Львівський національний університет імені Івана Франка
Геологічний факультет

ПРОБЛЕМИ ГЕОЛОГІЇ УКРАЇНИ

Збірник наукових праць
за матеріалами
XIII Всеукраїнської наукової конференції

3–5 жовтня 2022 р.

Львів – 2022

Міністерство освіти і науки України
Львівський національний університет імені Івана Франка

У збірнику наукових праць за матеріалами XIII Всеукраїнської конференції «Проблеми геології України» опубліковано результати досліджень з актуальних проблем геології, палеонтології, стратиграфії України, наукова хроніка тощо. З'ясовано закономірності розміщення й умови формування родовищ вуглеводнів та інших корисних копалин.

За достовірність і якість наукового матеріалу відповідальність несуть автори.

Редакційна колегія: д-р геол.-мін. наук, проф. **М. Павлунь** – головний редактор; проф. **Ю. Крупський** – заступник головного редактора; канд. геол.-мін. наук, доц. **А. Іваніна**; канд. геол. наук, доц. **І. Шайнога**; канд. геол. наук **Л. Генералова,** канд. геол. наук, доц. **Г. Гоцанюк,** канд. геол. наук, **М. Хом'як**.

Professor **M. Pavlun –** Editor-n-Chief
Professor **J. Krupsky –** Assistant Editor

Адреса редакційної колегії:
Геологічний факультет,
Львівський національний університет
імені Івана Франка,
вул. Грушевського, 4,
Львів, 79005
тел. (032) 2394 732
тел. / факс (0322) 72-80-56
ел. пошта:paleontlozbirnyk@ukr.net

Editorial Office:
Geological Department
Ivan Franko National University
of Lviv
4, Hrushevsky Str.
Lviv, Ukraine, 79005
tel. (380) (32) 2394 732
tel. / fax (38)(0322) 72-80-56
e-mail: paleontlozbirnyk@ukr.net

Відповідальний за випуск: **Ігор Шайнога**
Редактор: **Лариса Сідлович**
Комп'ютерне верстання: **Мілена Богданова**

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

© Львівський національний університет імені Івана Франка, 2022

ЗМІСТ

Матковський О. І.
ВНЕСОК ГЕОЛОГІЧНОЇ СЛУЖБИ УКРАЇНИ
УРОЗВИТОК МІНЕРАЛОГІЇ……..7

Тузяк Я. М.
ПРО НАДАННЯ НАУКОВОМУ ОБ'ЄКТУ
«КОЛЕКЦІЯ ФОСИЛІЙ РОСЛИННИХ І
ТВАРИННИХ РЕШТОК ПАЛЕОНТОЛОГІЧНОГО
МУЗЕЮ ЛЬВІВСЬКОГО НАЦІОНАЛЬНОГО
УНІВЕРСИТЕТУ ІМЕНІ ІВАНА ФРАНКА»
СТАТУСУ ТАКОГО, ЩО СТАНОВИТЬ
НАЦІОНАЛЬНЕ НАДБАННЯ
ТА ПЕРСПЕКТИВИ ВИКОРИСТАННЯ……..11

Павлунь М. М., Генералова Л. В., Гнилко О.М.
Д. П. РЕЗВОЙ – ОРГАНІЗАТОР ТА КЕРІВНИК
СЕРЕДНЬОАЗІЙСЬКОЇ ЕКСПЕДИЦІЇ ЛЬВІВСЬКОГО
УНІВЕРСИТЕТУ (ДО 110 РІЧЧЯ З ДНЯ НАРОДЖЕННЯ)……...15

Павлунь М. М., Іваніна А. В.
ПРО СТАН ГЕОЛОГІЧНОЇ ОСВІТИ В УКРАЇНІ……...23

Павлунь М. М.
ГЕОЛОГІЧНІ УМОВИ І НАЙГОЛОВНІШІ
ЧИННИКИ ЗОНАЛЬНОСТІ ЗРУДЕНІННЯ В
ГІДРОТЕРМАЛЬНИХ РОДОВИЩАХ КОРИСНИХ КОПАЛИН……..27

Сіренко О.
ПЛІОЦЕНОВІ ВІДКЛАДИ ДНІПРОВО-ДОНЕЦЬКОЇ
ЗАПАДИНИ ТА ПАЛЕОГЕОГРАФІЧНІ УМОВИ
ЇХ
ФОРМУВАННЯ…….....31

Мельничук В. Г., Мельничук Г. В.
ОНОВЛЕНА СТРАТИГРАФІЧНА
СХЕМА НЕОПРОТЕРОЗОЮ ВОЛИНО-ПОДІЛЛЯ……36

Ремезова О. О., Науменко У. З., Мацуй В. М., Науменко О. Д.
НАУКОВЕ ОБҐРУНТУВАННЯ ПРОГНОЗУ
ПРОМИСЛОВИХ РОДОВИЩ СУКЦИНІТУ
НА ОСНОВІ ВИВЧЕННЯ ПАРАГЕНЕЗИСУ З ГЛАУКОНІТОМ……45

Гнилко С. Р., Гнилко О. М., Марченко Р. П.
ПОГРАНИЧНІ ВІДКЛАДИ КРЕЙДИ І ПАЛЕОГЕНУ
В УКРАЇНСЬКИХ ЗОВНІШНІХ КАРПАТАХ…….48

Наумко І. М., Зінчук І. М., Сворень Й. М., Бацевич Н. В., Занкович Г. О., Вовк О. П., Редько Л. Р., Сахно Б. Е., Белецька Ю. А., Дручок Л. П., Матвіїшин З. Г., Телепко Л. Ф., Бринський Т. Б., Зубик М. І., Сава Н.
ОСОБЛИВОСТІ ГЕОХІМІЇ ФЛЮЇДІВ
ПРОЖИЛКОВО-ВКРАПЛЕНОЇ МІНЕРАЛІЗАЦІЇ
У ВІДКЛАДАХ ПІВДЕННО-ЗАХІДНОЇ ОКРАЇНИ
СХІДНОЄВРОПЕЙСЬКОГО КРАТОНУ І
ПРИЛЕГЛИХ ГЕОСТРУКТУР……...52

Фігура Л. А., Ковальчук М. С.
ПРОСТОРОВИЙ РОЗПОДІЛ ВМІСТІВ ОКСИДІВ
АЛЮМІНІЮ, ЗАЛІЗА, ТІТАНУ І ПОКАЗНИКА
БІЛИЗНИ В КАОЛІНАХ ЙОСИПІВСЬКОГО
І ДУБРІВСЬКОГО РОДОВИЩ ЕЛЮВІАЛЬНИХ КАОЛІНІВ……...57

Крошко Ю. В., Ковальчук М. С.
ПРОСТОРОВИЙ РОЗПОДІЛ ВМІСТІВ ШКІДЛИВИХ
ДОМІШОК І ПОКАЗНИКА БІЛИЗНИ В КАОЛІНАХ
ТУРБІВСЬКОГО І ЖЕЖЕЛІВСЬКОГО РОДОВИЩ
ЕЛЮВІАЛЬНИХ КАОЛІНІВ…….61

Вергельська Н. В., Скопиченко І. М.
ЧИННИКИ ФОРМУВАННЯ ГАЗОНОСНОСТІ
ДОНЕЦЬКОГО БАСЕЙНУ…….64

Вовк О. П.
ДО ПРОБЛЕМИ РАЦІОНАЛЬНОГО ВИКОРИСТАННЯ
ПІДЗЕМНИХ ВОД с. ПІДДНІСТРЯНИ СТРИЙСЬКОГО
РАЙОНУ ЛЬВІВСЬКОЇ ОБЛАСТІ……67

Рябоконь Т. С.
ЕТАПНІСТЬ РОЗВИТКУ ФОРАМІНІФЕР МОРСЬКИХ
БАСЕЙНІВ ПАЛЕОГЕНУ ПЛАТФОРМНОЇ УКРАЇНИ……70

Дяків В., Хевпа З.
КАРСТОВО-СУФОЗІЙНЕ ПРОВАЛОУТВОРЕННЯ
В МЕЖАХ СТЕБНИЦКОГО РОДОВИША КАЛІЙНИХ
РУД ПІСЛЯ ПОВНОГО ЗАТОПЛЕННЯ РУДНИКА
№ 2 ТА УТВОРЕННЯ ПРОВАЛУ № 31 У
ДОРОЖНЬОМУ ПОЛОТНІ НОВОЗБУДОВАНОЇ ОБ'ЇЗНОЇ
ДОРОГИ: ПРИЧИНИ, ПРОГНОЗУВАННЯ ТА НАСЛІДКИ…….74

Гнідець В., Григорчук К.
ЛІТОЛОГІЧНІ ОСОБЛИВОСТІ ТА ОБСТАНОВКИ
ОСАДОНАГРО-МАДЖЕННЯ ДАНСЬКИХ ВІДКЛАДІВ
ЗАХІДНОЇ ЧАСТИНИ ПРИЧОРНОМОРСЬКОГО МЕГАПРОГИНУ……..79

Шваєвський О., Білик Н., Побережська І.
ЛЕЙКОГРАНУЛІТОВА ФОРМАЦІЯ У МЕЖАХ
САВРАНСЬКОГО РУДНОГО ПОЛЯ (СЕРЕДНЄ ПОБУЖЖЯ)……82

Очаковський В. Ю.
РЕКОНСТРУКЦІЯ КЛІМАТИЧНИХ ПАРАМЕТРІВ
РАННЬООЛІГО-ЦЕНОВОГО ЧАСУ НА ТЕРИТОРІЇ
ПІВДЕННОЇ УКРАЇНИ ЗА СПОРОВО-ПИЛКОВИМИ
ДАНИМИ МЕТОДОМ COEXISTENCE APPROACH……..84

Єфіменко В. І.
ЗНАЧЕННЯ ФОРАМІНІФЕР ТА ВАПНИСТИХ
ВОДОРОСТЕЙ ДЛЯ СТРАТИГРАФІЇ
ПРИМЕЖОВИХ ВЕРХНЬОМІССІСІПСЬКИХ – НИЖНЬО-
ПЕНСИЛЬВАНСЬКИХ ВІДКЛАДІВ
ДОНО-ДНІПРОВСЬКОГО ПРОГИНУ……..89

Олійник О. П.
ПЕРСПЕКТИВИ НАФТОГАЗОНОСНОСТІ В
МЕЖАХ СОЛЯНИХ СТРУКТУР
ДНІПРОВСЬКО-ДОНЕЦЬКОЇ ЗАПАДИНИ НА ОСНОВІ
ПАЛЕОГЕОТЕРМІЧНИХ РЕКОНСТРУКЦІЙ……93

Дернов В. С.
БІОСТРАТИГРАФІЯ БАШКИРСЬКОГО ЯРУСУ
(РАННІЙ ПЕНСИЛЬВАНІЙ) ДОНЕЦЬКОГО БАСЕЙНУ
ЗА ФАУНОЮ АМОНОІДЕЙ……99

Наварівська К. О., Генералова Л. В.
ПОШИРЕННЯ ФОРАМІНІФЕР У ВЕРХНЬОКРЕЙДОВИХ ВІДКЛАДАХ ПЕНІНСЬКОЇ КЛІПОВОЇ ЗОНИ УКРАЇНСЬКИХ КАРПАТ(БАСЕЙНИ РІЧОК ВЕЛИКА І МАЛА УГОЛЬКИ)……..103

Генералова Л. В., Костюк О. В., Генералов А. В.
ПЕТРОТИПИ ПІСКОВИКІВ ТУРБІДИТІВ СЕРЕДНЬОПАЛЕОЦЕНОВОГО СТРОКАТОКОЛІРНОГО ГОРИЗОНТУ СКИБОВОГО ПОКРИВУ (МЕЖИРІЧЧЯ ОПОРУ ТА СВІЧІ УКРАЇНСЬКИХ КАРПАТ)……108

Гоцанюк Г., Черняк А., Бондар Д., Терлецький О.
МАКРОФАУНА В ЮРСЬКИХ ВІДКЛАДАХ ПРИБОРЖАВСЬКОГО КАР'ЄРУ ЯК ГЕОТУРИСТИЧНИЙ ОБ'ЄКТ ЗАКАРПАТТЯ……114

Богданова М.
ГРЕБЕНІВСЬКИЙ КАР'ЄР – «ЗРУЙНОВАНІ УТВОРЕННЯ» (BROKEN FORMATION)……..118

Богданова М., Костюк О. Коваль Т.
ДОСВІД ДИСТАНЦІЙНОГО ПРОВЕДЕННЯ НАВЧАЛЬНОЇ ГЕОКАРТУВАЛЬНОЇ ПРАКТИКИ ЧЕРЕЗ ВІДЕОЗВ'ЯЗОК…….121

Білай В., Павленко А., Іваніна А.
ПАЛЕОНТОЛОГІЯ ЛЬВОВА……...124

Крупський Ю.
ДО ПИТАНЬ ЗМІНИ КІЛЬКОСТІ ВОДИ НА СУХОДОЛІ ЗЕМНОЇ ПОВЕРХНІ……...128

Узіюк В., Шайнога І., Козопас І.
НОВІ ЗНАХІДКИ КАМ'ЯНОВУГІЛЬНОЇ ЕКЗОТИКИ У ВЕРХНЬОКРЕЙДОВИХ ВІДКЛАДАХ СТРИЙСЬКОЇ СВІТИ УКРАЇНСЬКИХ КАРПАТ……129

ВНЕСОК ГЕОЛОГІЧНОЇ СЛУЖБИ УКРАЇНИ У РОЗВИТОК МІНЕРАЛОГІЇ

О. Матковський

Львівський національний університет імені Івана Франка
79005. Львів, вул. Грушевського, 4
Email: mineral@franko.lviv.ua

Мінералогія стародавня і вічно молода фундаментальна наука, яка дала початок геології та всіх інших наук геологічного циклу (див. схему). Її поява і розвиток тісно пов'язані з геологічним виробництвом (геологічним картуванням, пошуками, розвідкою та експлуатацією родовищ корисних копалин), яке здійснює Геологічна служба України. Вона започаткована Українським геологічним Комітетом, заснованим на початку 1918 р. Його появу і діяльність активно підтримав В. Вернадський, з ініціативи якого в цьому ж році організовано Українську академію наук (УАН). Він став її першим президентом і підкреслював необхідність тісної співпраці Академії з Комітетом.

Схема розвитку та диференціації мінералогії. За О.С. Поваренних з доповненнями В.І. Павлишина

За столітню історію Геологічна служба диференціювалась і нині називається Державною та складається з понад 20 послідовних етапів розвитку, серед яких виділено такі: 1) Український геологічний Комітет (1918–1922); 2) Українське відділення Геологічного Комітету (1922–1929); 3) Українське районне геологорозвідувальне управління (1929–1931); 4) Українське геологічне управління (1941); 5) Головне управління геології та охорони надр (Головгеологія УРСР, 1957); 6) Міністерство геології УРСР (1965); 7) Геологічне виробниче об'єднання (Укргеологія, 1988); 8) Державний Комітет України з геології та використання надр (Держкомгеологія, 1991); 9) Комітет України з питань геології та використання надр (1999); 10) Департамент геології та використання надр Міністерства екології та природних ресурсів України (2000); 11) Державна геологічна служба – урядовий орган державного

управління у складі Мінекоресурсів України (2001); 12) Державна геологічна служба як Урядовий орган державного управління у складі Міністерства охорони навколишнього природного середовища України (2005).

Діяльність Геологічної служби України досить детально схарактеризовано у двох ювілейних виданнях – Геологічна служба України – 80 років: зб. статей і Геологічна служба України – 100 років. Ювілейний довідник та в низці статейних публікацій С.В. Гошовського, Д.С. Гурського, Д.О. Макаренка, В.І. Павлишина та ін. Вона відіграє провідну роль у розвитку не тільки геологічних, а й мінералогічних досліджень, які здійснюються не лише в наукових, але й у виробничих підрозділах. Адже першоджерелом для мінералогічних досліджень слугують, передусім, мінерали, руди і гірські породи, виявлені в надрах Землі в процесі геологічного виробництва. Тому, мабуть, можна стверджувати, що активна діяльність виробничої геологічної служби є чи не найголовнішим чинником у розвитку, перш за все, регіональної мінералогії та й мінералогії загалом.

