сьогодні [5].

Сіро-зелений, сіро-рожевий чи червоно-бурий теребовлянський дрібнозернистий пісковику до сьогодні видобувають і використовують як будівельний та оздоблювальний камінь для фундаментів чи для спорудження будівель, храмів, оборонних споруд, мостів, доріг, для виготовлення тротуарних плит і бордюрів, парпетів, сходів і карнизів, пам'ятників, чеканів для печей тощо.

Південно-західна околиця Східно-Європейської платформи є об'єктом геологічних досліджень кількох поколінь геологів. Перехресне відслонення по схилах річок, значна кількість фауністичних залишків, різноманіття стратиграфічних і літологічних різновидів порід здавна приваблювали геологів до цього цікавого геологічного краю.

Окремі, розрізнені спостереження, що проводили до початку XIX ст., мають швидше історичний характер і сьогодні не викликають практичного інтересу. Чимало робіт на описаній території пов'язані з укладанням "Геологічного атласу Галичини" з 1884 до 1911 рр., протягом кількох видань, опублікованих у Фізикографічній академії наук (Fizyjoğraficznej Akademii Umiejętności) у Кракові. За цей період уся площа колишньої Галичини була покрита зйомкою масштабу 1:75 000. Основну частину робіт виконали такі геологи, як М. Ломницький, В. Тейсейр, Л. Альт, Ф. Беняш [1, 5, 9].

У наступні роки (до 1939 р.) питання геологічної будови району досліджень було висвітлено у багатьох працях польських і австрійських геологів, головно, дослідження вели Карпатський геологорозвідувальний інститут та акціонерне товариство "Піонер" [5].

Починаючи з 1947 р., на всій території Волино-Поділля проводяться спеціалізовані різномасштабні геологічні зйомки, пошуково-розвідувальні і розвідувальні роботи. Першою роботою, проведеною 1947 р. безпосередньо на досліджуваній ділянці, була геологічна зйомка масштабу 1:500 000, виконана Ю. У. Перваковою. У звіті подано тільки загальну інформацію з питань стратиграфії і тектоніки вивченої території (Первакова Ю. У., 1947).

У період з 1947 р. й до сьогодні зйомки, пошукові і розвідувальні роботи на території західних областей України проводило Українське геологічне управління, трест "Укрнафтогазрозвідка", Львівська геологічна експедиція та інші організації.

У 1947 р. був виданий "Довідник родовищ мінеральних будівельних матеріалів Тернопільської області", де зазначено короткі характеристики багатьох родовищ суглинків, глин, мергелів, пісків і вапняків [5].

У наступні роки у Тернопільській області, в тім числі на досліджуваній території, розвідано велику кількість родовищ будівельних матеріалів. Останнім часом у межах Тернопільської області виявлено чимало родовищ цементної сировини, вапняків та інших корисних копалин.

Роботи з вивчення девонських пісковиків розпочались 1955 р. і продовжуються донині. У 1955–1956 рр. Київська геологічна експедиція провела геологорозвідувальні роботи на Тербовлянському родовищі девонських пісковиків, розташованому за 6–7 км на південний захід від м. Тербовля. Завдяки проведеним роботам виявлено чергування в геологічному розрізі товщі промислових шарів пісковиків з глинистими сланцями і аргілітами. Потужність пісковиків коливається від 7,0 до 21,0 м. У наш час Тербовлянське родовище активно розробляє Тернопільська ОПБМ (*ділянка Застіноче*), однак об'єм розкриття щорічно зростає, що ускладнює його подальшу експлуатацію [8].

У 1959–1960 рр. на досліджуваній території проведено геологічну зйомку масштабу 1:200 000 (Шраменко Г. П., Падалко Г. М., Лазаренко П. Г., 1960).

У 1960 р. узагальнено матеріали щодо обстежень багатьох родовищ пісковиків і вапняку в Бучацькому і Чортківському районах Тернопільської області.

У 1960–1961 рр. детально розвідано Заново-Стрипське родовище пісковиків і вапняку з запасом пісковиків 1 288 тис. м³ (Андреев А. Г., Крамаренко Н. Г., 1960) [8].

Буданівське родовище пісковиків уперше обстежено у 1958–1959 рр. трестом “Київгеологія”. Експлуатувалось Тербовлянським міжколгоспбудом. У 1975 р. передано МПБМ УССР. Родовище не розвідано, запаси не підраховано. Прогнозовані запаси визначено, керуючись розкритвом потужності пісковиків у кар'єрі і загальногеологічною ситуацією, у кількості 325 тис. м³.

Від початку експлуатації орієнтовно видобуто близько 300 тис. м³. Точних даних з видобутку немає.

З 1978 р. геологорозвідувальні роботи на родовищі проводила Львівська геологорозвідувальна експедиція ДП “Західукргеологія” [7].

Досліджені об'єкти, зокрема Застіноченське та Буданівське родовища пісковиків, розробляє приватне товариство “Тербовлянське заводууправління будматеріалів “Будівельник”.

Геологічна будова досліджуваного району

У геоструктурному відношенні район досліджень розташований у межах Східно-Європейської платформи. В геологічній будові беруть участь осадові відклади палеозою, мезозою і кайнозою [1, 6–9].

Палеозойські відклади представлені нижнім відділом девонської системи – жединським і зігеньським ярусами. У складі жединського ярусу виділяють чортківський та іванівський горизонти, а в складі зігеньського ярусу – дністровський.

Накопичення потужних товщ теригенних осадів нижнього девону відбувалось в умовах великого опрісненого басейну, а зникнення з розрізу карбонатних порід свідчить про зміни сольового режиму. Відклади нижнього девону виходять на денну поверхню в долині р. Серет та її бокових приток.

Нижній девон (D_1). У районі досліджень нижній девон представляє *чортківський горизонт*. Відклади чортківського горизонту в долині р. Серет, у східному і західному напрямках, занурюються під більш молоді відклади [7–9].

Осади чортківського горизонту представлені аргілітами зеленувато-сірого і сірого кольору, слабослюдисті, з численними прошарками сірих і темно-сірих кристалічних вапняків і доломітів потужністю від 1 до 15 см, а іноді до 30 см.

У верхній частині горизонту з'являється прошарок аргілітів, а далі алевролітів і пісковиків, забарвлення яких змінюється від сірих до червонуватих і буро-червоних.

Кількість і потужність прошарків пісковика і алевроліту доверху поступово збільшується, а вапняків і доломітів – зменшується майже до повного зникнення.

Пісковики і аргіліти, які становлять верхню частину розрізу горизонту, з'єднані перехідною товщею, яка представлена тонкохвилястим перешаруванням алевроліту і дрібнозернистого пісковика світло-сірого з глиняно-доломітовим цементом.

Пісковики дрібнозернисті, світло-зеленувато-сірі, однорідні, міцні, щільні, масивні.

Під мікроскопом видно алевро-псамітову структуру пісковика і контактнo-плівковий тип цементування. За складом пісковика кварцові, з наявністю польових шпатів, хлориту, серициту і біотиту. Слюдисті мінерали розподілені в масі породи відносно рівномірно.

Потужність порід чортківського горизонту в районі досліджень становить близько 135,0 м, розкривна потужність за пошуково-розвідувальними свердловинами – 50–60 м [1].

Іванівський горизонт (D_{1iv}). Контакт між чортківським й іванівським горизонтами нечіткий, поступовий, проводиться умовно після появи у розрізі пісково-глиняної товщі першого прошарку доломіту.

Відклади іванівського горизонту рівномірні й представлені однорідною товщею – перешаруванням пісковиків, аргілітів, рідше – алевролітів.

У нижній частині розрізу переважають аргіліти і алевроліти з підпорядкованими прошарками пісковиків. Доверху кількість і потужність прошарків пісковиків збільшується до 1–2,3 м.

Пісковики кварцово-слюдисті, дрібно- і тонкозернисті, однорідні, масивні, горизонтально шарові. Колір їх змінюється від білих до рожевих, фіолетових і вишнево-червоних. Пісковики масивної текстури з дрібнозернистою псамітовою структурою.

Основна класична маса складена, головню, неправильними кутовими і кутно-обкатаними зернами кварцу (85–95 %). Цемент пісковиків серицито-кремнистий, карбонатний, глиняно-кремовий, часто озалізнений, що обумовлює червоно-бурий колір пісковиків. Світло-сірі відміни представлені пісковиками кварцовими і кварцоподібними.

Відклади іванівського горизонту оголюються у крутих бортах р. Серет та її притоках. Потужність відкладів становить до 126,0 м.

Дністровський горизонт (D_{1dn}) на площі дослідження має незначне поширення і відслонюється у північно-західній частині, в долинах правих приток р. Серет. Відклади дністровського горизонту представлені перешаруванням червоних грубоплитчастих пісковиків і алевритів, рідше аргілітів. Потужність відкладів – до 100 м.

Крейдова система. Відклади крейдової системи представлені на ділянці досліджень сеноманським і туринським ярусами верхнього відділу. Залягають вони на відкладах нижнього девону трансгресивно, у вигляді невеликих острівців, які збереглися після розмиву [1].

Відклади *сеноманського ярусу (K_{2st})* відслонюються у верхів'ях р. Гнила Рудка і правої безіменної притоки р. Серет й представлені вапняками пісково-глинистими, пісковиками кварцово-глауконітовими зеленувато-сірими, щільними. Потужність відкладів становить 3–5 м.

Відклади *туронського ярусу (K_{2t})* відслонюються у крайній північній частині району – с. Лощинівка, у долині правої притоки р. Серет. Ці відклади представлені одноманітною товщею білих, крейдових, щільних вапняків з раковистим зламом із

включенням злиттям (стяжін) чорного кременю. Потужність туронських відкладів становить 10 м.

Неогенова система. Відклади неогену мають повсюдний розвиток і залягають горизонтально зі стратографічним і кутовим неузгодженням на відкладах крейди нижнього девону. Неогенові відклади представлені нижньо- і верхньобаденським і нижньосарматським під'ярусами [1].

Нижньобаденський під'ярус на території досліджень представлений опільським горизонтом – це найдавніші відклади баденського ярусу.

Опільський горизонт (N_{1op}). Літологічна будова опільського горизонту надзвичайно непостійна і складна. Відбувається постійне заміщення порід від фації літоралі – конгломерати до піщано-літотамнієвих відкладів – верхньої частини субліторалі. У районі досліджень відклади опільського горизонту представлені конгломератами, пісками, літотамнієвими вапняками, пісковиками. Конгломерати відкладені з гальки девонських пісковиків рожевого і сірого кольору, кременю, окремих шарів літотамній. Піски кварцові, дрібно- та середньозернисті, сірі, з уламками літотамній. Пісковики середньозернисті, кварцово-слюдисті, сірі, щільні, з уламками літотамній. Вапняки літотамнієві (найбільше розвинені серед відкладів опільського горизонту), жовтувато-білі, щільні, складені літотамніями й уламками організмів. Органогенні уламки зцементовані пелітоморфним чи дрібнозернистим кальцитом.

Потужність відкладів опільського горизонту у районі робіт становить 20–22 м.

Верхньобаденські відклади (N_{1bg}) (буглівський горизонт) розвинуті на всій території району досліджень і залягають на осадах опільського горизонту і нижнього девону, перекриваються четвертинними відкладами, у північно-східній частині – нижньосарматським під'ярусом.

Верхньобаденські відклади представлені органогенно-уламковими і дрібнолітотамнієвими вапняками, міцними, піщанистими. Потужність відкладів верхнього баденію у межах ділянки досліджень не перевершує 25,0 м.

Нижньосарматський під'ярус (N_{1S1}). На відкладах верхнього баденію у північно-східній частині району досліджень залягають осади нижнього сармату. Представлені вони одноманітною товщею карбонатних глин сірого, зеленувато-сірого кольору з поодинокими прошарками тонкозернистого піску і кутових глин. Потужність нижньосарматських відкладів не перевищує 23,0 м.

Четвертинні відклади на площі проведених досліджень розвинені всюди.

Еолово-елювіальні відклади (vd II–IV) плащем покривають усю територію. Представлені вони лесовидними суглинками у нижній частині з уламками корінних порід. Потужність суглинків коливається від 7 до 10 м. Південніше с. Деренівка потужність суглинків сягає 30 м.

Елювіальні відклади (eIII) розвинені у східній і західній частинах території. Ці відклади є продуктом звітрювання верхньобаденських відкладів – глини сірого кольору, жирні на дотик, місцями піщані. Потужністю від 5–10 до 16 м.

Алювіальні відклади I і II надзаплавних терас (aIII) розвинуті в долині р. Серет. Алювій надзаплавних терас представлений галечниками, піском і суглинком. Потужність відкладів незначна – 1–2 м.

Алювіальні відклади русел і заплави (aIV) відомі за річковими долинами і представлені пісками і галечниками потужністю до 1,0 м.

Застіноченське родовище пісковиків (раніше назване – Теробовлянське – діляниця Застіноче), розташоване обабіч с. Застіноче, у безпосередній близькості до м. Теробовля й займає площу 16,7 га (рис. 3, 4).