Внесок Геологічної служби у розвиток мінералогії висвітлено в низці публікацій, а саме: «Мінералогічні дослідження в Геологічній службі України» (О.Матковський, 2018); «Роль Геологічної служби України в розвитку мінералогічних досліджень (до 100-річчя заснування Українського Геологічного Комітету)» (О. Матковський, В. Павлишин, 2018); «Український геологічний комітет і його ключові постаті (до 100-річчя Геологічної служби України)» (В. Павлишин, 2018). Загалом Геологічною службою України протягом століття створено значний мінерально-сировинний потенціал, завдяки якому Україна увійшла до кола провідних мінерально-сировинних держав. У її надрах відкрито майже 20000 родовищ і проявів, з яких 7807 родовищ 96 видів корисних копалин мають промислове значення.

Досить значним є внесок у розвиток мінералогії в перші десятиліття XX ст. деяких представників Геологічної служби України, зокрема В.Лучицького (організатор і перший голова Українського геологічного Комітету), В. Чирвінського, М. Безбородька, І. Гінзбурга та багато інших. Їхні численні публікації вміщені у виданнях Геолкому і, зокрема, «Віснику Українського відділу геологічного комітету».

Активізація мінералогічних досліджень в Україні розпочалася в післявоєнні роки, особливо у другій половині XX ст. В історії мінералогії України вона виділена під назвою «Всебічний розвиток мінералогії в Україні – золотий вік» (В. Павлишин, О. Матковський, 2015). Одним з важливих чинників такої активізації цих досліджень слугували широкомасштабна діяльність виробничої геологічної служби України, яка супроводжувалася відкриттям низки родовищ корисних копалин, в тому числі унікальних, та виявлення основного першоджерела мінералогічної інформації, а також створення двох науково-дослідних інститутів Українського державного геологорозвідувального (УкрДГРІ) у Львові та Києві та Інституту мінеральних ресурсів (ІМР) в Криму.

Найвагоміші здобутки представників Геологічної служби у мінералогічних дослідженнях в Україні пов’язані, головно, з науково-дослідними інститутами

та з окремими персоналіями виробничої геологічної служби, які згодом, стали відомими науковцями і педагогами (О. Бобров, Л. Галецький, Л. Ісаков, М. Костенко, Е. Лазаренко, Б. Малюк, В. Мельничук, С. Нечаєв, Г. Рудько, В. Сукач та ін.). Ці здобутки висвітлено у спеціальних узагальнюючих виданнях – «Институт минеральных ресурсов – Крымское отделение УкрГГРИ – пятьдесят лет», «Український державний геологорозвідувальний Інститут (1957–1997)», на сторінках двох журналів – «Мінеральні ресурси України» (заснований 1994 р.) і «Збірник наукових праць УкрДГРІ» (заснований 2000 р.) і стисло проаналізовано в уже згаданій публікації.

Найважливіші мінералогічні досягнення належать ІМР-у. Вони мали прикладне спрямування і стосувалися кольорових, благородних, рідкісних та рідкоземельних металів, неметалевих корисних копалин, техногенних корисних копалин та відходів переробки і продуктів техногенезу. Науковцям інституту належить відкриття двох нових мінералів: симфериту і ханнешиту, 38 перших знахідок в Україні, з яких 12 належать Є. Марченку, 10 - О. Тищенку. Вагомими є результати досліджень фосфоритів, узагальнених у монографії «Зернистые фосфотиры Украины» (Ю. Брагин, 2000), створення галузевого стандарту для визначення походження діамантів (О. Палкіна, Ю. Полканов, О. Хренов, 2003) і поява монографічного зведення «Минералы Крыма» (А. Тищенко, 2015), в якому наведено відомості про 421 мінерал. Спільна діяльність мінералогів і технологів (В. Артеменко, Г. Любарська, І. Носальська, О. Чорніцина, В. Щехоткін, В. Ширкунов та ін.) дала змогу створити екологічно чисті методи, які поєднують традиційні прийоми з біофлоктацією або біовилугуванням для збагачення руд, що містять тонкодисперсне золото, шляхетні й кольорові метали, а також ртуть і пірит.

Деяка мінералогічна інформація міститься в працях Українського державного геологорозвідувального Інституту, який забезпечував науковий супровід геологорозвідувальних робіт в Україні. Вона найбільше пов’язана з Київським періодом його діяльності і стосується переважно вивчення руд металевих і неметалевих корисних копалин родовищ Українського щита, Волино-Причорноморської і Донецької металогенічних провінцій. За їхніми результатами створено багатопрофільні моделі золоторудних родовищ УЩ, оцінено перспективи рідкіснометалевого зруденіння і металів платинової групи, підготовлено і опубліковано монографічні зведення, які стосуються геології різних видів корисних копалин України, насамперед геолого-промислових типів родовищ (напрацювання О. Боброва, А. Василенка, А. Войновського, Л. Ісакова, О. Лисенка, С. Нечаєва, Л. Степанюка та ін.).

За участі працівників Геологічної служби опубліковані монографічні зведення і матеріали нарад, які містять розмаїту мінералогічну інформацію:

- атлас «Геологія і корисні копалини України» (2001) – голов. ред. Л. Галецький, провідні автори В. Бєланов, В. Слєднєв, В. Косовька, В. Соловицький, Л. Бочай, В. Веліканов; його англійська версія видана університетом Торонто (Канада) 2007 р., згодом ці матеріали увійшли до розділу «Мінеральні ресурси надр» у Національному атласі України (2008);
- двотомне видання про металеві і неметалеві корисні копалини України

(2005, 2006), у підготовці якого брали участь Д. Гурський, В. Калінін, С. Нечаєв, А. Бакаржієв, М. Лебідь, О. Маківчук, Ю. Третьяков;

- чотири томи книг «Геологічні пам'ятки України» (за ред. В. Калініна та Д. Гурського, 2006, 2007, 2009, 2011);

- матеріали науково-практичних конференцій: «Судакські геологічні читання», «Надрокористування в Україні: перспективи інвестування» та ін.;

- цікава і цінна мінералогічна інформація по Закарпаттю наведена в історико-біографічному виданні «Віра у надра Закарпаття» (В.М. Зайцева, 2018), в якому Віра Зайцева – легенда Закарпатської геології, орденоносець, почесний геолог і лауреат Державної премії України, першовідкривач ртутного родовища у Вишівському районі – ділиться своїми унікальними спогадами про розвиток геологічної галузі в краї.

Працівники Геологічної служби України є авторами низки геолого-економічних оглядів, виконаних підприємством «Геоінформ»: «Графіт» (В.П. Бордюгов, В.Д. Сальников, А.В. Рудаков, 1997); «Каолин» В.П. Бордюгов, 1997); «Магнезит и талькомагнезит» (В.П. Бордюгов, 1997); «Железо» (Я.Т. Белоус, 1998); «Свинец и цинк» (Ю.И. Третьяков, В.Д. Сальников, 1998); «Сера самородная» (В.П. Бордюгов, 1998); «Бериллий» (Я.Т. Белоус, 1999); «Германий» (В.П. Бордюгов, 1999); «Золото» (Ю.И. Третьяков, В.Д. Сальников, 1999); «Серебро» (Ю.И. Третьяков, В.Д. Сальников, 1999); «Цирконий, гафний» (Л.В. Бочай, 1999); «Калийные соли» (В.П. Бордюгов, 2001).

Серед персоналій Геологічної служби особливе місце посідає Д.С. Гурський, який підтримував мінералогічні дослідження, обіймаючи різні керівні посади, в тому числі протягом 2000–2002 рр. очолював Держкомітет геології й використання надр Міністерства екології та природних ресурсів України, а в 2002–2014 рр. – Державну Геологічну службу. Він є співавтором низки публікацій, в яких міститься важлива мінералогічна інформація, а також автором підсумкової монографічної праці «Концептуальні засади державної мінерально-сировинної політики щодо використання стратегічно важливих для економіки країни корисних копалин» (2008). В ній здійснено комплексний аналіз мінерально-сировинної бази (МСБ) горючих, металевих і неметалевих корисних копалин України, виділено чотири категорії стратегічно важливих для економіки країни видів корисних копалин, установлено комплекс регіональних і локальних геологічних і структурно-тектонічних факторів контролю ендогенного і екогенного видів зруденіння та їхню роль у формуванні родовищ різних генетичних типів, розглянуто аспекти захисту геополітичних інтересів Україні на ринку мінеральної сировини, показана можливість створення гармонійно розвинутої збалансованої МСБ стратегічно важливих видів корисних копалин.

ПРО НАДАННЯ НАУКОВОМУ ОБ'ЄКТУ «КОЛЕКЦІЯ ФОСИЛІЙ РОСЛИННИХ І ТВАРИННИХ РЕШТОК ПАЛЕОНТОЛОГІЧНОГО МУЗЕЮ ЛЬВІВСЬКОГО НАЦІОНАЛЬНОГО УНІВЕРСИТЕТУ ІМЕНІ ІВАНА ФРАНКА» СТАТУСУ ТАКОГО, ЩО СТАНОВИТЬ НАЦІОНАЛЬНЕ НАДБАННЯ, ТА ПЕРСПЕКТИВИ ВИКОРИСТАННЯ

Я. Тузяк

Львівський національний університет імені Івана Франка
вул. Грушевського, 4. Львів, 79005, Україна
yarynatuzyak@gmail.com

Одним із шляхів ефективного розвитку і фінансування музеїв є участь у конкурсних державних Програмах. Так, відповідно до законів України «Про наукову і науково-технічну діяльність» «Про наукову і науково-технічну експертизу», Положення про порядок визначення наукових об'єктів, що становлять національне надбання, затвердженого постановою Кабінету Міністрів України від 19 жовтня 2016 р. № 723 та ін., було ініційовано підготовку документів щодо надання науковому об'єкту «Колекція фосилій рослинних і тваринних решток Палеонтологічного музею Львівського національного університету імені Івана Франка» статусу такого, що становить національне надбання.

Міністерством освіти і науки України (м. Київ) 13 січня 2022 р. було видано Наказ № 25 Про проведення наукової і науково-технічної експертизи за рахунок коштів державного бюджету, згідно з яким «Колекція фосилій рослинних і тваринних решток Палеонтологічного музею Львівського національного університету імені Івана Франка» включена у перелік наукових об'єктів, яким пропонується надати статус такий, що становить національне надбання.

Відповідно до Наказу 25 травня 2022 р. було проведено наукову та науково-технічну експертизу наукових об'єктів, яким пропонується надати статус такий, що становить національне надбання, згідно з переліком, що додається. Так, засіданням експертної Комісії було ухвалено рішення щодо надання науковому об'єкту «Колекція фосилій рослинних і тваринних решток Палеонтологічного музею Львівського національного університету імені Івана Франка» статусу такого, що становить національне надбання.

Важливою складовою у підготовці документів щодо надання науковому об'єктові статусу такого, що становить національне надбання, є обґрунтування його цінності й значення для вітчизняної та світової науки. Так, унаслідок аналізу палеонтологічних зібрань було визначено, що «Колекція фосилій рослинних і тваринних решток Палеонтологічного музею Львівського національного університету імені Івана Франка» не має аналогів в Україні та світі. Колекція, заснована 1825 р., є унікальною, не підлягає відтворенню і доповнює музейні фонди та колекції Палеонтологічних музеїв України і світу.

Основою закладення «Колекції фосилій рослинних і тваринних решток Палеонтологічного музею Львівського національного університету імені Івана Франка» слугували зібрання залишків палеоорганізмів, започатковані у першій половині XIX ст. Зібрання давньої фауни відомого австрійського геолога Л. Цейшнера (1825) – це перший палеонтологічний матеріал, який спочатку (з 1852 р.) експонували у Мінералогічному, а згодом у новоствореному Геологічному музеї Львівського університету. У 1905 р. з ініціативи проф. Р. Зубера – першого завідувача кафедри геології – на підставі палеонтологічних зібрань закладено підвалини Геологічного, а згодом Палеонтологічного музею у Львівському університеті.

З часу становлення Геологічного (1852), а згодом Палеонтологічного музею (2004) Львівського університету кількість його експонатів і колекцій – фосилій різного віку та походження – значно зросла. Водночас із їхнім кількісним збільшенням та систематичним біорізноманіттям зросло значення палеонтологічних об’єктів, яке полягає у науково-дослідному, навчально-пізнавальному, культурно-освітньому аспектах. Крім того, вони є об’єктами, що формують меморіальну, історичну, національну та природну (геологічну) спадщину закладу вищої освіти і краю, з якого походять. До них постійно звертаються дослідники під час визначення викопних решток і порівняння з ними нових палеонтологічних зборів, їхнього додаткового вивчення; під час обґрунтування віку відкладів, побудови стратиграфічних схем і кореляції відкладів. Колекції оригіналів містять: голотипи видів – еталонні екземпляри міжнародного значення, типові види – таксони з чітко вираженими морфологічними ознаками, що використовують для діагностики конкретних груп організмів, види-індекси – організми з швидкими темпами еволюції та з вузьким стратиграфічним діапазоном, яким належить роль індикаторів відносного віку гірських осадових порід, і їх розглядають як головні біотичні події у відтворенні послідовності еволюції планети Земля. Серед них також є представники глобального, регіонального і місцевого (локального) рівня. Науковий фонд музею, частиною якого, безсумнівно, є монографічні палеонтологічні колекції, заслуговує національного надбання. Історичне та меморіальне значення колекцій полягає в тому, що вони формувалися впродовж двох століть за участю видатних австрійських, польських, російських і українських дослідників: Л. Цейшнера, З. Паздро, В. Зиха, В. Рогаля, Р. Зубера, Я. Чарноцького, Б. Кокошинської, Л. Горбач, В. Кудріна, В. Шеремети, О. Вялова, В. Горецького, Я. Кульчицького, Р. Лещуха, А. Іваніни, В. Узіюка та багатьох інших.

Варто зазначити, що, крім фосилій, зібраних з території України, є представники, що походять із різних куточків планети Земля, що ще більше підвищує значення палеонтологічних колекцій, оскільки вони доповнюють не лише колекції фосилій Палеонтологічних музеїв або їхніх філій в Україні, а й колекції Природничих музеїв світу.

Станом на 2021 рік кількість зібрань «Колекції фосилій рослинних і тваринних решток Палеонтологічного музею Львівського національного університету імені Івана Франка» становить понад 18 тис. одиниць зберігання

рідкісних, цінних і унікальних представників давньої флори та фауни, виявлених у різновікових відкладах (від едіакарію/венду до антропогену) усіх континентів, і відображає науково-дослідний доробок різних поколінь геологів та палеонтологів, які працювали у Львівському університеті з часів його заснування й до сьогодні.

Колекція містить викопні рештки флори (нижчих і вищих рослин – стовбури, кору, стебла, листя, водорості), фауни (фрагменти й цілі скелети хребетних і безхребетних організмів), біогліфи (сліди життєдіяльності), механогліфи (сліди діяльності фізичних чинників середовища) тощо та має науково-прикладне, фундаментальне й освітнє значення. Вивчення об'єктів «Колекції фосилій рослинних і тваринних решток Палеонтологічного музею Львівського національного університету імені Івана Франка» дали можливість науковцям створити уявлення та зробити перші висновки щодо геологічної будови теренів Заходу України, перетворити геологічні науки, у тому числі палеонтологію, з пізнавальної у фундаментальну з прикладним аспектом – пошуком родовищ корисних копалин – та сприяти нарощенню мінерально-сировинної бази України, створити уявлення про послідовність історії геологічного розвитку осадового чохла літосфери в межах України та інших територій. На підставі літологічного і палеонтологічного літописів відновили екосистеми далекого минулого та біорізноманіття їхніх мешканців.

На сучасному етапі «Колекція фосилій рослинних і тваринних решток Палеонтологічного музею Львівського національного університету імені Івана Франка» значно модернізована – оновлена й поповнена новими надходженнями. Її розвиток полягає в переінтерпретації кам'яного (фактичного) матеріалу на новій стратиграфічній основі відповідно до новітніх теорій і концепцій із залученням сучасних підходів, методів і методик досліджень у галузі геології. Колекція потребує належного збереження, утримання й упорядкування, художньо-дизайнерського оформлення з використанням схем, карт, графіків зі стратотиповими геологічними розрізами України та світу, інноваційних засобів демонстрації та популяризації експонатів (сучасних технологій і обладнання, онлайн-екскурсії, супроводу аудіо-гіда).

Усе це передбачає проведення великого обсягу робіт із підбору умов і приміщень зберігання, хімічного та механічного препарування об'єктів фосилій, лабораторно-технічного обладнання й інноваційних засобів дослідження. Поповнення Колекції відбувається шляхом наукових експедицій, відрядження, подарунків, закупівлі та обміну з вітчизняними і світовими колекціями мікро- й макрофосилій.

Керуючись вищезазначеним, беручи до уваги унікальність «Колекції фосилій рослинних і тваринних решток Палеонтологічного музею Львівського національного університету імені Івана Франка» та її значення для розвитку вітчизняної геології та палеонтології, «Колекція фосилій рослинних і тваринних решток Палеонтологічного музею Львівського національного університету імені Івана Франка» заслуговує на включення її до Державного реєстру наукових об'єктів, що становлять національне надбання. Об'єкт безцінний, оскільки містить експонати, які є творіннями Природи, свідченням життя на

Землі, та не підлягає відтворенню. Надання науковому об'єктові «Колекція фосилій рослинних і тваринних решток Палеонтологічного музею Львівського національного університету імені Івана Франка» статусу такого, що становить національне надбання, сприятиме підвищенню престижу української геології та палеонтології у світі.

Палеонтологічне зібрання Палеонтологічного музею станом на 2021 рік налічує понад 18 тис. зразків, які формують 44 колекції монографічного та п'яти виставково-тематичних відділів. Ці колекції складені викопними рештками фауни (хребетних і безхребетних), флори різного систематичного складу й геологічного віку та слідів життєдіяльності, зібраних на території України і зарубіжних країн.

Перспективи використання Колекції фосилій рослинних і тваринних решток Палеонтологічного музею Львівського національного університету імені Івана Франка. «Колекція фосилій рослинних і тваринних решток Палеонтологічного музею Львівського національного університету імені Івана Франка» – це носій безцінної інформації про науково-дослідну та навчально-освітню діяльність, природу краю, його історію, а музей, що її поповнює, зберігає, охороняє – це скарбниця національної спадщини. Головним завданням «Колекції фосилій рослинних і тваринних решток Палеонтологічного музею Львівського національного університету імені Івана Франка» є виконання не лише традиційної функції – бути не тільки науковим і духовним надбанням, а й колекціями, які пропонують нове бачення, нове осмислення, розуміння тієї чи іншої проблеми, надихають на розвиток, продукування і пропагування нових ідей. На сучасному етапі вони мають об'єднувати три складові: технології (широке впровадження інноваційних технологій), талант (приваблення творчих особистостей, які можуть продукувати нові знання) і толерантність (сприйняття нових ідей та концепцій).

На сучасному етапі музейні колекції отримують нове переосмислення. Фосилії – це не лише творіння природи, які не підлягають відтворенню, це ще й матеріал, який дає відповіді на цілий спектр питань – хто існував, коли існував, який вигляд мав, який спосіб життя вів, за яких обставин (чинників) з'явився і чому зник, чи має аналоги в інших регіонах планети Земля. Крім того, виникає питання про час появи конкретної групи рослин і тварин. На сьогодні на ці питання відповідь може дати створення баз даних такої інформації, або поповнення (доповнення) новими об'єктами вже наявних світових баз даних. Такі бази даних доступні у мережі Інтернет. Ресурс зберігає ретельно перевірені дані палеонтологічних знахідок, проведених у різний час, і місить не лише відомості про самі об'єкти – фосилії, а й детальну та повну бібліографічну інформацію, що полегшує її пошуки і роботу з колекціями.

Як зазначає Д. Ксепка (D. Ksepka), скам'янілості – це важливі дані, що спроможні датувати більшість еволюційних подій. Такі ресурси дають можливість віднайти інформацію потрібного викопного, необхідну для уточнення віку груп рослин і тварин, про які не залишилося надійних записів у палеонтологічному літописі. Наприклад, база має відомості-**, які дають можливість зрозуміти, коли на Землі з'явилися ті чи інші організми – перші

птахи, квітучі рослини або морські черепахи, а також які природні процеси чи комплекс чинників сприяли появі або зникненню видів.

Метод визначення філогенетичних явищ, який називають «молекулярним годинником», ґрунтується на теорії, згідно з якою процес заміщення мономірів у нуклеїнових кислотах, а також в амінокислотах, що входять до складу білків, відбувається з постійною швидкістю.

Професор Дж. Парчам (J. Parham) зазначає, що вивчення процесу розходження під час еволюції та поява нових видів є надзвичайно захоплюючим заняттям, однак переважно через різницю в датах, що зазначаються у палеонтологічному літописі, воно буває утруднене або цілком помилкове. Поява єдиного ресурсу, що міститиме всю актуальну інформацію, стане важливою основою для вчених усього світу. База даних сприятиме визначенню місця кожного відомого виду, який коли-небудь жив на Землі, його положення на «дереві життя», яке дослідники розуміють як загальний родовід усього живого на планеті.

Д.П. РЕЗВОЙ – ОРГАНІЗАТОР ТА КЕРІВНИК СЕРЕДНЬОАЗІЙСЬКОЇ ЕКСПЕДИЦІЇ ЛЬВІВСЬКОГО УНІВЕРСИТЕТУ (ДО 110-РІЧЧЯ З ДНЯ НАРОДЖЕННЯ)

М. Павлунь[1], Л. Генералова[1], О. Гнилко[2]

[1]*Львівський національний університет імені Івана Франка, вул. М. Грушевського, 4, Львів 79005, Україна,*
[2]*Інститут геології і геохімії горючих копалин НАН України, вул. Наукова 3а, Львів 29060, Україна*

[1]*mykola.pavlun@lnu.edu.ua*
[1]*larysa.heneralova@lnu.edu.ua*
[2]*ohnilko@yahoo.com*

Середньоазійська експедиція науково-дослідного сектору при геологічному факультеті Львівського університету діяла у 1967–1992 роках. Ініціатором і науковим керівником експедиції став завідувач кафедри загальної геології професор Д.П. Рєзвой, начальником – доцент тієї ж кафедри А.В. Алексєєнко. Експедиція виконала 25 госпдоговірних тем. Серед замовників досліджень – Всесоюзний науково-дослідний нафтовий інститут, Всесоюзний аерогеологічний трест, експедиції Таджицького та Киргизького геологічних управлінь, трест «Киргизнафта» й інші. Експедиція успішно працювала в Киргизії, Узбекистані (Киргизький загін), Таджикистані (Таджицький загін). Групи середньоазійських експедицій вели розробки з питань глибинних розломів і формаційно-тектонічної будови як основи для металогенічного районування, вивчали нафтонакопичувальні площі, виявляли та досліджували овоїдні структури (А. Алексєєнко, І. Марушкін), займалися петрологією, петрохімією метаморфічних і вулканогенних товщ, інтрузивним

магматизмом, рудоносними утвореннями, вивчали родовища корисних копалин, зокрема золота, олова, нікелю, сурми, ртуті (Є. Портнягін, В. Куземко, І. Ковальчук). У роботі середньоазійських експедицій брали участь учені та інженери: Г. Білічева, С. Бузенюк, В. Гаврилко, Л. Генералова, С. Гетьман, Н. Гнутенко, Ю. Демедюк, В. Корнілов, А. Костенко, І. Меркушин, Н. Нікорак, В. Павлов, В. Пай, П. Рєзвой, В. Ткаченко, І. Цукорник, О. Шакін та ін.

Дмитро Петрович Рєзвой належить до покоління геологів, які створили нові теоретичні основи наук про Землю. Дмитро Петрович Резвой – професор Львівського університету, Заслужений діяч України, відомий у вітчизняній геології як геолог, тектоніст, спеціаліст із Середньої та Центральної Азії. Він пройшов шлях геолога від того моменту, коли геологія почала формуватися як фундаментальна теоретична наука, здатна передбачати й виконувати актуальні прикладні завдання, до її розквіту і теоретичної переорієнтації на мобілістичну парадигму.

Д. Рєзвой народився 19 серпня 1912 р. у м. Санкт-Петербург. У 1930 р. Д. Рєзвой став студентом Ленінградського гірничого інституту. У студентські роки розпочалася його наукова діяльність. Він брав участь у польових роботах знаменитої Таджицько-Памірської комплексної експедиції (1932–1938), якою керував М. Горбунов, з такими корифеями як Д. Наливкін, Д. Щербаков, В. Крейтер, Ф. Вольфсон, В. Ніколаєв, Б. Наслідов, О. Марковський, О. Ферсман та ін. Після закінчення інституту в 1935 р. Дмитро Петрович залишився у складі експедиції. Він вивчав будову, розвідував і проводив дослідну експлуатацію рідкіснометалевих родовищ Центрального Таджикистану спочатку як геолог, а пізніше – як начальник загону геологічної партії Таджицько-Памірської експедиції РНК СРСР. З 1938 року він працював як начальник геологічної та пошукової партій у щойно створеному Киргизькому геологічному управлінні, де розпочав геологічне картування Туркестано-Алайської гірської системи. У часи Другої світової війни Дмитро Петрович змушений був знову зайнятися пошуками та розвідкою необхідних державі корисних копалин. Він відкрив, розвідав ті передав на видобуток кілька родовищ ртуті у Південній Киргизії. Фактичний матеріал цих досліджень надалі став основою кандидатської дисертації «Геологічні умови утворення ртутних родовищ Сох-Хайдарканського району (Алайського хребта)», яку він захистив у 1944 р.

Д. Рєзвой, не відлучаючись від виробничих справ, успішно займався викладацькою діяльністю. У Московському геологорозвідувальному інституті 1940 р., будучи аспірантом кафедри розвідувальної справи, якою завідував проф. В.М. Крейтер, він підготував і вперше у вищій школі прочитав курс лекцій «Аерометоди в геології». Після захисту дисертації Д. Рєзвой став доцентом у цьому ж інституті на кафедрі загальної геології, якою керував спочатку В.В. Білоусов, потім О.О. Богданов. Протягом дванадцяти років Дмитро Петрович вів у МГРІ велику викладацьку та наукову працю. Тут він викладав загальну геологію, структурну геологію і аерометоди. У той же час брав безпосередню участь в організації Центральної аерогеологічної експедиції (пізніше науково-виробниче об’єднання «Аерогеологія»), де до 1948 р.

працював за сумісництвом як головний геолог Алайської експедиції, продовжуючи роботи зі складання геологічної карти Туркестано-Алаю. У 1952 р. на пропозицію ректора Є.К. Лазаренка та за клопотанням декана геологічного факультету М.П. Єрмакова Міністерство вищої та середньої спеціальної освіти СРСР запропонувало Дмитрові Петровичу роботу у Львівському університеті. Тут він очолив кафедру загальної геології та керував нею протягом 35 років, до 1987 р. Під його керівництвом вийшли монографії, навчальні посібники, методичні рекомендації, які сприяли якісній підготовці спеціалістів. Досить швидко геологічний факультет Львівського університету увійшов до групи лідерів, які випускали геологів високої кваліфікації.

Дмитро Петрович суттєво переробив курси загальної геології та структурної геології, запровадив курс «Дистанційні методи в геології» та організував перевід навчальної практики із геологічного картування з Донбасу до Криму (1954). Роль Д. Рєзвого в організації, розробці методики проведення навчальної практики з геокартування студентів Львівського університету в Криму неможливо переоцінити. З молодими викладачами він проходив кожен маршрут, обговорюючи деталі будови регіону. З викладачів різних кафедр геологічного факультету йому вдалося створити колектив «Кримчадалів» – ентузіастів Кримської практики. Завдяки цьому в коло викладацької діяльності Д. Рєзвого увійшли курси з геотектоніки, геології зарубіжних країн, геологічне дешифрування, дистанційні методи дослідження Землі, історії геологічної науки, основи наукових досліджень. Як геолог, що досліджує вугільні родовища, пізніше – ртутно-сурм'яні родовища, Дмитро Петрович одразу зіткнувся з фундаментальними проблемами будови й еволюції земної кори. Вже у ранніх роботах Рєзвой зрозумів необхідність з'ясування загальних закономірностей будови та розвитку земної кори загалом і Центрально-азіатського регіону зокрема. Він звернувся до досліджень історії геологічного розвитку Туркестано-Алаю. У 1953 р. Дмитро Петрович завершив складання першої зведеної геологічної карти Західної Киргизії масштабу 1: 200 000, виданої 1956 р. Ця карта була першим картографічним документом після «Геологічної карти Туркестанського краю» І. В. Мушкетова та Г.Д. Романовського (1884), праці І.В. Мушкетова «Туркестан» (1886, Т. 1, 1915) та «Геологічної карти Середньої Азії. Листи IV-7 та VII-7 (Східна Фергана)» Д.І. Мушкетова (1928). Виконану роботу Д. Рєзвой взяв за основу докторської дисертації, а пізніше опублікував як монографію «Тектоніка східної частини Туркестано-Алайської гірничої системи» (1959).

Геологічну історію Д. Рєзвой розумів як процес розвитку вертикальних рухів, які змінюють тектонічні обстановки, де відбувається накопичення та розмивання осадових утворень. Д. Рєзвой використовував метод аналізу фацій і потужностей стратифікованих відкладів. Цей метод, запропонований В. Білоусовим, набув поширення в дослідженнях різних регіонів, зокрема, Південного Тянь-Шаню в працях Д. Резвого, Б. Болгаря, Є. Христова, Й. Войтовича, І. Солошенка, П. Рєзвого, М. Приходька та ін.

На прикладі Туркестано-Алаю Д. Рєзвой з'ясував основні закономірності розвитку герцинської геосинклінальної системи, визначив місце деформацій у

процесі її розвитку, наголосив на зв'язку магматизму з тектонічними явищами, розробив критерії тектонічного районування. Надалі геолог розширив ареал досліджень, проводив їх на захід, північ і південь від Південного Тянь-Шаню. Вивчення структур і розрізів Туранської плити, Ферганської міжгірської западини переконали вченого в тому, що геологічне будова поверхні тісно пов'язана з будовою та станом глибоких надр земної кори і верхньої мантії. Це спонукало Д. Рєзвого використовувати у дослідженнях, крім великої кількості геологічного матеріалу, геофізичні, сейсмічні дані та матеріали регіональних аеромагнітних зйомок. Такий підхід став головним методом подальших досліджень, а отримані тоді нові результати допомогли сформувати основи комплексного підходу вивчення тектоносфери складчастих і платформних областей. У 70-90-ті роки Д. Рєзвой проводив дослідження з використанням структурно-формаційного аналізу. Він займався проблемами та принципами тектонічного районування Середньої Азії. Під формацією, у парагенетичному напрямі М. Шатського, М. Хераскова, Д. Рєзвой розумів комплекс взаємо-пов'язаних порід, які були сформовані в певних умовах, що відображають тектонічний режим розвитку території досліджень. Зміна цього режиму призводить до утворення просторово обмежених формаційних тіл. Надалі тектонічні рухи спонукали до деформації первинно-седиментогенних тіл і перетворення їх на вторинні, або тектоногенні. Ці тіла є об'єктом геологічного вивчення. У сукупності вони формують структуру, яку відбивають на картах і розрізах.