Рис. 3. Застіноченський кар'єр пісковику. Вигляд зверху
Fig. 3. Zastinoche sandstone quarry. Topview

Родовище розташоване на відстані 6–7 км на захід від міста і залізничної колії ст. Теробовля, на вододілі річок Серет і Гнізна, на території Теробовлянського лісництва Тернопільського лісгоспу. Родовище з заходу і сходу обмежене глибокими ярами. На півдні проходить автомобільна дорога Теробовля–Підгайці. У північній частині розташований лісовий масив [8].

Застіноченський кар'єр із видобутку пісковиків експлуатується з дорадянських часів. З 1950 р. кар'єр перебував у безпосередньому відомстві Теробовлянського заводууправління будматеріалів.

Родовище вперше детально розвідано у 1955–1956 рр. трестом “Укргеологбуд”, дорозвідку виконано в 1975–1977 рр., остання геолого-економічна оцінка – 2018 р. [8].

У геологічній будові родовища беруть участь відклади неогенового і девонського віку. Четвертинні відклади представлені ґрунтово-рослинним шаром та малопотужними суглинками, неогенові відклади – глинами і вапняками. Глини мають досить широке розповсюдження, однак місцями вони розмиті і тоді безпосередньо під четвертинними породами залягають неогенові вапняки.

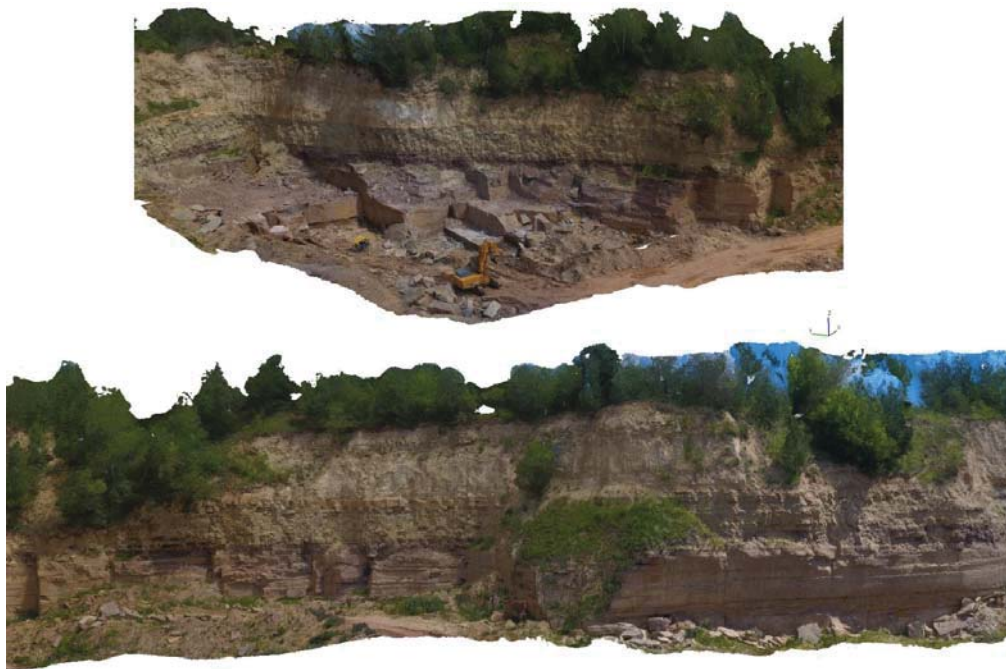


Рис. 4. Видобувні стінки Застіноченського родовища пісковиків. Центральна частина кар'єру
Fig. 4. Extractive walls of the Zastinoche sandstone deposit. The central part of the career

Відклади девону представлені пісковиками, аргілітами і глиняними суглинками, які формують самостійні пласти потужністю до кількох метрів, або часто перешаровуються один з одним. Загальна потужність девонських порід, у тім числі пласта корисних копалин, коливається від 17 до 35 м і становить у середньому 24 м.

Корисна копалина представлена пісковиком девонського віку середньою потужністю 12 м, розбитого горизонтальними і вертикальними тріщинами на брили. Макроскопічно пісковик представлено червоно-бурими, бурувато-червоними, сірувато-червоними, червонувато-сірими, бурувато-сірими, рожево-сірими, зеленувато-сірими і світло-сірими відмінами. Пісковики сірих і зеленуватих тонів трапляються, головню, у східній і південно-східній частині родовища, в інших частинах родовища – часом у нижній частині товщі пісковиків. Пісковики дрібно- і тонкозернисті, за текстурою – щільні, масивні чи з різним ступенем розсланцювання. Під мікроскопом пісковики вишневого (завдяки гідроокисам заліза) і сірого забарвлення, кварцові, дрібнозернисті. Структура псамітова, текстура хаотична [8].

Пісковики родовища використовує місцева промисловість будівельних матеріалів для виготовлення бортового каменю із відходів виробництв бутового каменю.

Загальні підраховані балансові запаси пісковиків Застіноченського родовища станом на 01.07.2017 становили разом за категоріями А+В+С₁ – 1293,8 тис. м³ [8]. Корисна копалина за якісними показниками відповідає вимогам ДСТУ Б В.2.7-246:2010

“Будівельні матеріали. Каміні бортові і стінові з гірських порід. Технічні умови”, ДСТУ Б В.2.7-241:2010 “Будівельні матеріали. Камінь бутовий. Технічні умови” [3, 4]. За складністю геологічної будови родовище належить до 1 групи за класифікацією ДКЗ.

Корисну копалину використовують для дорожньої кладки, облицювального цоколя і карнизів, тротуарних плит і бордюрів, бутового каменю і як щебінь для дорожнього будівництва. Облицьовані ними будинки, парапети, а також тротуари можна побачити у центральній частині м. Тернополя.

Буданівське родовище пісковиків розташоване за 15 км від м. Тербовля на землях Буданівського лісництва і займає площу 34 га, на вододілі між річками Серет і Гнила Рудка. Природними межами родовища на сході є крутий схил долини р. Серет (рис. 5, 6).

Буданівське родовище пісковиків уперше детально розвідано у 1981–1983 рр. Львівською ГРЕ (В. Хоха, 1983) і розробляється з 1983 р. Останню геолого-економічну оцінку проведено 2018 р., залишкові промислові запаси корисної копалини підраховано за категоріями А+В+С₁ у кількості 4 292,6 тис. м³ [7].