На думку Дмитра Петровича, в основі створення геологічної структури є коливальні (вертикальні) рухи земної кори, що призводять до формування стратиграфічного розрізу та його подальшої деформації. Потужність відкладів є найповнішим показником інтенсивності рухів. Тип і вид порід (склад, текстура, фауна) дають уявлення про деталі розвитку процесів коливальних рухів і деякі відомості про палеогеографію. Підсумком є виділення формаційних тіл осадових, вулканогенних та інтрузивних порід; формації та структури позначають на структурно-формаційній карті певними знаками. Складена Д. Рєзвим структурно-формаційна карта Туркестано-Алайської гірської системи масштабу 1: 200 000 є основою для металогенічних досліджень, зокрема, на кіновар і сурму.

Д. Рєзвой виділив головні таксономічні одиниці герцинід Південного Тянь-Шаню. Це Фергано-Кизилкумський серединний масив і складчаста система Південного Тянь-Шаню. Система Південного Тянь-Шаню поділена на антиклінорії, синклінорії та великі моноклінали. На думку дослідника, особливу групу структур у будові регіону становлять глибинні розлами, які мають дрібноуламкову будову та надзвичайну формаційну строкатість. Д. П. Рєзвой відзначав, що у Південному Тянь-Шані пучок глибинних і регіональних розломів простежують у широтному напрямі від Туранської молодої платформи на заході до Таримського платформного масиву на сході й далі в Центральній Азії. Розломи Південного Тянь-Шаню утворюють ланки у глобальному Транс'євроазійському лінеаменті (1986), що простежується із заходу (лінія Карпінського) на схід Азіатського континенту. Важливим елементом системи

розломів є антитяньшанський Талассо-Ферганський розлом. Він належить до системи, що оконтурює Казахстано-Тяньшанську овальну геосинклінальну систему. Перетин двох напрямів багато в чому обумовлює специфіку структурних форм регіону, формує концентричні й овоїдні структури (1988).

Дослідження Д. Рєзвого відбувалися в рамках емпіричних узагальнень як розвиток вчення про ендогенні режими (В. Білоусов).

Протягом діяльності Д. Рєзвой надавав великого значення дистанційним методам у геології. З 1940 по 1953 рр. у Туркестано-Алаї він активно співпрацював з Ю. Араповим, Д. Казимировим, Г. Каледою, В. Петровим, Г. Поршняковим, які проводили детальні дослідження у складі Алайської аерогеологічної експедиції. Дмитро Петрович займався аналізом стану аерофотогеологічних досліджень у геологічному виробництві та був біля витоків широкого впровадження їх у картоскладальний процес. У Московському державному університеті він консультувався у проф. М. Петрусевича за методикою викладання студентам курсу «Аерогеологія». Д. Рєзвой сприяв широкому впровадженню аерофотогеологічних досліджень у польові роботи Киргизького й Таджицького геологічних управлінь. Учений вважав, що основним геологічним документом є геологічна карта регіону. Тому він приділяв велику увагу складанню геологічних карт у Середній Азії, Криму, Карпатах, любив і вивчав карти: географічні, геологічні, тектонічні. У 1957 р. з ініціативи Д. Рєзвого та Є. Лазаренка створено кабінет геологічної карти, який у 1974 р. увійшов до складу міжкафедральної лабораторії геологічної карти й аерометодів. Д. Рєзвой був певен, що геологічну карту треба складати «в полі», тож навчав цього студентів і співробітників, які займалися геологічними зйомками. Наукова спадщина вченого налічує понад 200 робіт.

Природничник Д. Рєзвой до останнього року життя не уявляв себе без польових спостережень. Це були тематичні дослідження у Тянь-Шані. Він часто брав участь у польових екскурсіях Кримом і Карпатами. Польові роботи Д. Рєзвой проводив у тісному контакті з геологічними установами Киргизії, Узбекистану й Таджикистану. Їхні матеріали стали основою вирішення проблем тектоніки та пов’язаних із нею питань стратиграфії, формаційного та палеоструктурного аналізів та відображені на картах – геологічних, тектонічних, формаційних та ін. Особливу увагу вчений приділив вивченню глибинних розломів. Дмитро Петрович доводив, що це не лише розриви глибокого закладання, а й зони тривалого існування зі специфічним набором формацій. Результати організованих ним досліджень таких структур у Середній Азії, Забайкаллі, в Україні викладено у 3-томній колективній монографії «Проблеми тектоніки та магматизму глибинних розломів» (1973–1975). З іншого боку, у будові складчастих областей його увагу привертали своєрідні – «овоїдні» дислокації. Їхня морфологія та глибинний механізм формування розглянуто в монографії «Концентричні структури Південного Тянь-Шаню» (1988). Учений наголосив на зв’язку в розташуванні концентричних структур у палеозойському гірському облямуванні східної частини Ферганської міжгірської западини з Талассо-Ферганським розломом

Д.П. Рєзвой, вивчаючи структурні напрямки в тектоніці Середньої Азії, підкреслює велике значення північно-східного антитяньшанського напрямку. Цей напрямок відповідає глибинному розлому, який відокремлює епіпалеозойську платформу Середньої Азії від орогенічної області Тянь-Шаню в Бухаро-Хивінській області – Західно-тяньшанський поперечний глибинний розлом і пов'язані з ним локальними розломами цього напрямку. У Тянь-Шані він характеризується відносною молодістю закладення, добре діагностується за потужністю та складом юрських відкладів. У будові Бухарської щаблі (між Західнотяньшанським поперечним глибинним розломом і Південногісарським глибинним розломом) у мезо-кайнозойському чохлі цей напрямок відзначено поперечною тектонічною зональністю з утворенням ізометричних виступів, які утворилися в результаті поєднання тяньшанських і антитяньшанських розломів. Д. Рєзвой зазначає, що в геологічній історії Тянь-Шаню виділяється три етапи розвитку, які відрізняються зміною тектонічного режиму: протерозойсько-палеозойський геосинклінальний, мезозойсько-палеогеновий, неоген-четвертинний епіплатформний орогенний. До кожного виділяють свої структурно-формаційні підрозділи, структурний малюнок яких має особливості. Дмитро Петрович рекомендує складати окремі схеми тектонічного районування для кожного етапу. Єдина тектонічна карта, на його думку, має бути переважно структурною, тобто такою, що показує розподіл і характер конкретних тектонічних (дислокаційних) форм для різних структурних поверхів. У цьому слід пам'ятати й нові структурні форми. Зазначимо, що ці роботи є фундаментальними. Вони є блискучим прикладом комплексного підходу до досліджень складних проблем.

«Геологу потрібен весь світ, вся Земля!» – часто повторював Д. Рєзвой крилатий вислів А. Карпінського та звертався до питань будови інших країн світу, у численних публікаціях він по-новому трактував тектонічне районування та історію розвитку Гімалаїв, Каракоруму, Гіндукуша. Д. Рєзвой разом з В. Шевчуком опублікував методичну роботу з геології Монголії та Північного Китаю (1988), на карті Азіатського материка він протрасував «великий горозділ» – межу редукції геосинклінальних споруд.

Результати наукових досліджень середньоазійських експедицій відображені приблизно у 150 працях, кількох монографіях, пояснювальних записках до оглядових, регіональних дрібно- та середньомасштабних геологічних карт. Зокрема, Д. Рєзвой був співавтором «Карти новітньої тектоніки території СРСР», «Геологічної карти сходу Середньої Азії», «Тектонічної карти півдня СРСР», «Тектонічної карти Євразії» та ін. Вони введені в навчальний процес у курсах геотектоніка, регіональна геологія, аерометоди в геології, структурна геологія, геоморфологія, корисні копалини, структури рудних полів, основи наукових досліджень тощо. Кам'яний матеріал, відібраний у полі, поповнив навчальні та музейні колекції. За матеріалами експедиції захищено близько 15 кандидатських дисертацій (серед співробітників кафедри А. Алексєєнко, І. Марушкін, І. Ковальчук, Л. Генералова). У середньоазійських експедиціях проходили виробничі практики студенти геологічного факультету Львівського університету.

У наукових поглядах Д. Рєзвой залишався на позиціях фіксизму. Свої світоглядні позиції він відстоював, спираючись на багатий фактичний матеріал. У 1990 р. у розділі «Дискусії» в «Бюлетені Московського товариства випробувачів природи» з'явилася стаття Д. Рєзвого «Геодинаміка чи «геодинаміка». У ній розглядалася діяльність Дослідно-методичної партії (начальник партії та школи В. Ненахов) у проведенні «Всесоюзної польової школи-семінару з використанням геодинамічних методів у великомасштабному геологічному картуванні» (науковий керівник проф. О. Перфільєв) у Туркестано-Алаї.

Наукові дослідження, великий досвід і ерудиція Д. Рєзвого відомі широкому колу геологів. Протягом кількох років він працював над проєктами АН СРСР – Тектонічного комітету, Комісії програми «Паміро-Гімалайський проект», яку виконував Міжвідомчий геофізичний комітет АН СРСР. Д. Рєзвой був членом експертної Комісії ВАК і Науково-технічної ради Міністерства вищої та середньої спеціальної освіти СРСР та УРСР, брав участь у роботі сесій Міжнародного геологічного конгресу (Росія, 1937; Індія, 1964; Канада, 1972; Росія, 1984), а також в організації та проведенні міжнародних і всесоюзних наукових нарад різного рівня з актуальних питань геології та тектоніки.

Дмитро Петрович керував науковими конференціями Львівського університету, виступав на нарадах, конференціях різного рівня, зокрема, у Ташкенті (1976, 1977), Фрунзе (1978), Ленінграді (1979), Москві (1977–1990), був організатором науки в Киргизькому геологічному управлінні та виробничому об'єднанні «Киргизнафта». З 1970 по 1983 рр. Д. Рєзвой був президентом Львівського геологічного товариства і тривалий час (1954–1976) він виконував обов'язки відповідального редактора Геологічного збірника товариства. У збірнику друкувалися результати досліджень України та суміжних регіонів, території колишнього СРСР, питання теоретичної та регіональної геології. У цей час Д. Рєзвой був членом редакційної колегії журналу «Известия высших учебных заведений», «Геология и разведка», який видавав Геологорозвідувальний інститут ім. С. Орджонікідзе. Він співпрацював із видавництвом «Радянська енциклопедія». У багатотомнику Великої радянської енциклопедії (3-тє видання) Дмитро Петрович є автором статей про природу та геологію Гімалаїв, Каракоруму, Гіндукуша. Д. Рєзвой приділяв багато уваги питанням історії геології та розвитку її як науки. У списку праць дослідника окремі статті висвітлюють певні етапи розвитку геології, геотектоніки, діяльність видатних учених (В. Севергін, О. В'ялов).

За науково-практичну роботу у роки Великої Вітчизняної війни Д. Рєзвой нагороджений медалями «За трудову звитягу» (1944)) і «За звитяжну працю у Великій Вітчизняній війні 1941–1945 рр.» (1946). Науково-педагогічна діяльність Дмитра Петровича Рєзвого оцінена Грамотою Президії ВР УРСР «За підготовку кадрів» (1961), орденом «Знак пошани» (1971). Д. Рєзвой – заслужений діяч науки і техніки Української РСР (1982). Протягом кількох десятиліть Дмитро Петрович керував аспірантами, здобувачами, консультував українських, російських, киргизьких, таджицьких, узбецьких і інших вчених та геологів.

Він відіграв видатну роль у підготовці наукових кадрів України та республік Середньої Азії.

Час роботи Д. Рєзвого пов'язаний з активними геологічними дослідженнями, що дали змогу отримати уявлення про геологічну будову різних регіонів і в ході яких було створено геологічні карти різного масштабу. Практична діяльність геологів-практиків, науковців і технічний прогрес спонукали до розвитку нових напрямів у науці про Землю. Д. Рєзвой увійшов до когорти видатних учених, які залишили слід у геологічній науці, у моральному та духовному кліматі минулих десятиліть. У цей час у геології плідно працювали яскраві особистості. У долях цих людей відбилися виклики, розвиток наукових ідей і повороти історії XX ст. Висока культура, інтелігентність, різноманітні наукові інтереси, обізнаність у багатьох аспектах науки та культури поєднують Дмитра Петровича з такими відомими дослідниками як І. та Д. Мушкетови, Д. Налівкін, В. Вебер, В. Ніколаєв, О. Довжиков, Н. Власов, М. Синіцин, Г. Поршняков.

Дмитро Петрович дружив із багатьма геологами. Серед них особливе місце займає група відома як «чудова сімка». Ця група поєднала людей, яких понад 60 років пов'язувала чоловіча дружба, спільність професії, життєві принципи, величезний інтелектуальний потенціал. Вони працювали на геологічному факультеті Львівського університету. Життєві шляхи друзів складалися порізному. Лише О. Мушников та А. Локерман закінчили наукову кар'єру у званні кандидатів наук, на відміну професорського звання інших колег. Поряд із тим за своєю геологічною ерудицією та досвідом вони практично не поступалися професорам. Зі «сімки» тільки Д. Рєзвой працював усе життя у Середній Азії.

Силою свого наукового авторитету і працями Д.П. Рєзвой створив наукову школу, яка охоплює різні напрями в науках про Землю, проте насамперед займалася питаннями геотектоніки, геодинаміки, структурної та регіональної геології.

ПРО СТАН ГЕОЛОГІЧНОЇ ОСВІТИ В УКРАЇНІ

М. Павлунь[1], А. Іваніна[2]

Львівський національний університет імені Івана Франка
79005 Львів, вул. Грушевського, 4
e-mail: [1]mykola.pavlun@lnu.edu.ua; [2]antonina.ivanina@lnu.edu.ua

В Україні існує думка, що геологія нині не в пріоритеті, вона не потрібна! Дивні, необґрунтовані, шкідливі погляди! Життєздатність будь-якої країни залежить від мінеральної і, перед усім паливно-енергетичної сировини, з якою зв'язані практично всі галузі економіки. Нафта, газ, вугілля, уран тощо – стратегічні корисні копалини, які визначають економічну і політичну незалежність країн. На геології, на корисних копалинах тримається все. Особливо зараз! Дивно, що опоненти геології не бачать нестачу газу та інших паливних ресурсів в Європі і Україні; наслідки глобального потепління; посуху в Європі і потребу води; не вистачає солі, будівельних матеріалів на відбудову України тощо. Перелік природних ресурсів, без яких неможливий розвиток світу і України, можна продовжувати безкінечно. У воєнний час потреба в корисних копалинах зростає в рази! Геологія сьогодні - це не тільки ресурси для будь-якої діяльності людей (пива не звариш без геології; в кожній нитці одягу - геологія; тепло в домівках - геологія; транспорт тримається на геології тощо). Геологія сьогодні - це дослідження та моніторинг земних процесів і прогнозування ризиків від негативних природних явищ; це основа господарчої діяльності, вміння жити в гармонії з природою та раціонально використовувати безмежний потенціалу надр Землі для безпечного розвитку цивілізації; це врешті решт потужна зброя, яку рф використовує для шантажу, тиску і затягування зашморгу на шиї країн, які попали в руські тенета, бо згорнули або диверсифікували геологічну діяльність. Та і одна з причин війни - захоплення родовищ і територій, перспективних на стратегічні корисні копалини! Кожен геолог чудово орієнтується в сучасних політичних, економічних трендах і прекрасно розуміє, що той, хто недооцінює геологію, діє проти України!

Україна належить до числа держав світу, яка має майже всі види мінеральних і паливних корисних копалин. Вона володіє значними запасами корисних копалин. Згідно з даними BP Statistical Review of World Energy, станом на кінець 2018 року Україна посіла друге місце в Європі за обсягом доведених запасів природного газу, а частка України у світових запасах природного газу становила 0,6 %. Запаси руд заліза в Україні у 2018 році складали близько 4% світових запасів тощо.

Україна була й залишається потужною видобувною державою. Добре відомо, що з видобуванням і використанням корисних копалин пов'язано близько половини промислового потенціалу України і до 20 % її трудових ресурсів. У видобувній галузі функціонують підприємства як державного, так і приватного сектору економіки. Структура і потреби економіки України, її експортного потенціалу є такою, що вона найближчим часом не зможе

відмовитися від видобування корисних копалин, як це відбувається нині в деяких високо розвинених країнах Європи. Все наведене не означає, що в геологічній галузі України нема проблем. Найголовніші з них: значний ступінь відпрацьованості більшості родовищ; хронічне недофінансування геолого-розвідувальних робіт за стратегічними напрямами і, як наслідок, нема відновлення мінерально-сировинної бази; відсутність у геологічній сфері прогресивних структурних зрушень на користь високотехнологічних видів робіт; динамічне звуження геологічної промислової діяльності і втрата висококваліфікованого персоналу. Дослідження динаміки найважливіших параметрів розвитку промисловості та її трудового потенціалу свідчить про загрозу модернізації геологічної сфери економічної діяльності, яка неможлива без висококваліфікованих, активних і мотивованих кадрів, спроможних до інноваційних трансформацій. У сучасних умовах швидких технологічних змін існує потреба постійної актуалізації професійних знань, що забезпечується шляхом удосконалення підготовки фахівців в закладах вищої освіти. Одним з пріоритетних напрямків економічного розвитку, який також неможливо забезпечити без геологів, є зменшення ресурсної і, зокрема газової, залежності України шляхом зростання видобутку власних корисних копалин.

Світові тренди розвитку геології, потреба у власних мінерально-сировинних ресурсах і, передусім, паливно-енергетичних, і неминуче призведе до суттєвого збільшення обсягів геолого-розвідкових робіт. Уже сьогодні очевидним є той факт, що ці роботи не будуть обґрунтовані на належному рівні фундаментальними геологічними дослідженнями перед усім через слабку укомплектованість кадрами, майже цілковитою відсутністю в українських вищих навчальних закладах студентів, яких готують за геологічними освітніми програмами.

Сьогодні стан геологічної освіти в Україні вкрай незадовільний. Загалом з 2015 року у вищій освіті відбулись суттєві зміни. Головними змінами у вищій освіті України є скорочення кількості закладів вищої освіти, їхнього фінансування, обсягів державного замовлення; оптимізація складу науково-педагогічного і допоміжного персоналу.

На геологічну освіту особливо вплинуло скорочення спеціальностей, за якими здійснюється навчання у ЗВО. Власне стагнація геологічної освіти розпочалась 2015 року з недолугої освітянської реформи, коли стрімко скоротили перелік спеціальностей, за яким готують фахівців у ЗВО.

Трошки історії. У попередньому переліку (постанова Кабінету Міністрів України від 27 серпня 2010 р. № 787) в циклі природничих наук визначено шість геологічних спеціальностей для підготовки бакалаврів, спеціалістів і магістрів. Це: геологія, гідрогеологія, геофізика, геоінформатика, геологія нафти і газу, геохімія та мінералогія. Але, як виходить з наступної постанови КМУ № 266 «Про затвердження переліку галузей знань і спеціальностей, за якими здійснюється підготовка здобувачів вищої освіти» від 29 квітня 2015 р., для держави неактуальна підготовка спеціалістів, які б модернізували ресурсну базу, просували новітні методи вивчення земної речовини, вміли шукати ті чи інші корисні копалини і змогли б надати оцінку багатствам надр України.

Спеціальності «Геологія» в запропонованому переліку нема. Згідно порівняльної «Таблиці відповідності Переліку напрямів, за якими здійснювалася підготовка фахівців у вищих навчальних закладах за освітньо-кваліфікаційним рівнем бакалавра, магістра та Переліку галузей знань і спеціальностей, за якими здійснюється підготовка здобувачів вищої освіти, затвердженого постановою Кабінету Міністрів України від 29 квітня 2015 року № 266» (Наказ Міністерства освіти і науки № 1151 від 06.11.2015 р. «Про особливості запровадження переліку галузей знань і спеціальностей, за якими здійснюється підготовка здобувачів вищої освіти, затвердженого постановою Кабінету Міністрів України від 29 квітня 2015 року № 266») шість геологічних спеціальностей, 8 географічних і 7 гідрометеорологічних об'єднали в одну – 103 Науки про Землю, навівши стисле роз'яснення: спеціальність 103 Науки про Землю «включає дослідження складу і будови Землі включно із гідросферою і атмосферою, у тому числі: геологія, геофізика, мінералогія, геохімія, вулканологія, сейсмологія, геоморфологія, фізична географія та інші науки про Землю, метеорологія та інші атмосферні науки (включаючи кліматичні дослідження), гідрологія, океанологія, палеоекологія». Внаслідок такого оновлення переліку галузей знань і спеціальностей, запровадження нових галузевих стандартів в освіті геологія зникає з освітніх програм. А колишні шість геологічних спеціальностей так завуальовані і штучно з'єднані з географічним циклом дисциплін у спеціальність «Науки про Землю», що не зрозуміло чи у геологічної освіти є майбутнє, чи ні.

8 лютого 2017 року на Урядовому порталі оприлюднена Постанова Кабінету Міністрів про оновлення переліку галузей знань і спеціальностей для вищих навчальних закладів, зміни в яку вносили відповідно до пропозицій вищих навчальних закладів, об'єднань роботодавців і державних органів. Зокрема, з спеціальності Науки про Землю вилучили географічні дисципліни (перелік доповнено новою спеціальністю 106 «Географія»), залишивши без розгляду пропозицію геологічного факультету ЛНУ імені Івана Франка про вилучення геологічних дисциплін з Наук про Землю і доповнення переліку навчальних спеціальностей спеціальністю Геологія. Наразі в синтетичній штучно створеній спеціальності 103 Науки про Землю є суміш освітніх програм (ОП) геологічного, гідрометеорологічного спрямування, і деякі ЗВО залишили ще і географічні дисципліни.

Проаналізуємо тренди вступних кампаній на бакалаврат денної і заочної форм навчання останніх (2020–2022) років. Зазначимо таке.

1. Кількість ЗВО, в яких виконують підготовку фахівців за спеціальністю Науки про Землю зменшується з 29 у 2020 до 26 у 2022 році. Поміж них є такі екзотичні ЗВО з підготовки фахівців з Наук про Землю, як Національний аерокосмічний університет ім. М. Є. Жуковського «Харківський авіаційний інститут» (факультет ракетно-космічної техніки), Херсонський державний аграрно-економічний університет (факультет рибного господарства та природокористування), Уманський національний університет садівництва (факультет плодоовочівництва, екології та захисту рослин). Водночас перелік ЗВО, де геологічні освітні пропозиції є незмінними, включає 10 ЗВО, серед яких провідними є Національний технічний університет «Дніпровська політехніка», Львівський національний університет імені Івана Франка, Криворізький національний університет, Київський національний університет імені Тараса Шевченка, Івано-Франківський національний технічний університет нафти і газу.

2. Освітні програми, за якими ЗВО готують фахівців в межах спеціальності Науки про Землю поділені на 3 групи: геологічні, не геологічні, неясного спрямування.

3. Кількість конкурсних пропозицій за спеціальністю загалом зменшується від 127 у 2020 році до 121 у 2022 р.; водночас зростає кількість пропозицій освітніх програм з геології з 17 у 2020 році до 46 у 2022 р.

4. Кількість державних пропозицій бюджетних місць (за результатами широкого конкурсу) спеціальності Науки про Землю незначно зросла з 355 у 2020 до 382 у 2022 р.

5. Внаслідок вступної кампанії 2022 року на геологічні ОП і бюджетну форму навчання поступило 128 студентів; на контракт 25 студентів. Інформація про результати вступної кампанії 2020 р. наразі не доступна.

6. Наш майбутній кадровий потенціал для галузі - усього 128 студентів. Вони складають 34% від загальної кількості студентів, які вступили на бюджет за спеціальністю Науки про землю; решта 254 (або 66%) - це студенти негеологічних ОП або ОП неясного спрямування.

Такий стан у вищій геологічній освіті є неприпустимим, оскільки:

по-перше, призведе до поступового знищення спочатку геологічної освіти, а надалі і геології загалом;

по-друге, це не відповідає світовим тенденціям розвитку геології;

по-третє, небезпечна ілюзія думати, що реформування геологічної галузі можуть виконати фахівці інших (економічних чи юридичних спеціальностей);

- ***по-четверте***, за такої кількості майбутніх геологів у геологічної галузі нема перспектив для розвитку.

Вважаємо спеціальність «Геологія» пріоритетною для забезпечення потреб економіки України і наполягаємо внести її у перелік галузей знань і спеціальностей, за якими здійснюється підготовка здобувачів вищої освіти так: виокремити спеціальність «Геологія» з спеціальності «Науки про Землю».

Кожне геологічне підприємство зацікавлене у формуванні специфічного людського капіталу з високим рівнем професійної підготовки, який відповідає

вимогам технологічного процесу. Нині розвиток геологічної професійної фахової підготовки в закладах вищої освіти має бути пріоритетом державної політики для забезпечення успішної структурної перебудови геологічної галузі, оскільки без накопичення людського капіталу зростання ефективності виробництва здійснити не можливо.

ГЕОЛОГІЧНІ УМОВИ І НАЙГОЛОВНІШІ ЧИННИКИ ЗОНАЛЬНОСТІ ЗРУДЕНІННЯ В ГІДРОТЕРМАЛЬНИХ РОДОВИЩАХ КОРИСНИХ КОПАЛИН

М. Павлунь

Львівський національний університет імені Івана Франка
вул. Грушевського, 4, Львів 79005,Україна
mykola.pavlun@lnu.edu.ua

Ці умови по-різному сприятливі для формування зональності зруденіння за різної глибини утворення родовищ від синрудної палеоповерхні, відділення від магматичного (енергетичного) осередку генерації рудоносних розчинів і характеру надходження в рудовмісні структури пневматолітово-гідротермальних розчинів – одностадійного чи багатостадійного.

У найглибших (абісальних) умовах гідротермального рудогенезу (>4–5 км) переважають пластичні деформації геологічної матриці над крихкими, а градієнти температури і тиску у значному вертикальному інтервалі порівняно малі (зокрема, ΔT/100 м, як правило, становить 4–10^{0}C), тобто такі системи мінералоутворення порівняно значно термостатовані (Ляхов, Павлунь, 2000) і розвиваються майже ізохорично (без особливої зміни густини розчинів). У таких умовах неможлива помітна геохімічна диференціація елементів на шляхах просочування гідротермальних розчинів і, відтак, зональність зруденіння до глибини 3500–2000 м від палеоповерхні майже не проявляється, що і фіксують, наприклад, на родовищах великих глибин: Pb–Zn Брокен–Хілл (Австралія) та Суліван (Канада), Au Колар (Індія), Майське, Балка Золота (Україна).

Натомість у гіпабісальних умовах середніх глибин (від 3 до 2–1,5 км) пластичні деформації знизу вгору дедалі інтенсивніше змінюються крихкими та помітно зростає ΔT і ΔP, зокрема, ΔT/100 м нерідко перевищує 10–20^{0}C через змінність режиму розчинів, які мігрують, ще навіть у ході внутрішньомінералізаційної тектоніки, а самі процеси набувають дедалі більшого «кута зустрічі» з ізохорами (лініями однакової густини розчинів, г/см^3), тобто з помітною зміною густини розчинів. Усе це призводить до значної геохімічної диференціації елементів на шляху циркуляції розчинів, а зональність зруденіння стає дуже різноманітною і контрастною, що спостерігається майже на усіх родовищах Au, Pb–Zn, Sn–W–Mo та ін.

Врешті на приповерхневих родовищах малих глибин (< 1,5–1 км), де радикально домінують крихкі деформації, має місце відповідне різке зниження

Т і Р та збільшення їхніх градієнтів (перепадів, флуктуацій), спостерігаються неодноразові явища гетерогенізації («кипіння») гомогенних гідротермальних розчинів, а нетермостатовані за Р і Т процеси рудогенезу розвиваються винятково вхрест ізохорично (із синхронною помітною зміною густини розчинів) за ΔТ/100 м 30–70^{0}С. За таких умов зональність проявляється дуже слабко, оскільки відбувається або близько одночасна кристалізація мінералів за зниження Т і Р (Sb–Hg (Микитівське), Au–Ag (Мужієво), або мають місце процеси суміщення різночасових мінеральних асоціацій (телескопування, накладання), класичним прикладом чого можуть бути Sn–Ag родовища Болівії (Потосі, Оруро), хоча на деяких Au–Ag і CaF_2 родовищах таких глибин усе ж є слабко контрастна зональність (Мужієво).

Такі термобарогрaдієнтні умови з раптовою зміною густини гідротермальних розчинів у напрямку синрудної палеоповерхні чітко демонструє формування різноглибинних золоторудних родовищ України за термобарогеохімічними даними (Ляхов, Павлунь, 2000).

За ступенем віддалення від магматичного осередку також вирізняються три групи родовищ із різною зональністю зруденіння. Так звані телетермальні середньо-низькотемпературні родовища Hg–Sb, мідистих пісковиків Донбасу, посуті, азональні та є малопоширеним винятком локально-фрагментарної зональності.

Родовища, що просторово і парагенетично пов’язані з малими інтрузіями чи поясами (роями) дайок і складені головно сульфідними високо- і середньотемпературними рудами (Pb–Zn, Au–Mo, сульфідно–Sn), мають не дуже контрастну зональність. Домінує локальна. Особливо контрастно і різноманітно вона проявляється на високотемпературних родовищах жильного і штокверкового морфотипу альбітит-грейзенового класу (W, Mo, Sn, Be) (Пержанське родовище) і пегматитових (Li, Ta, Nb) об’єктах, що пов’язані з крупними інтрузивами.

Не менш помітно на формування зональності впливає характер надходження розчинів залежно від одностадійного (моноасцендентного) чи багатостадійного (поліасцендентного) процесу рудогенезу.

Якщо надходить тільки одна порція (пульсація) розчину його склад і стан змінюються еволюційно (без урахування локальних внутрішньо-мінералізаційних флуктуацій), а сам він хімічно і енергетично взаємодіє з породами геологічної рами, – тоді в рудних тілах формується так звана фаціальна локальна зональність 2-го роду. Однак в іншому разі багатостадійного (поліасцендентного) характеру дискретного надходження кількох порцій розчину, коли кожен із них еволюціонує як під час одностадійного процесу, ця пульсація пов’язана або з різночасовим відокремленням розчинів різного агрегатного стану і складу під час становлення, охолодження, опускання і зміщення в бік одного магматичного осередку, або з послідовним проникненням нових магм, що за часом синхронні періодам тектоно-магматичної активізації (ТМА). За таких обставин виникає зональність 1-го і 2-го роду, проміжна і також локальна, тобто спостерігається комбінація одно- та багатостадійної (фаціальної і пульсаційної) зональності.

Отже, під час одностадійної (моноасцендентної, фаціальної, відкладання) зональності за еволюції властивостей однієї порції розчинів формується так звана *плавна зональність зруденіння*, що зумовлена такими геологічними і фізико-хімічними чинниками.

До геологічних треба залучити: вплив літологічного складу порід; зміну характеру тектонічних деформацій порід; фізико-механічні властивості порід; зміну характеру тектонічних деформацій порід; фізико-механічні властивості порід; змішування ювенільних вод із вадозними; пострудний метаморфізм.

Поряд із цим, тут дуже важливе значення мають такі фізико-хімічні чинники зональності як: зміна і градієнти зміни температури; зміна кислотно-лужних властивостей розчинів; зміна окисно-відновного потенціалу розчинів; стійкість металогенних комплексних сполук; зміна активності іонів елементів, особливо летких (F^-, Cl^-, CO_3^{2-} . HS^-, SO_4^{2-} , O^{2-}); градієнти тиску.

Геологічні і фізико-хімічні чинники діють не відокремлено, а завжди взаємопов'язані й у певній комбінаториці: 1) активність іонів елементів, pH і Eh середовища залежать від складу вмісних порід і змішування розчинів, а pH розчинів залежить від трендів окисно-відновних реакцій (тобто від Eh) і температури (T); 2) стійкість комплексних сполук залежить від T і pH, а T від ΔP, тоді як флуктуації P є наслідком фізико-механічних властивостей порід і характеру тектоніки.