Родовище складене породами четвертинного, неогенового, крейдового і девонського віку. Неогенові породи представлені вапняками дрібнолітотамнієвими і органогенно-уламковими, світло-сірими до білих, часто озалізненних, особливо у покриві шару. Від покриву до підшви шару закономірно зменшується тріщинуватість, збільшується піскуватість, зникають літотамнії. Потужність вапняків коливається від 1,0 до 13,6 м.

Девонські відклади представлені нижнім відділом жединського ярусу іванівської і чортківської світ. Іванівська світа широко розвинута і відслонюється в урвистих долинах р. Серет та її правих приток. Відклади представлені червоноколірною товщею перешарування пісковиків, аргілітів, рідше алевролітів. Потужність світи сягає 70–120 м. У цій світі пісковики кварцово-слюдисті, дрібно і тонкозернисті, іноді косошаруваті, щільні, масивні. Для товщі пісковиків характерна фаціальна мінливість і вклинювання окремих прошарків на невеликій відстані.

Чортківська світа – нижня частина девонських відкладів розвинута в районі родовища і представлена перешаруванням пісковиків, аргілітів, доломітів і вапняків. У верхній частині світи переважають пісковики сірого кольору.

Корисною копалиною на Буданівському родовищі є пісковики іванівської світи, товща пісковиків складається з двох горизонтів. Потужність пісковиків I горизонту (червоних, товстоплитчастих) змінюється в межах від 13,8 до 15,7 м (середня – 14,4 м), у товщі пісковиків трапляються прошарки аргілітів і алевролітів, непридатних до виробництва блочного каменю. Пісковики II горизонту більш тонкоплитчасті, характеризуються потужністю від 2,6 до 4,3 м (середня – 3,4 м) [7].

З глибиною пісковики отримують рожеве і рожево-червоне забарвлення. Як сірі, так і рожеві відміни – пісковики поліміктові, дрібнозернисті, кварцові, польовошпатово-кварцові, слюдисті. Цемент залізисто-глиняний, глиняна частина його серицито-кремнієва. Тип зцементування плівковий, на окремих ділянках – порохо-плівковий.

У верхній частині корисної товщі переважають горизонтально-шарові відміни, які розколюють на плитку з субпаралельним рівним схилом та використовують під час розробки Буданівського кар’єру.

Верхня–середня частина товщі характеризується грубоплитчастою будовою. У середній частині товщі пісковики більш дрібнозернисті, забарвлення їх буро-червоне. У

складі пісковиків переважає глинистий цемент, з'являється коса і хвилясто-коса шаруватість [7].



Рис. 5. Центральна частина Буданівського кар'єру пісковика. Вигляд зверху
Fig. 5. The central part of the Budaniv sandstone quarry. Topview

У верхній і середній частині розрізу корисної товщі наявні прошарки аргілітів і алевролітів, потужність яких становить від 0,3 до 4,8 м.

Грубоплитчасті пісковики нижче по розрізу змінюються чергуванням товщ середньоплитчастих пісковиків з тонкими прошарками алевролітів і аргілітів.

За речовинним складом пісковики відповідають вищезалягаючим, однак відрізняються масивною текстурою у середині прошарків, косо-хвилястою – поблизу контактів з прошарками аргілітів і алевролітів.

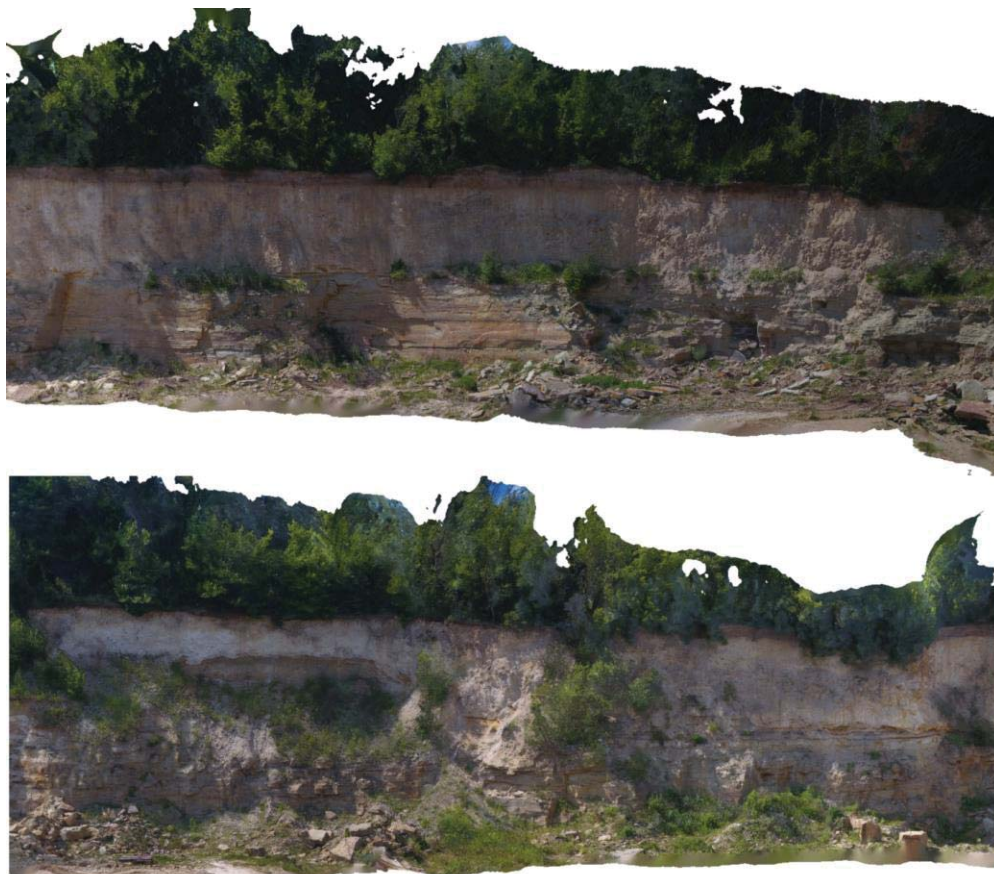


Рис. 6. Видобувні стінки Буданівського родовища пісковики. Центральна частина кар'єру
Fig. 6. Mining walls of the Budaniv sandstone deposit. The central part of the career

За всіма фізико-механічними показниками пісковики Буданівського родовища відповідають вимогам ДСТУ Б EN 1467:2007 “Камінь природний. Блоки необроблені. Вимоги” [2]. Механічна міцність пісковиків у середньому становить 642 kg/cm^2 , що значно вище потрібного (300 kg/cm^2), усі випробувані проби витримали 25 циклів заморожування, коефіцієнт розм'якнення у межах норм, допустимих вимогами [7].

За цими ж показниками він відповідає вимогам ДСТУ Б В.2.7-246:2010 “Будівельні матеріали. Каміні бортові і стінові з гірських порід. Технічні умови” [4].

За складністю геологічної будови, у співвідношенні з класифікацією запасів твердих корисних копалин, Буданівське родовище пісковиків належить до 1 групи, до типу

горизонтальнозалагаючих чи полого падаючих пластовинних тіл осадових порід, витриманих за будовою, потужністю, складом і якістю на великих площах.

Позитивним фактором для розробки Буданівського родовища є його комплексне використання. Крім пісковиків, які розробляють на блоки, можна використовувати розкривні вапняки для виробництва будівельного вапна і вапнякової муки, пісковиків, зачеплених вивітрюванням для виробництва щебеню.

Видобування пісковиків на обидвох родовищах ведеться без вибухових робіт, вручну, за допомогою ломів і клинів на всю глибину залягання, двома уступами. Висота кожного уступу до 6 м, з розбивкою на підступ заввишки 2–3 м кожний. Усі процеси з видобування і виготовлення бортового і бутового каменю виконують вручну. За такого способу пісковик порівняно добре піддається обробці. Штучні вироби, як прості, так і фігурно-декоративні, обробляють вручну. Обробку великих кам'яних виробів проводять механічним способом.

Видобуте каміння відвантажується на сучасне каменеобробне підприємство “Камінь Галичини”, розташоване в с. Струсів Терехівського району. Завод забезпечує новітні можливості для збільшення асортименту натурального каменю і виготовлення найрізноманітніших виробів з пісковика, мармурованого вапняку, юрського мармуру. Терехівський пісковик екологічно безпечний, тому його використовують для будівництва фасадів як природний теплоізолятор через низький коефіцієнт теплопровідності. Пісковик характеризується морозо- і кислотостійкістю. Видобутий тут різнокольоровий камінь-пісковик широко використовують як в сучасному архітектурному дизайні, так і під час реставрації історичних пам'яток в Європі, на заводі з пісковика виготовляють практично все для оформлення фасадів – цокольний камінь, облицювальну плитку, підвіконня, сходи, балюси; різного виду огорожі з готовими стовпцями і парапетами; плитку для мощення тротуарів, бордюри; будь-які індивідуальні замовлення для внутрішніх і зовнішніх робіт, декоративних, оздоблювальних і ландшафтних рішень.

Потенційними об'єктами геотуризму можуть бути й різноманітні інженерні споруди і будівлі. Серед цікавих архітектурних споруд, збудованих із терехівського пісковика, варто згадати дев'ятиарковий залізничний міст-віадук поблизу с. Плебанівка, Терехівський та Буданівський замки, Підгорянський монастир св. Василя Великого, велику кількість церков та костелів.

Залізничний міст-віадук, розташований між м. Терехівлею і с. Плебанівка, збудований ще в кінці XIX ст., 1896 р. Австро-Угорщина відкрила залізничну колію-вузькоколійку до Терехівлі, внаслідок чого довкола міста було побудовано два віадуки. Міст-віадук створений з “терехівського” пісковика за проектом італійських та австрійських архітекторів. Міст сполучає два береги глибокого каньйону, що проходить зі сходу на захід. Аркова форма мосту посилює надійність понад 150-метрової конструкції заввишки у 30 м, збільшуючи термін його експлуатації. Довговічність мосту можна пояснити професійною кладкою, міцністю природного місцевого каменю, а також ідеальністю швів, продуманою гідроізоляцією та водовідведенням на окремих ділянках мосту. Будували міст-віадук місцеві майстри з сірого пісковика, який возами доставляли з найближчого кар'єру у с. Застіноче.

Терехівський замок, розташований на високій горі над містом, є архітектурною атракцією краю. До сьогодні збережено руїни замку, збудованого на місці

давньоруського городища. Мурована фортеця тут виникла 1366 р., декілька разів її перебудовували. Із 2015 р. розпочато облаштування призамкової території.

Прямуючи на південь, через теребовлянський ліс, велосипедними доріжками можна потрапити до ще одного цікавого туристичного об'єкта – кам'яного Підгорянського монастиря св. Василя Великого, збудованого із теребовлянського пісковика.

Буданівський замок розташований осторонь традиційних туристичних маршрутів, оскільки на території колишньої фортеці розміщена психіатрична лікарня, однак замок повністю доступний для відвідання й відносно непогано збережений. На початку XVII ст. Ян і Мартин Ходоровські на місці зруйнованої дерев'яної фортеці побудували кам'яний замок. Споруду коричнево-сірого кольору зведено на початку XVII ст. з різних за розміром необроблених блоків і плит місцевого пісковика. На той час це була найвища споруда колишнього містечка.

Геологічний та геотуристичний огляд Застіноченського та Буданівського кар'єрів видобутку пісковика у Тернопільській області дає сподівання розглядати ці локації як потенційні геотуристичні об'єкти. Досліджувана територія оповита давньою історією розвитку промислу видобування будівельного каменю, містить діючі кар'єри, неподалік розташовані кілька споруд, збудованих із тернопільського пісковика.

Це все дає підстави для організації перспективних геотуристичних маршрутів у межах цієї території.

СПИСОК ВИКОРИСТАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ

1. *Ващенко В. О.* Геологічне довивчення масштабу 1:200 000 аркушу М-35-XXVI (Чортків). (Звіт з геологічного довивчення площі масштабу 1:200000 за 2003–2012 рр. – заключний). – Львів, ДП “Західукргеологія”, 2020. – 316 с.
2. ДСТУ Б EN 1467:2007. Камінь природний. Блоки необроблені. Вимоги – Міністерство регіонального розвитку та будівництва України. – Київ, 2008 – 24 с.
3. ДСТУ Б В.2.7-241:2010. Будівельні матеріали. Камінь будовий. Технічні умови – ЛьвівбудмНДІпроект. – 17 с.
4. ДСТУ Б В.2.7-246:2010. Будівельні матеріали. Камені бортові і стінові з гірських порід. Технічні умови – Мінрегіонбуд України. – 2011. – 32 с.
5. Застіноче [Текст] / Г. Дика, Г. Івахів, Б. Мельничук, М. Ониськів // Тернопільщина. Історія міст і сіл : у 3 т. Т. 3. – Тернопіль, 2014. – С. 266–267.
6. Мінеральні ресурси України : щорічник. Державне науково-виробниче підприємство “Державний інформаційний геологічний фонд України”. – Київ, 2021. – 270 с. [Електронний ресурс]. – Режим доступу : https://geoinf.kiev.ua/wp/wp-content/uploads/2021/11/m_r_2021.pdf
7. *Пилипчук Р.* Повторна геолого-економічна оцінка Буданівського родовища пісковиків у Теребовлянському районі Тернопільської області (станом на 01.01.18). – Львів, 2018. – 258 с.
8. *Пилипчук Р. В.* Повторна геолого-економічна оцінка Застіноченського родовища пісковиків у Теребовлянському районі Тернопільської області (станом на 01.06.17). – Львів, 2018. – 245 с.
9. Природні умови та ресурси Тернопільщини [Текст] : [моногр. узаг.] / [наук. ред.: М. Я. Сивий, Л. П. Царик]. – Тернопіль : Терно-граф, 2011. – 511 с.