Серед перших особливо важливим є літологічний склад вмісних порід, бо саме він визначає навколожильну метасоматичну зональність. Наочним прикладом цього є механізм осаджуваного впливу межі переходу від кислих порід до основних, який має двояку дію; за збільшення активності лугів зменшується кислотність і відбувається масова кристалізація речовини або зв'язування летких (F^-, HS^-), – це також призводить, зокрема, до утворення нерозчинних мінеральних сполук (CaF_2, FeS_2).

Особливо важливим геологічним чинником зональності, головно для багатостадійних родовищ (хоча він проявляється почасти і для одностадійних) є зміна в межах родовищ характеру тектонічних деформацій, що призводить у першому випадку до зональності «повторного розкриття», а в другому – до зональності «тектонічного розкриття». Це пов'язано зі збільшенням глибини формування родовищ і односпрямованим зменшенням ролі крихких деформацій і збільшенням пластичних. Через ці обставини зі збільшенням глибини перебігу процесів відбувається зменшення потужності зон брекчіювання і зон тріщинуватості (штокверки переходять у жили), зменшується кількість апофіз і жильні тіла стають власне стовбуроподібними, змінюються масштаби мілонітизації та зон розсланцювання. Загалом зі збільшенням глибини це призводить до спрощення структури родовища у напрямі глибини: штокверк – система жил – пучок жил, що сходяться – проста стовбурова жила.

Отже, структурна зональність визначає зростання робочого об'єму гідросистеми, що наближається до поверхні (П. Іванкін навіть саме явище «жильного пучка» пояснює «гідровибухом»). Натомість звідси робимо висновок, що з наближенням до поверхні зростає об'єм гідросистеми, відтак

збільшуються градієнти тиску і температури, зростає фугітивність кисню та диференціація мінеральних сполук (асоціацій). Це зі зростанням глибини формування руд відображається на спрощенні мінерального складу руд і підвищенні ролі й кількості ранніх високотемпературних мінералів (у межах одного мінерального комплексу). Натомість із наближенням до поверхні урізноманітнюється мінеральний склад руд і зростає роль пізніх асоціацій, що формувалися на тлі зниження температури від середнього до низького рівня – PbS, Sb_2S_3, $CaCO_3$, сульфосолі.

Вплив фізико-механічних властивостей гірських порід у найпростішому випадку проявляється у вибірковому метасоматозі, який залежить від мінерально-хімічного складу породи й особливо її проникності, адже саме вона визначає ліпшу фільтрацію розчинів і ефективність їхньої взаємодії з породами. Проникність залежить від первинної пористості породи та змінюється від $n \times 0{,}1$ до 13 %. Не меншу роль у цьому відіграє вторинна пористість (тобто тектонічна тріщинуватість) порід; найсприятливішим для цього є низка кислих за складом інтрузій, ефузивні товщі, туфи і різні брекчії, аркози і кварцити, що зазнають крихких деформацій, а несприятливими – карбонатні породи («самозаліковування» тріщин), глинисті сланці, для яких типові пластичні деформації.

Чинник змішування ювенільних і вадозних вод переважно визначає винятково вертикальну зональність і дуже зрідка – горизонтальну, механізми формування діють головно в умовах формування зруденіння малих глибин (до 1–1,5 км) в ділянках сучасного палеовулканізму. Фізико-хімічно вона визначається під час змішування розчинів порушенням рівноваги (T, P, pO_2, pS_2, Eh, pH). В ділянках сучасного вулканізму, скажімо, на півострові Камчатка (С. Набоко, 1963) вертикальна зональність визначається в розташуванні мінеральних продуктів термального метаморфізму у вигляді зон кислотного вилуговування з алунітом, опалом, дикітом, самородною сіркою, баритом, ангідритом, гематитом (замість піриту). Класичним прикладом її прояву в областях альпійського палеовулканізму може бути золото-адуляр-кварцове родовище Мужієво у Закарпатті.

Чинник пострудного метаморфізму руд, імовірно, проявляється в умовах високого однобічного тиску (P) – «стрессу». Як експериментально показано та доведено, пластичні деформації руди призводять до її течії перерозподілу м’яких мінералів, таких як галеніт PbS, халькопірит $CuFeS_2$ і сфалерит ZnS, – тут чітко спостерігається струминність. Вони «течуть» у напрямку перпендикулярно тиску.

Усе це треба брати до уваги під час розвідки гідротермальних родовищ і геолого-економічної оцінки запасів мінеральної сировини.

ПЛІОЦЕНОВІ ВІДКЛАДИ ДНІПРОВСЬКО-ДОНЕЦЬКОЇ ЗАПАДИНИ ТА ПАЛЕОГЕОГРАФІЧНІ УМОВИ ЇХ ФОРМУВАННЯ.

О. Сіренко

Інститут геологічних наук НАН України
вул. Олеся Гончара 55-6, 01601 Київ,
o_sirenko@ukr.net

Дніпровсько-Донецька западина (ДДЗ) розташована в межах пластово-ярусної денудаційної інтенсивно розчленованої рівнини на неогеновій та палеогеновій основі. Середні значення сумарних амплітуд неотектоничних рухів складають близько 170 м. У структурному плані регіон досліджень знаходиться в межах Центрального грабену Дніпровсько-Донецької западини та зоні зчленування Центрального грабену і Донецької складчастої споруди.

Згідно фізико-географічного районування, регіон дослідження розталований в межах лісостепової рослинної зони, південна та південно-східна частини регіону – в області зчленування лісостепової та степової зон. В орографічному відношенні територія відноситься до Придніпровської низовини.

Пліоценові відклади поширені переважно на водорозділах з абсолютними відмітками 115–165 м. Нижньопліоценові – 140–165 м, верхньопліоценові – 115–140 м., загальна потужність їх складає 20–30 м. Найбільш широко розвинуті субаеральні відклади пліоцену, представлені викопними грунтами, грунтовими відкладами та буроколірними глинами. Найбільш поширені верхньопліоценові відклади, які простежуються в численних відслоненнях. Нижньопліоценові відклади представлені фрагментарно, переважно на водорозділах і у розрізах згідно залягають на породах верхнього міоцену і перекриваються верхньопліоценовими. В межах регіону зчленування ДДЗ та Донецької складчастої споруди відклади нижнього пліоцену більш представницькі, порівняно до інших територій північної частини України.

Субаквальні відклади пліоцену простежені фрагментарно, переважно в кар’єрах. Представлені дрібнозернистими пісками з прошарками різнозернистих, інколи лінзами пісковиків на вапняному цементі. Потужність алювію складає 3–15 м.

При стратифікації неогенових відкладів використано Кореляційну стратиграфічну схему пліоценових відкладів України 1993 р. з урахуванням пропозицій, внесених та обгрунтованих автором.

Таким чином до нижнього пліоцену відносимо севастопольський педогоризонт, айдарський горизонт та ярківський педогоризонт. До верхнього пліоцену – кизил’ярський горизонт та богданівський педогоризонт. Севастопольський, ярківський та богданівський педогоризонти формувались під час теплих фаз кліматичних циклів, а айдарский та кизил’ярський горизонти глин – прохолодних фаз.

За палінологічними даними севастопольські, айдарські та ярківські відклади ДДЗ корелюються з морськими та лагунно-морськими кімерійськими породами південної частини України, кизил'ярські та богданівські – з куяльницькими породами.

Пліоценові відклади комплексно вивчені у чотирьох опорних розрізах: св. 86 (0,5 км на північ від північно-західної околиці с. Ефремівка Первомайського р-ну Харківської обл., абсолютна відмітка устя +208 м.); св.11 (північно-західна околиця с. Велика Ланна Красноградского району Харьковской области, межиріччя Великої та Малої Ланної, абсолютна відмітка устя +160 м.), відслоненні біля с. Охоче Харківської обл., відслоненні біля с. Кам'янка Ізюмського району Харківської обл. та численних додаткових відслоненнях і свердловинах.

Відклади зазначених розрізів вивчались палеопедологічним, геоморфологічним та палінологічним методами, а свердловини 11 – додатково палеомагнітним.

Нижній пліоцен

Викопні грунти севастопольського педогоризонту простежуються переважно у свердловинах, хоча біля м. Карлівка Полтавської області вивчені у відслоненнях. Відклади ярківського педогоризонту та айдарського горизонту простежуються як у свердловинах, так і у відслоненнях.

Севастопольський педогоризонт представлений двома-трьома викопними грунтами з прошарками сизувато-бурих, сизувато-жовтих глин, загальною потужністю 0,5–7.0м. Грунти раннього та пізнього оптимумів сеастопольського педогенезу переважно червоно-коричневі, коричнево-червоні, на понижених елементах рельєфу темноколірні, лугові, майже чорні, важкоглинистого складу. Грунти заключної стадії педогенезу менш яскраві за кольором, інколи нерівномірно забарвлені, з сизувато-оливковими плямами. Характерною особливістю севастопольських грунтів є горіхувато-призмовидна структура з блискучими гранями. Зазвичай грунти безкарбонатні, але в деяких розрізах простежується карбонатні горизонти в нижніх частинах профілю, особливо це характерно для темноколірних лугових грунтів.

Палінологічні дані свідчать про те, що грунти севастопольського педогоризонту формувались в дещо різних кліматичних умовах. Зокрема у ранньосевастопольський час (період формування грунту раннього оптимуму) існували вологі, але відносно прохолодні кліматичні умови. У складі рослинного покриву домінували широколисто-хвойні ліси за участю *Picea*, але основним едифікатором цих лісів був *Pinus*. Широколисті породи були представлені: *Quercus* cf. *petraea, Q.* cf. *pubescens, Q.* cf. *robur*, інколи *Fagus* sp., *Carpinus* cf. *betulus, Acer* cf. *platanoides*. По берегах водоймищ вірогідно траплялись поодинокі *Taxodium* sp.

У середньосевастопольський час (період формування грунтів пізнього оптимуму севастопольського педогенезу), порівняно з ранньосевастопольським часом, зменшилась вологість клімату та збільшилась теплозабезпеченість. Домінуючим став лісостеповий ландшафт. У структурі рослинного покриву значно збільшились площі, зайняті трав'янистою рослинністю. У складі

трав'янистих ценозів окрім Chenopodiaceae, Asteraceae і Poaceae значна роль належала Polygonaceae, Ranunculaceae, Fabaceae, Lamiaceae, Apiaceae, Rosaceae, Plantaginaceae, *Thalictrum* sp. У складі лісів збільшилась кількість широколистих порід помірно-теплої зони та зменшилась роль *Pinus*. Світлі соснові ліси росли переважно на північних схилах водорозділів, а для схилів південних експозицій були більш характерні листяні лісові угруповання, у складі яких окрім переважаючих *Quercus* (,*Q.* cf. *pubescens* Willd, *Q.* cf. *robur* L., *Quercus* sp.), брали участь *Tilia* cf. *platyphyllos* Scop., *T.* cf. *cordata* Mill., *Carpinus* cf. *betulus* L., *Fagus* sp., *Zelkova* sp., *J.* cf. *cinerea* L., *J.* cf. *regia* L., *Juglans* sp., підлісок складали *Corylus* spp. Присутність рослин помірної зони *Alnus* spp. і *Betula* spp. у складі средньосевастопольських лісів була невеликою.

Незначне похолоданння та зростання аридизації зафіксовано у пізньосевастопольський час (період формування грунту заключної стадії севастопольского педогенезу). У складі лісових угруповань зросла присутність листяних рослин помірної зони(*Alnus* cf. *glutinosa* (L) Gaertn., *A.* cf. *incana* (L) Willd., *Alnus* sp., *Betula* cf. *pubescens* Ehrh, *B.* cf. *pendula* Roth., *Betula* sp., *Salix* sp.) і зменшилась кількість термофільних та широколистих рослин.

Айдарський горизонт найбільш поширений в межах регіону дослідження серед нижньопліоценових відкладів, хоча в деяких розрізах редукований. Представлений строкатоколірними, нерівномірнозабарвленими глинами, переважно жовто-оливковивого кольору, сильно піщанистими з лінзами та прошарками піску та ембріональних буроколірних грунтів, з яскраво вираженим червоним відтінком. Середня потужність 0,2–2,5 м., але у деяких розрізах може досягати 10 м.

За палінологічними даними у айдарський час посилилася аридизація клімату, про що свідчить розширення у структурі рослинного покриву лободово-полинових степів (на початку етапу) та лугових асоціацій (наприкінці етапу). Палеогеографічні умови айдарського часу були неоднорідними Протягом цього етапу формувались ландшафти чотирьох типів. Напочатку етапу глиноутворення існували відносно прохолодні та посушливі умови. У структурі рослинного покриву домінували лободово-полинові степи. По річкових терасах росли соснові бори, а в долинних лісах зрідка траплялись *Quercus* cf. *robur* L. та поодинокі *Juglans* cf. *cinerea* L. У періоди короткострокових потеплінь, що приурочені до середини етапу (час формування малопотужних ембріональних грунтів) ландшафти змінювались від лісових до лісостепових. Під час формування нижнього грунтового прошарку регіон досліджень був вкритий дубово-сосновими лісами за участю поодиноких *Juglans* та *Corylus* у підліску. У складі лісів часу формування другого грунтового прошарку збільшилася роль широколистих рослин помірно-теплої зони (*Quercus*, *Tilia*) і термофильних порід (*Juglans* spp., *Morus* sp.), зменшилась кількість *Pinus*. Площі лісів скоротились і значна частина регіону була вкрита травянистими угрупованнями багатого таксономічного складу: Poaceae, Chenopodiaceae, Asteraceae, Cichoriaceae, Apiaceae, Ranunculsceae, Rosaceae, Brassicaceae, Plantaginaceae. У пізньоайдарський час (період формування глин)

фіксується похолодання. У структурі рослинного покриву переважали лугово-степові угруповання. Нечисленні деревні породи росли лише у долинних лісах.

Ярківський педогоризонт представлений педокомплексом з 2–3 грунтів, розділених малопотужними прошарками глин, на схилах − грунтовими відкладами. Грунти складені глиною, на водорозділах крупнопилуватою, на схилах − опіщаненою. На відміну від севастопольських грунтів, в ярківських відсутня чітко виражена структура, переважно комковато-глибисті окремості з матовими поверхнями. Грунти червоного та коричнево-червоного забарвлення, карбонатні, особливо верхній частині педокомплексу. Карбонати у вигляді борошнистих гнізд та пухких конкрецій. Загальна потужність педогоризонту 0,5–7,0 м.

У середньоярківський час значні площі регіону досліджень займали трав'янисті ценози, але роль різнотрав'я у їх складі була незначною. Лісові угруповання росли переважно по річкових терасах та долинах, домінували у їх складі *Pinus* spp. иа *Quercus* spp., у менших кількостях траплялись *Betula* spp., *Acer* cf. *platanoides* L., *Tilia* cf *cordata* Mill., *Fagus* sp. У долинних лісах траплявся *Juglans* cf. *cinerea* L. Підлісок складали *Corylus* sp. У трав'яному покриві лісів були присутні Polypodiaceae та *Lycopodium* sp.

Верхній пліоцен

Кизил'ярський горизонт представлений глинами сизувато-коричнювато-бурими та сизувато-сірими, неоднорідного кольору з охристо-червоними плямами, піщанистими з лінзами піску, карбонатними, з одним-двома мало-потужними прошарками червоноколірних ембріональних грунтів. У ряді розрізів малопотужні глини перероблені процесами грунтоутворення. На понижених елементах рельєфу глини заміщуються супісями та глинистими пісками. Загальна потужність 0,3–3,5 м. У ряді розрізів редукований, тому богданівський педокомплекс інколи залягає безпосередньо на ярківському, утворюючи коричнево-червоноколірну товщу, що помітно ускладнює диференціацію педогоризонтів за палеопедологічними даними.

За палінологічними даними фіксується значне похолодання та аридизація клімату у кизил'ярський час про що свідчить збіднення складу рослинних угруповань, порівняно з раннім пліоценом, як за рахунок листяних рослин помірно-теплої зони, так і термофільних елементів та теплолюбних сосен підроду *Haploxylon*. У складі березово-соснових лісових угруповань переважали *Pinus* spp. subg. *Diploxylon* Koehne. Інколи до складу лісів входили поодинокі *Quercus* cf. *robur* L._ у більш зволожених місцезнаходженнях – *Alnus* sp. та *Salix* sp. Домінантою трав'янистих ценозів були різноманітні Asteraceae.