REFERENCES

1. Vashchenko V. O. (2020). Heolohichne dovyvchennia masshtabu 1:200 000 arkushu M-35-XXVI (Chortkiv). (Zvit z heolohichnoho dovyvchennia ploshchi masshtabu 1:200 000 za 2003–2012. – zakliuchnyi). Lviv, DP “Zakhidukrheolohiia”, 316 p. (in Ukrainian).
2. DSTU B EN 1467:2007. (2008). Natural stone. Roughblocks. Requirements. Ministry of Regional Development and Construction of Ukraine. Kyiv, 24 p. (in Ukrainian and in English).
3. DSTU B V.2.7-241:2010. (2010). Budivelni materialy. Kamin butovyi. Tekhnichni umovy. LvivbudmNDIproekt, 17 p. (in Ukrainian).
4. DSTU B V.2.7-246:2010. (2011). Budivelni materialy. Kameni bortovi i stinovi z hirskykh porid. Tekhnichni umovy. Minrehionbud Ukrainy, 32 p. (in Ukrainian).
5. Dyka H., Ivakhiv H., Melnychuk B., Onyskiv M. (2014). Zastinoche. Ternopilshchyna. Istoriia mist i sil : u 3 t. T. 3. Ternopil, 266–267 (in Ukrainian).
6. Mineralni resursy Ukrainy : shchorichnyk. Derzhavne naukovo-vyrobnyche pidpriemstvo “Derzhavnyi informatsiiny i heolohichniy fond”. 2021. 270 p. URL : https://geoinf.kiev.ua/wp/wp-content/uploads/2021/11/m_r_2021.pdf (in Ukrainian).
7. Pylypchuk R. (2018). Povtorna heoloho-ekonomichna otsinka Budanivskoho rodovyshcha piskovykiv u Terebovlianskomu raioni Ternopilskoi oblasti (stanom na 01.01.18). Lviv, 258 p. (in Ukrainian).
8. Pylypchuk R. V. (2018). Povtorna heoloho-ekonomichna otsinka Zastinohenskoho rodovyshcha piskovykiv u Terebovlianskomu raioni Ternopilskoi oblasti (stanom na 01.06.17). Lviv, 245 p. (in Ukrainian).
9. Syvyi M. Ia., Tsaryk L. P. (2011). Pryrodni umovy ta resursy Ternopilshchyny [Tekst] : [monohr. uzah.]. Ternopil, Terno-hraf, 511 p. (in Ukrainian).

Стаття: надійшла до редакції 13.01.2021

прийнята до друку 20.02.2021

ZASTINOCHE AND BUDANIV SANDSTONE DEPOSITS AS POTENTIAL GEOTOURISM OBJECTS OF THE TERNOPIL REGION

Ivan Knysh, Nadiya Kremin

*Ivan Franko National University of Lviv,
Hrushevsky Str., 4, Lviv, Ukraine, 79005
e-mail: ivan.knysh@gmail.com; nadiya.kremin@lnu.edu.ua*

The article provides information on existing quarries for sandstone mining as promising geotourism locations within the Ternopil region (Western Ukraine). The study area is famous for its ancient mining of natural stone from Terebovlya sandstones. The object of research is located within the Eastern European platform on the territory of Zastinoche and Budaniv deposits. Since princely times, stone has been mined here for the construction of fortresses and defensive structures.

Sediments of the Neogene and Devonian ages take part in the geological structure of the Zastinoche deposit. The mineral is represented by Devonian sandstone with an average thickness of 12 m, broken by horizontal and vertical cracks into boulders. Macroscopically, sandstone is represented by red-brown, brownish-red, greyish-red, reddish-grey, brownish-grey, pink-grey, greenish-grey and light grey variations.

The Budaniv deposit is composed of Quaternary, Neogene, Cretaceous and Devonian rocks. The minerals here are the sandstones of the Ivanovo formation (Devonian), the sandstone stratum consists of two horizons. The average thickness of sandstones of the first horizon (red, thick-tiled) is 14.4 m, in the thickness of sandstones there are layers of argillites and siltstones. Sandstones of the second horizon are more thinly tiled, characterized by a thickness of 2.6 to 4.3 m. With depth, sandstones have a pink and pink-red colour. Both gray and pink variations of sandstones are fine-grained, quartz, feldspar-quartz, mica.. Cement is iron-clay; the clay part of it is sericite-silicon.

Mining of sandstones at both deposits is carried out manually with the help of crow-bars and wedges to the full depth. All processes for the extraction and manufacture of side and rubble stone are performed manually.

Terebovlya sandstone is environmentally friendly, so it is used for the construction of facades as a natural heat insulator. Sandstone is frost-resistant and acid-resistant. It is widely used in modern architectural design and restoration of historical monuments in Europe; it is made of almost everything for facades. Among the architectural structures built of Terebovlya sandstone – a nine-arch railway bridge-viaduct near the village. Plebanivka, Terebovlya and Budaniv castles, Pidhoryany monastery of St. Basil the Great, a large number of churches and cathedrals.

Geological and geotourism survey of Zastinoche and Budaniv sandstone quarries in the Ternopil region gives grounds to consider these locations as potential geotouristic objects.

Key words: geotourism, sandstones, deposit, quarry, Devonian, Neogene.

УДК 551.7(092)

DOI: <https://doi.org/10.30970/vgl.35.10>

КРУПСЬКИЙ ЮРІЙ ЗИНОВІЙОВИЧ (до 80-річчя з дня народження)

Микола Павлунь, Галина Гоцанюк, Валентина Марусяк

*Львівський національний університет імені Івана Франка,
вул. Грушевського, 4, Львів, Україна, 79005
mykola.pavlun@gmail.com;
Hotsanyuk@ukr.net;
marusyak_v@ukr.net*



Крупський Юрій Зиновійович – професор кафедри екологічної та інженерної геології і гідрогеології Львівського національного університету імені Івана Франка, доктор геологічних наук, академік Української нафтогазової академії, дійсний член Наукового товариства ім. Т. Шевченка.

Науковець і виробничник, який брав участь у відкритті багатьох нафтових і газових родовищ. Ю. З. Крупський пов'язав свою діяльність із вивченням геологічної будови й нафтогазоносності Західного регіону України.

Юрій Зиновійович народився 1941 р. в с. Вовче Турківського (тепер Самбірського) району Львівської області в священничій родині. Батька закатували НКВС у червні 1941 р. (реабілітований 2009 р.), мати померла 1951 р. Дитячі роки проходили в мальовничих Карпатах, де 1957 р. із золотою медаллю закінчив місцеву школу та вступив у Львівський політехнічний інститут на нафтовий факультет за спеціальністю “Геологія і розвідка нафтових та газових родовищ”. Здобувши кваліфікацію інженера-геолога, з 1962 р. працював оператором, геологом та старшим геологом Пасічнянської контори буріння тресту “Прикарпатбурнафта”, а пізніше – інженером-геологом Надвірнянського Управління бурових робіт. Згодом з 1975 до 1981 р. Юрій Зиновійович був старшим науковим співробітником Івано-Франківського інституту нафти і газу. Впродовж 1981–1986 рр. – головний геолог Калуської нафтогазорозвідувальної експедиції глибокого буріння об'єднання “Західукргеологія”. Далі обіймав посаду головного геолога, а з 2003 р. – консультанта ДП “Західукргеологія” НАК “Надра України”. З 2005 р. працював головним науковим співробітником ДП НДІ “Науканафтогаз” НАК “Нафтогаз

Україні”. За сумісництвом протягом 2001–2011 рр. викладав на геологічному факультеті Львівського національного університету ім. І. Франка, з 2014 р. – професор цього ж факультету.

У 1973 р. Ю. З. Крупський успішно захистив кандидатську дисертацію на тему: “Глибинна геологічна будова і перспективи нафтогазоносності Передкарпатського прогину”, а 2000 р. – докторську дисертацію: “Геодинамічні умови формування і нафтогазоносність Карпатського і Волино-Подільського регіонів України”.

У 1981 р. отримав учене звання старшого наукового співробітника, 2016 р. – професора кафедри екологічної та інженерної геології і гідрогеології геологічного факультету Львівського національного університету імені І. Франка.

Учений досліджує геологічну будову Західного нафтогазоносного регіону України з урахуванням геологічної будови прилеглих регіонів Польщі, Словаччини, Угорщини і Румунії, розробляє теорію літосферних плит для пояснення геодинамічного розвитку та тектонічної будови Західного та Південного регіонів. Вивчає перспективи нафтогазоносності Західного регіону й працює над вивченням напрямків геологорозвідувальних робіт. Крім того, досліджує особливості застосування приповерхневих геохімічних зйомок та геохімію вуглеводнів і їхньої перетворюваності, а також глобальні екологічні проблеми Землі. Науковий доробок Юрія Зинівійовича викладено в близько 230 наукових працях, серед яких чотири одноособові монографії, два навчальні посібники: “Геологія та екологія видобутку нафти і газу” і “Глобальні екологічні проблеми Землі та їх моніторинг”, а також співавтор ще чотирьох монографій.

Юрій Зинівійович брав участь у відкритті та розвідці багатьох родовищ нафти і газу в Західному нафтогазоносному регіоні України та чотирьох родовищ газоконденсату на глибині понад 3 тис. м у районі Уренгойського газового родовища – одного з найбільших у світі (Тюменська область Росії). Протягом 1986–1990 рр. долучався до роботи експертів із геологорозвідувальних робіт країн-учасниць Ради економічної взаємодопомоги. Учасник багатьох міжнародних конференцій і бізнес-нарад (Австрія, Великобританія, Канада, Польща, Румунія, Сербія, США та Японія).

Крупський Ю. З. був експертом Державної комісії України із запасів корисних копалин. Є членом громадської організації “Експертна рада ВАК Укргазвидобування НАК Нафтогаз України”, Вченої ради Інституту геології і геохімії горючих копалин НАН України, Вченої ради геологічного факультету Львівського національного університету імені І. Франка, а також редколегій фахових журналів. Підготував трьох кандидатів геологічних наук.

За високий професіоналізм, сумлінну працю та вагомий особистий внесок у розвиток геологічної галузі та багаторічну плідну працю нагороджений знаками “Ветеран праці” (1989), “Відмінник розвідки надр” (1991), присвоєно звання “Почесний розвідник надр” (1998), “100 років Державної геологічної служби України”, медаллю імені В. І. Лучинського (2001), почесною медаллю Американського біографічного інституту (2002), Почесною грамотою і медаллю Кабінету Міністрів України (2008), відзнакою Львівської обласної ради та за вагомий внесок у розвиток геологічної галузі ГО “Спілка геологів України” нагородила почесною відзнакою – медаллю “За заслуги” I ступеня (2021) (див. фото 1, 2).



Фото 1. Заступник голови Львівської ОДА Р. Замлинський нагородив Ю. Крупського відзнакою та грамотою з нагоди професійного свята Дня геолога (4 квітня 2019 р.)



Фото 2. Президент ГО “Спілка геологів України” Г. А. Лівенцева нагородила професора Юрія Крупського (другий ліворуч) почесною відзнакою – медаллю “За заслуги”

I ступеня (29 листопада 2021 р. у Львові). Учасники VII Міжнародної науково-практичної конференції “Надрокористування в Україні. Перспективи інвестування” (зліва направо) : П. Волошин, Ю. Крупський, О. Матковський, М. Павлунь

Життєве кредо Юрія Зиновійовича як науковця: “Критерій правильності наукових теорій – їх застосування у практиці в теперішній час і в майбутньому”. Юрію Зиновійовичу притаманні риси прекрасного вчителя, доброзичливого, послідовного, незалежного фахівця, який робить величезний внесок у розвиток вітчизняної нафтогазової геології та підготовки молодих кваліфікованих спеціалістів.

Щиро вітаємо Юрія Зиновійовича з ювілеєм і бажаємо міцного здоров’я, творчої наснаги та подальших успіхів!