Богданівський педогоризонт складається з трьох- п'яти викопних грунтів, глинистих, розділених малопотужними прошарками глин (0,3–0,4м), з крихкими карбонатними конкреціями, без чітко вираженої структури, зрідка дрібно глибистої та грудкуватої структури. Верхні грунти педокомплексу – червонувато- та темнокоричневого кольору, глинисті, щільні, з крупними карбонатними конкреціями. Нижні грунти – червоно-коричневі, інколи оглеєні з охристо-червоними плямами. На понижених елементах рельєфу представлені темноколірними гідроморфними грунтами, сильно піщаними, карбонатними.

Педокомплекс має найбільш значне поширення в межах території досліджень, повсюдно простежується не тільки в розрізах свердловин, але і відслонень завдяки чому є реперним для регіону. Загальна потужність 0,8–6,5 м.

Палінологічні дані свідчать про те, що протягом богданівського етапу палегеографічні умови не були однорідними. У першій половині етапу (час формування нижнього та другого знизу грунтів) існували відносно теплі та вологі умови, однак більш прохолодні, ніж у ранньому пліоцені, про що свідчить зростання сосен у складі лісів, а також зменшення ролі листяних рослин, особливо помірно-теплої зони. Основними складовими хвойних та мішаних лісів цього періоду були *Pinus spp.* sect *Eupitus* Spach., у невеликій кількості траплялись також теплолюбні види сосен підроду *Haploxylon* та темнохвойні породи: *Picea* sp. sect. *Eupicea, P. sp. sect. Omorica*. Листяні породи частіше за все були представлені *Alnus* spp., *Betula* spp., *Quercus* spp., *Tilia* spp., *Corulus* cf. *avellana* L., інколи – *Ulmus* cf *laevis* Pall., *Moraceae.* Переважно по річкових долинах росли *Carpinus* cf. *betulus* L. та *Juglans* spp. Наприкінці першої половини етапу розширилась участь трав'янистих угруповань у складі рослинного покриву – лугового різнотрав'я для території центральної частини регіону та складноцвітних в межах зчленування ДДЗ та Донецької складчастої споруди.

У другій половині етапу, під час формування верхніх грунтів педогоризонту, простежується похолодання та аридизація клімату, які знайшли відображення у складі рослинності. Зі складу лісових угруповань зникли практично всі сосни підроду *Haplohylon*, а термофільні елементи зрідка траплялись лише у складі долинних лісів. Помітно збіднів склад листяних угруповань, до їх складу входили нечисленні *Alnus* spp., *Betula spp., Ulmus cf laevis* Pall., *Quercus* cf. *robur* L. Наприкінці етапу панували лісостепові ландшафти. У складі лісів знову з'явились поодинокі термофільні елементи, але у значно меншій кількості, ніж на початку етапу.

Аналіз палінологічних та палеопедологічних даних свідчить про тісний взаємозв'язок змін грунтів, рослинності та клімату протягом пліоцену. Кожний етап розвитку природи починався фазою зволоження (час формування грунтів ранніх оптимумів педогенезу), інтенсивність якого знижувалась від раннього до пізнього пліоцену. Саме під час формування грунтів ранніх оптимумів педогенезу у складі рослинного покриву простежено найбільш високу частку деревних порід, а у їх складі – термофільних елементів та вологолюбних порід. Встановлено, що пік потепління переважно фіксується у середній частині кожного етапу розвитку природи. Під час формування грунтів пізніх оптимумів педогенезу у складі рослинного покриву зростала роль трав'янистих рослин, у тому числі – мезофільного різнотрав'я, а також теплолюбних широколистих порід та термофільних елементів. За результатами проведених досліджень встановлено, що у середньосевастопольський час (період формування грунтів пізнього оптимуму севастопольського педогенезу) фіксувався кліматичний оптимум пліоцену. Заключна частина етапів час формування грунтів заключних стадій педогенезу) характеризувалась похолоданням та аридизацією клімату про що свідчить зростання у складі рослинного покриву кількості листяних

рослин помірної зони та зменшення ролі, а інколи, і повне зникнення термофільних елементів зі складу лісових угруповань.

Палінологічні дані свідчать про те, що рослинність етапів формування міжгрунтових глинистих горизонтів, не була однорідною. У її розвитку простежується декілька фаз. На початку та наприкінці етапів, в періоди формування безпосередньо глин широкого розвитку набула лугова та лугово-степова рослинність, а під час короткострокових потеплінь у середині етапу (час формування малопотужних ембріональних грунтів) переважав лісо-степовий тип рослинності. Важливо, що за кількістю та таксономічним різноманіттям широколистих порід та термофільних елементів зазначені лісові угруповання поступались лісам етапів формування викопних грунтів.

ОНОВЛЕНА СТРАТИГРАФІЧНА СХЕМА НЕОПРОТЕРОЗОЮ ВОЛИНО-ПОДІЛЛЯ

В. Мельничук, Г. Мельничук

Національний університет водного господарства та природокористування, вул. Соборна 11, м. Рівне, Україна, 33028.
v.g.melnychuk@nuwm.edu.ua, h.v. melnychuk@nuwm.edu.ua

Неопротерозойська ератема на Волині і Поділля (рис. 1) представлена одними з найповніших в Європі і Світі розрізами вулканогенно-осадових утворень загальною потужністю до 1500 м. Вона є попередницею фанерозойської еонотеми, яка характеризується в даних регіонах успадкованими рисами геологічного розвитку палеозойського Балтійсько-Дністровського перикратонного прогину, тому її дослідження є актуальними також і для геології фанерозою.

У вивченості, районуванні, стратифікації і кореляції стратонів неопротерозойської ератеми Волино-Поділля за останні десятиліття сталися суттєві зміни. Обґрунтовані нові регіональні стратони, що виділені замість лапландського, редкінського і котлінського. Зокрема нижній відділ вендської системи було поділено (рішення прийняте бюро НСКУ 2011 р.) на горинський і волинський, а верхній – на новодністровський та ушицький регіональні горизонти. Переглянуто поділ ареалів їхнього поширення на структурно-фаціальні зони (СФЗ). Обґрунтовано нові підходи до розчленування волинської серії нижнього венду і могилів-подільської та канилівської серій верхнього венду на Волині з виділенням низки нових місцевих літо-стратиграфічних одиниць рангу світ, верств і пачок. Одержані важливі матеріали по викопних рештках з нових місцезнаходжень вендо-едіакарської фауни на Волині і Подільському Придністров'ї. Показано, що розріз нижнього і верхнього венду України є гіпостратотипом вендської системи. Отримано нові датування віку порід поліської і волинської серій уран свинцевим і рубідій стронцієвим методами.

Оновлена стратиграфічна схема неопротерозою Волино-Поділля у спрощеному варіанті, без суміжних регіонів і структурно-фаціальної зональності, зображена на рисунку 2. Для подальшого її вдосконалення необхідне радіогеохронологічне обґрунтування границь венду з рифеєм і кембрієм, а також крупних внутрірифейських та внутрівендських рубежів на основі використання сучасних методів.

Географічні регіони Волинь і Поділля в геологічному сенсі розташовані у південно-західній частині Східноєвропейської платформи (рис. 1). На дофанерозойському зрізі Волино-Подільської плити між архейсько-протерозойськими кристалічними фундаментами Балтії і Сарматії тут в рифеї розвивались Волино-Оршанський авлаконенний прогин, у ранньому венді – периконтинентальна трапова провінція, а в пізньому венді був закладений Балтійсько-Дністровський перикратонний прогин. Дані палеострутктури наразі зрізані вздовж південно-західного краю платформи зоною Тейссейре-Торнквіста, а в неопротерозої, вірогідно, були пов’язані з формуванням палеокеану Япетус.

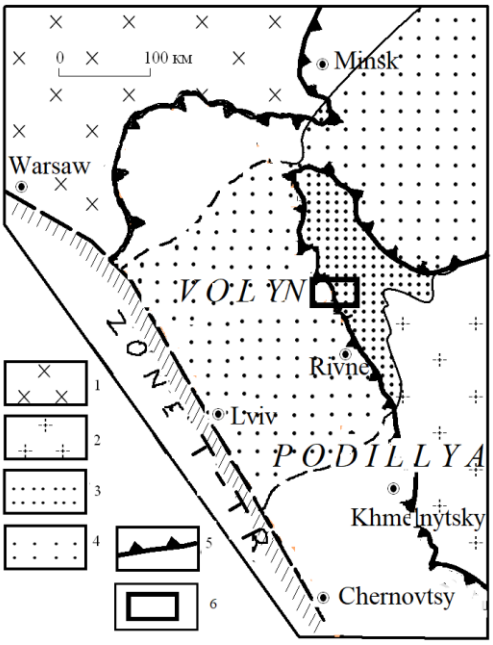

Рис. 2. Схема поширення неопротерозойських серій Волині і Поділля в південно-західній частині Східноєвропейської платформи (дофанерозойський зріз). 1–2 – архейсько-нижньопротерозойський кристалічний фундамент (1 – Фенноскандійский, *2* – Сарматський мегаблоки), 3–*4* – поліська серія середнього-верхнього рифею у Волино-Оршанському авлакогені та його контур (3 – на домезозойскій, 4 – на донижньовендській поверхнях); 5 – контур поширення серій венду; 6 – ділянка авторських радіогеохронологічних досліджень стратонів неопротерозою

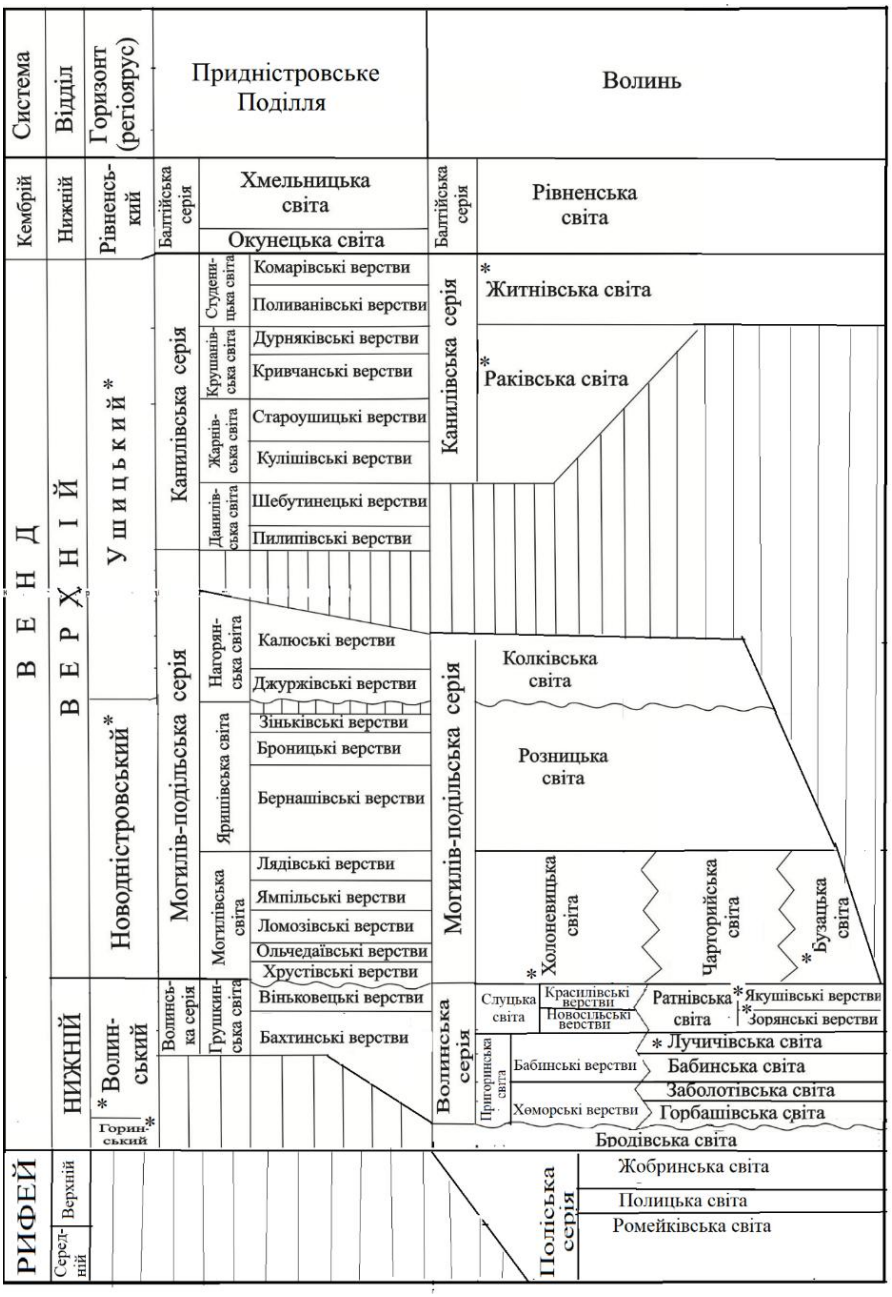

Рис. 2. Стратиграфічна схема неопротерозою Волино-Поділля (побудованана на основі оновлених стратиграфічних схем рифею, нижнього венду та верхнього венду України).

***** - Нововведені стратони

Рифей

Основним стратоном ***рифею*** в досліджуваному регіоні є поліська серія. Вона залягає на слабо дезінтегрованих, іноді затронутих хімічним вивітрюванням кристалічних породах фундаменту, які перекриваються нижньовендськими утвореннями – бродівською світою і волинською серією. Відклади поліської серії представлені пісковиками (96,8%), аргілітами (1,7%), алевролітами (1,5%). На різних рівнях розрізу серія інтрудована силами габро-долеритів ймовірно, раньовендського віку, які, можливо, комагматичні з трапами раннього венду.

Потужність відкладів поліської серії коливається від перших і десятків метрів в бортових і крайових зонах палеопрогину на Поділля і до 800–900 м в його найбільш зануреній центральній частині на Волині. Ізотопний вік порід серії, за даними калій-аргонового методу, коливається від 1055 до 700 млн. років, U-Pb вік за даними роботи становлять 1018±21 млн. років. У відкладах поліської серії виявлені акритархи.

Розріз поліської серії поділяється на ромейківську, полицьку і жобринську світи, які в стратотипових розрізіх мають наступні характеристики. В підошві ***ромейківської світи*** залягають кори вивітрювання кристалічних порід, щочергуються з аргілітами із тріщинами усихання. Вище знаходиться потужний (207 м) розріз типових червоно-цегляного кольору аркозових пісковиків часто алевритових, іноді з прошарками косошаруватих алевролітів.

Полицька світа в основі містить пачку (до 18 м) шоколадно-бурих слюдистих аргілітів з пошарками пісковиків і алевролітів. Середню частину світи складають шоколадно-бурі олігоміктові пісковики (близько 42 м). Верхня частина світи (12,3 м) представлена строкатим чергуванням пісковиків і аргілітів.

Жобринська світа дільться на підсвіти. Нижня підсвіта потужністю 105,5 м складена пачками еленувато-сірих аргілітів та рожево-цегляних олігоміктових пісковиків. Середня підсвіта потужністю 68,0 м представлена перешаруванням аргілітів з алевритовими пісковиками, які поступово переходять в масивні олігоміктові пісковики. Потужність верхньої підсвіти становить усього 47,4 м. Складена вітло-сірими погано відсортованими пісковиками, які характеризуються високим вмістом мікрокліну (до 30%).

Наявність пачок червоноколірних аргілітів в основі кожної із цих світ надає розрізу поліської серії ритмічної будови. Відклади полицької світи містять комплекс рифейських мікрофітофосилій, представлений акритархами Leiosphaeridiacrassa (Naum.), L.holtedahlii (Tim.), Latava (Naum.), L. Jacutica (Tim.), Satka undosa (Jank.), Arctacellularia ellipsoidea (Herm.),S tictosphaeridium sinapticuliferum (Tim.), Spumosina rubiginosa (Andr.), Eomycetopsis sp., Symplassosphaeridium sp., Synsphaeridium sp., оболонками Leiosphaeridia на органічній плівці, нитчастими водоростями Leiotrichoides sp., гроновидними колоніями типу Мухососсоides .