Стаття: надійшла до редакції 03.12.2021
прийнята до друку 08.12.2021

ЗМІСТ

<i>Микола Павлунь</i> ДЕЯКІ ОСОБЛИВОСТІ ГЕНЕЗИСУ РОДОВИЩА БАЛКА ШИРОКА (УКРАЇНСЬКИЙ ЩИТ) ЗА РЕЗУЛЬТАТАМИ ТЕРМОБАРОГЕОХІМІЧНИХ ДОСЛІДЖЕНЬ	3
<i>Сергій Ціхонь, Уляна Луцак</i> ПОШУКОВО-ОЦІНЮВАЛЬНІ КРИТЕРІЇ ГІДРОТЕРМАЛЬНОГО ЗРУДЕНІННЯ РАХІВСЬКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО РАЙОНУ (ЗАКАРПАТТЯ)	10
<i>Микола Павлунь, Олег Гайовський, Сергій Ціхонь, Олександр Шваєвський, Лариса Сливко, Уляна Луцак</i> КОЛЕКЦІЯ НЕРУДНОЇ СИРОВИНИ МУЗЕЮ РУДНИХ ФОРМАЦІЙ ЛЬВІВ- СЬКОГО НАЦІОНАЛЬНОГО УНІВЕРСИТЕТУ ІМЕНІ ІВАНА ФРАНКА	26
<i>Петро Волошин, Надія Кремінь</i> ПРОСТОРОВО-ЧАСОВІ ЗМІНИ ХІМІЧНОГО СКЛАДУ ПІДЗЕМНИХ ВОД ЦЕНТРАЛЬНОЇ ЧАСТИНИ ЛЬВОВА	33
<i>Лариса Генералова, Олександр Костюк, Леонід Хом'як</i> ДО ПИТАННЯ ПРО РУДНУ МІНЕРАЛІЗАЦІЮ ПАЛЕОЦЕН-ЕОЦЕНОВИХ СТРОКАТОКОЛІРНИХ ГОРИЗОНТІВ СКИБОВОЇ ЗОНИ УКРАЇНСЬКИХ КАРПАТ	41
<i>Лариса Генералова, Олег Гнилко, Наталія Білик, Володимир Степанов</i> ЕВОЛЮЦІЯ МЕЗОЗОЙСЬКИХ ПЕРИДОТИТІВ УГОЛЬСЬКОГО ОФІОЛІ- ТОВОГО КОМПЛЕКСУ (МАРМАРОСЬКА СКЕЛЬНА ЗОНА, ВНУТРІШНІ УКРАЇНСЬКІ КАРПАТИ)	53
<i>Василь Дяків, Анатолій Гайдін</i> КАРСТОВА ГІДРОГЕОЛОГІЧНА СИСТЕМА СОЛОТВИНСЬКОГО РОДО- ВИЩА, ЕФЕКТ САМОТАМПОНУВАННЯ КАРСТОВОГО КАНАЛУ ТА ПЕРСПЕКТИВИ ВІДНОВЛЕННЯ СПЕЛЕОЛІКАРНІ В ШАХТІ № 9	72
<i>Василь Дяків, Зенон Хевпа</i> ОЦІНКА ЗАКАРСТОВАНOSTI ТА СТАНУ ГІРНИЧОГО МАСИВУ ЗАТОП- ЛЕНОГО РУДНИКА № 2 СТЕБНИЦЬКОГО ГХП «ПОЛІМІНЕРАЛ» ЗА РЕЗУЛЬТАТАМИ ЕКСПЕРИМЕНТАЛЬНОГО ТА МАТЕРІАЛЬНО- БАЛАНСОВОГО МОДЕЛЮВАННЯ	91
<i>Іван Книш, Надія Кремінь</i> ЗАСТІНОЧЕНСЬКЕ ТА БУДАНІВСЬКЕ РОДОВИЩА ПІСКОВИКУ – ПОТЕНЦІЙНІ ГЕОТУРИСТИЧНІ ОБ'ЄКТИ ТЕРНОПІЛЬСЬКОЇ ОБЛАСТІ	111

ПЕРСОНАЛІЇ

Микола Павлунь, Галина Гоцанюк, Валентина Марусяк
КРУПСЬКИЙ ЮРІЙ ЗИНОВІЙОВИЧ (до 80-річчя з дня народження) 127

CONTENTS

<i>Mykola Pavlyn</i> SOME FEATURES OF THE GENESIS OF THE BALKA SHYROKA DEPOSIT (UKRAINIAN SHIELD) ACCORDING TO THERMOBAROGEOCHEMICAL RESEARCH RESULTS	3
<i>Serhii Tsikhon, Uliana Luchak</i> RESEARCH AND EVALUATION CRITERIA OF HYDROTHERMAL OREGINATION OF RAKHIV GOLD ORE REGION (TRANSCARPATHIA)	10
<i>M. Pavlun, O. Haiovskyi, S. Tsikhon, O. Shvaievskyi, L. Slyvko, U. Lushchak</i> COLLECTION OF NON-METALLIC RAW MATERIALS OF THE MUSEUM OF ORE FORMATIONS OF IVAN FRANKO NATIONAL UNIVERSITY OF LVIV	26
<i>Petro Voloshyn, Nadiya Kremin</i> SPATIO-TEMPORAL CHANGES IN THE CHEMICAL COMPOSITION OF GROUNDWATER IN THE CENTRAL PART OF THE LVIV	33
<i>Larysa Heneraliva, Oleksandr Kostyuk, Leonid Khomyak</i> THE QUESTION ABOUT PARTYCOLOURED RUD MINERALISATION IN SKYBA ZONE OF THE UKRAINIAN CARPATHIANS	41
<i>Larysa Heneralova, Oleg Hnylko, Nataliya Bilyk, Volodimir Stepanov</i> EVOLUTION OF MESOZOIC PERIDOTITES OF THE COAL OPHIOLITE COMPLEX (MARMARA ROCK ZONE, INNER UKRAINIAN CARPATHIANS)	53
<i>Vasyl Dyakiv, Anatoliy Haidin</i> KARST HYDROGEOLOGICAL SYSTEM OF THE SOLOTVINO DEPOSIT, EFFECT OF SELF-TAMPING OF THE KARST CHANNEL AND PROSPECTS OF RECOVERY OF SPELEOTHERAPEUTIC TREATMENT IN MINE N 9	72
<i>Vasyl Dyakiv, Zenon Hevpa</i> OPINION OF THE KARSTOLOGICAL SITUATION AND STATE OF THE MINING MASSIF OF RUDNIK № 2 OF THE STEBNITSKY GHP POLYMINERAL BY RESULTS OF EXPERIMENTAL AND MATERIAL-BALANCE MODELING	91
<i>Ivan Knysh, Nadiya Kremin</i> ZASTINOCHE AND BUDANIV SANDSTONE DEPOSITS AS POTENTIAL GEOTOURISM OBJECTS OF THE TERNOPIL REGION	111
<i>Mykola Pavlun, Halyna Hotsaniuk, Valentyna Marusiak</i> KRUPSKY YURI ZINOVYOVYCH (for the 80th birthday)	127