Вендська система

Вендська система (542-600 млн. р) за Стратиграфічним кодексом України (2012) в сучасній МСШ (2009) відповідає «едіакарію» (віковий інтервал 635–542 млн. років) і поділяється на нижній та верхній відділи.

Нижній венд

Нижній відділ вендської системи в регіоні представлений бродівською світою, яка належить до горинського горизонту, і волинською серією в стратиграфічному об’ємі волинського і новодністровського горизонтів, що охарактеризовані малочисленими керівними формами акритарх, і нитчастих водоростей. Нижня границя венду в межах України прийнята в підошві тилітоносних утворень (бродівська світа), які корелюються з тилітами лапландського (варангерського) зледеніння, або в підошві кластогенно-теригенної горбашівської світи, що складена продуктами ймовірного перемиву льодовикових утворень. Аналіз сучасних ізотопних даних дозволив російським дослідникам оцінювати час початку лапландського зледеніння в 600±10 млн. р.

Розріз нижнього венду на Волині розпочинається бродівською світою, яка зіставлена з покривно-льодовиковими утвореннями вільчанської серії Білорусі. Вона із стратиграфічним неузгодженням залягає на різною мірою

розмитій поверхні поліської серії і перекривається з розмивом грубозернистими відкладами горбашівської світи нижнього венду. У північній ділянці свого поширення бродівська світа представлена переважно слюдистими алевролітами та аргілітами з окремими псамітовими і псефітовими уламками і значно менше – пісковиками загальною потужністю до 30 м. У північній ділянці бродівська світа представлена червоноколірними пісковиками та аргілітами з гравійними уламками порід кристалічного фундаменту, конгломерато-бречіями, шо трактуються як тіліти. Максимальна потужність світи тут 61, 5 м.

Волинська серія нижнього венду має серед неопротерзойських утворень регіону найбільше розповсюдження. На Волині вона представлена потужним (до 700 м) розрізом трапів, а на Поділлі туфогенними і теригенними відкладами з локальними покривами базальтів. *Радіологічний вік порід* волинської серії, визначений калій-аргоновим методом коливається в широких межах. Найбільш поширеними значеннями віку є 560–540 млн років. Радіологічний вік виверженних порід волинської серії уточнено визначеннями за ізотопними співвідношеннями: U-Pb в цирконах (SHRIMP) з туфів верхнього горизону славатицької серії – (551±4) млн років; Rb-Sr по валових пробах базальтів лучичівської світи – (552±59) млн років; з базальтів якушівських верств – (549±29) млн років.

В будові волинської серії на Волині виділяються (знизу догори): горбашівська, заболотівська, бабинська, лучичівська і ратненська світи, розрізи яких містять мафічні ефузиви і характеризується мінливістю складу і потужностей, що зумовлює латеральну структурно-фаціальну зональність. В структурно-фаціальних зонах, які займають перехідне положення між розрізами Волині і Поділля, горбашівській і заболотівськвій світам відповідають безефузивні хоморські верстви, а бабинській і лучичівській світам – бабинські верстви пригоринської світи (рис. 2). Ефузивна ратнівська світа Волині кореллюється зі вулканоміктовою слуцькою світою.

Горбашівська світа має повсюдне поширення. Представлена різнозернистими погано сортованими аркозовими пісками, слабо зцементованими пісковиками, гравелітами з прошарками алевролітів з галькою, гравієм та напівобкатаними уламками кварцу, гранітів, кварцитів − континентальними делювіально-пролювіально-алювіальними відкладами. Локально в розрізі світи зустрічаються туфопісковики і пікрити. Потужність світи коливається від 0,4 м до 65,6 м. В пісковиках світи виявлені мікрофосилії *Leiosphaeridia crassa* (Naumova) Jankauskas, *L. obsuleta* (Naumova) Jankauskas. Горбашівська світа слугує найпродуктивнішим в регіоні напірним водоносним горизонтом.

Заболотівська світа поширена у північно західній частині регіону. В басейні р. Західний Буг в будові світи приймають участь від п’яти до семи зональних покривів апоолівінових базальтів, розмежованих пачками вулканокластичних утворень сумарною потужністю до 230 м. У верхів’ях р. Прип’ять заболотівська світа репрезентована лише двома покривами апоолівінових базальтів, поділених шаром туфів потужністю до 5 м. Нижній покрив має потужність до 62 м верхній – до 40 м. В обох покривах поширенне мідне зруденіння вкрапленного типу. У нижньому покриві мідні

руди репрезентовані в основному халькозином, у верхньому – переважно самородною міддю. Вміст міді в них рідко перевищує 1% на інт. 1 м, але в поодиноких випадках сягає 4,5%.

Бабинська світа має повсюдне поширення і складена різноуламковими, переважно псамітовими літовітрокластичними шаруватими базальтовими туфами бурого кольору. У Прип'ятському валі серед них у середній частині розрізу частині розрізу залягають один-два покриви толеїтових базальтів, підстелених пачками зелених і буро-зелених псамітових та алевритових туфів. В базальтах і зелених туфах поширене самородномідне зруденіння промислових концентрацій. В основі світи залягає пачка до 20 м водотривних туфогенних аргілітів та алевролітів. Потужність бабинської світи змінюється від 80 м на сході до 230 м на північному заході регіону.

Лучичівська світа поширена по всьому регіону, окрім басейну р. Західний Буг, де зазнала доверхньовендського розмиву. Складена кількома (до п'яти) покривами базальтів олівін-толеїтової групи, розшарованих пачками лавокластичних брекчій, іноді з прошарками різноуламкових пірокластичних порід. В основі світи місцями залягають різноуламкові тефроїди з прошарками вулканоміктових гравійних конгломератів. Нашарування світи стратиграфічно узгоджено підстелені відкладами бабинської світи і перекриті, місцями з розмивом зорянськими верствами нижнього венду. Їхня потужність в регіоні коливається від 0 до 117 м. Світа щодо вкрапленного самородномідного зруденніння найпродуктивніша серед всіх неопротерозойських стратонів регіону.

Пригоринська світа поширена у верхів'ях р. Горинь. Поділяється на хоморські (унизу) і бабинські верстви. *Хоморські верстви* – пісковики, гравеліти, брекчії і брекчієподібні породи переважно буроколірні, іноді з прошарками аргілітів потужністю 25 м. *Бабинські верстви* складені базальтовими туфами зеленувато-сірими та бурими, псамітовими та алевритовими, а також туфоаргілітами і туфопісковиками загальною потужністю до 100–150 м.

Ратнівська світа поширена у верхів'ях річок Прип'ять і Зах. Буг, пониззях р. Стир та їхніх приток на площі близько 25 тис. км^2. За положенням у розрізі та особливостями речовинного складу порід ратнівська світа корелюється з та грушкинською світою Поділля слуцькою зсвітою ахідного схилу УЩ. Поділяється знизу вверх по розрізу на зорянські та якушівські верстви.

Зорянські верстви представлені нашаруваннями різноманітних вулканоміктових і туфогенних порід: червоноколірних алевролітів, аргілітів (бентонітових глин), тютюново-зелених пісковиків та різноколірних конгломератів. В останніх трапляються гальки трахітоїдів, гранітоїдів та ефузивів кислого складу монтморилонітових кір вивітрювання та ін. Потужність зорянських верств змінюється від 0,6 м до 63 м. Серед вулканоміктових алевролітів і пісковиків виявлені обривки нитчастих вендських водоростей і *Leiosphaeridia* sp., *Spumosina rubiginosa* (Andreeva) *Jankauskas et Medvedeva*.

Якушівські верстви представлені витриманими по простяганню покривами (до семи) титанистих базальтів з шлейфами лавокластичних брекчій. Місцями між ними залягають агломератові, іноді лапілієві та псефітові туфи базальтів, а у верхній частині розрізу трапляються малопотужні вулканоміктові конгломерати з гальками базальтів. Потужність якушівських верств у регіоні сягає 135 м. В базальтах поширена вкраплена мінералізація самородної міді, місцями у промислових концентраціях.

Слуцька світа поширена у верхів'ях р. Случ. Поділяється на новосільські і красилівські верстви.

Новосільські верстви з розмивом залягають на бабинських верствах прогоринської світи. Складені аргілітами червоно-коричневими неясно шаруватими, збагаченими в основі піщано-гравійним матеріалом. Серед аргілітів містяться по декілька прошарків бентонітоподібних глин. Потужність новосільських верств сягає 21 м.

Красилівські верстви представлена аргілітами сірими, темно- і зелено-сірими, з прошарками пісковиків та гравелітів загальною потужністю до 34 м.

Розріз нижнього венду (**волинська серія) на Поділлі** репрезентованина в Придністов'ї ***грушкинською світою,*** яка має суцільне площове поширення, виповнюючи ерозійні заглиблення в довендському рельєфі кристалічного фундаменту. Світа має двочленну будову: нижні верстви – ***бахтинські*** – представлені грубоуламковими, переважно червоноколірними породами (пісковики, гравеліти, брекчії), верхні – ***віньковецькі*** – аргілітами і алевролітами сірого або бурого забарвлення, часто з тонкими прошарками (1–3 см) бентонітових глин. На південному сході району (у тому числі на прилеглих територіях Молдови) у складі віньковецьких верств присутній один, а на заході – один-два покриви титанистих базальтів сумарною потужністю 50 м і більше.

Верхній венд

Верхній відділ вендської системи в регіоні представлений могилів-подільською і канилівської серіями, що репрезентують новодністровський та ушицький горизонти, які в палеонтологічному відношенні охарактеризовані керівними формами фауни, акритарх, водоростей, біогліфами, В розрізах верхнього венду проявлена структурно-фаціальна зональність (СФЗ), яка характеризує латеральні фаціальні ряди початкових стадій розвитку Дністровського перикратонного прогину.

Могилів-подільська серія Волині відповідає новодністровському регіональному горизонту і представлена у Верхньоприп'ятській СФЗ бузацькою і розницькою, в Стирській СФЗ – чарторийською, розницькою і колківською, в Горинській СФЗ – холоневицькою, розницькою і колківською світами. Границя могилів-подільської серії з волинською різка, з базальним конгломератом у підошві, слідами вивітрювання на поверхні базальтів.

Бузацька світа представлена буроколірними теригенними породами: вулканоміктовими пісковиками, гравелітами, конгломератами, алевролітами, аргілітами, рідше олігоміктовими пісковиками з домішками попільного матеріалу.

Потужність бузацької світи у внутрішній частині Верхньоприп'ятської СФЗ сягає 115,9 м і зменшується на південний захід до 1,3 м поблизу границі з Устилуг-Чернівецькою СФЗ, де світа виклинюється.

Чарторийська світа включає нижню і верхню підсвіту. Нижня з них складена перешаруванням вулканоміктових алевролітів, аргілітів, пісковиків, рідше гравелітів і конгломератів потужністю до 39,5 м,. верхня підсвіта складена перешаруванням темно-сірих слюдистих аргілітів, сірих, світло-сірих алевролітів і рожево-сірих, сірих різнозернистих пісковиків потужністю до 47 м. У відкладах світи була виділена велика кількість мікробіоти, яка засвідчує пізньовендський вік утворень Час початку формування верхньої підсвіти, згідно з визначеннями мікрофітофосилій, приблизно збігається з часом формування лядівських і ямпільських верств Поділля.

Холоневицька світа представлена тонким перешаруванням темно-сірих слюдистих аргілітів, сірих алевролітів і різнозернистих пісковиків потужністю до 60 м. Характерною літологічною особливістю цих порід є підвищений вміст органічного вуглецю та сірки. В них також встановлені. Промислові концентрації міді срібла та золота.

Розницька світа в Стирській СФЗ характеризується чергуванням конгломератів, гравелітів, пісковиків та алевролітів бурувато-вишневого забарвлення, а в Горинській СФЗ відсутністю базальної пачки та зміною грубого матеріалу більш тонким і переважанням сіроколірних прошарків над вишневоколірними. Потужність світи коливається від 28,0 м в до 43,0 м. У відкладах розницької світ визначені мікрофітофосилії, за якими дана світа відповідає яришівській світі опорного розрізу Поділля.

Колківська світа двочленна. Нижня її підсвіта представлена рожево- та світло-сірими польовошпат-кварцовими різнозернистими пісковиками, часто з гравієм і галькою в підошві, або перешаруванням аргілітів, алевролітів і пісковиків потужністю 14,0–36,0 м. Верхню підсвіту складають строкатоколрні алевро-глинисті породи з рідкісними прошарками, гніздами та лінзами сизувато-бурих пісковиків потужністю 16–34 м. У відкладах світи визначені мікрофітофосилії, за якими вона зіставляється з калюськими верствами Поділля. В Погоринні в колківських аргілітах (хотинських глинах) зустрічаються фосфоритові конкреції.

Могилів–подільська серія Подільського виступу відповідає ново-дністровському горизонту і включає могилівську, яришівську і нагорянську світи.

Могилівська світа складається з 4 верств. *Хрустівські верстви: а*ргіліти вулканоміктові темно-бурі, червоні, глинисті породи перевідкладеної кори вивітрювання (4м). *Ольчедаївські верстви:* пісковики, гравеліти, конгломерат (30–40 м) *Ломозівські верстви:а*ргіліти, алевроліти, пісковики (10–20 м*)з Dickinsonia costata Sprigg, Cyclomedusa davidi Sprigg, Planomedusites grandis Sok., Nemiana simplex Pal., Asterichnus Band., Neonereites Seil., Obruchevela valdaica (Schep.)* та ін. *Ямпільські верстви: п*ісковики, рідко гравеліти (до 30 м) з *Nemiana simplex Pal., Stelloglyphus sp. та ін. Лядівські верстви:* аргіліти, алевроліти бурі та сірі (до 30м і з *Octoedrixium Tim. та ін.*.

Яришіська світа складається з 3 верств. *Бернашівські верстви: п*ісковики, гравеліти з пачкою аргілітів сірих та бурих часто з глауконітом (до 20 м) з *Tirasiana disciformis Pal., T. coniformis Pal., Cyclomedusa plana Gl. et Wade, Chuaria circularis Walc Eoholinia fruticulosa A. Istch* та ін. *Броницькі верстви:* аргіліти туфогенні, туфи пелітові червоні, червоно-коричневі (до 20 м) з *Bronicella podolica Zaika-Nov., Charniodiscus planus Sok., Planomedusites grandis Sok. Зиньківські верстви:а*левроліти, аргіліти в покровлі прошарки пісковиків (25–30 м) з *Octoedrixium Tim., Leiosphaeridia holtedahlii (Tim.), Ostiana microcystis Herm. та ін.*.

Нагорнянська світа складається з 2 верств. *Джуржівські верстви:* пісковики, гравеліти, рідко алевроліти (до 15 м); містять *Vendotaenia antiqua Gnil., Nemiana simplex Pal., Bergaueria sp., Leiotrichoides gracilis Pjat*. та ін. *Калюські верстви*: аргіліти сірі тонковерствуваті (до 40 м) з фосфоритами з *Vendotaenia antiqua Gnil., Leiosphaeridia atava (Naum.), L. obsuleta (Naum.), L. laminarita (Tim.*).

Канилівська серія Волині відноситься до ушицького регіонального горизонту і завершує розріз теригенних відкладів верхнього венду в регіоні. До неї належать раківська і житнівська світи.

Раківська світа повсюди залягає на могилів-подільській серії верхнього венду трансгресивно, з чіткою стратиграфічною незгідністю і переривом, який фіксується на багатьох ділянках корою вивітрювання. Представлена світло-сірими аркозовими пісковиками, рідше алевролітами, різнозернистими, на глинистому цементі. Потужності раківської світи коливаються від 12 м до 35 м. У її розрізі виявлені мікрофосилії, за якими раківська світа світа корелюється з жарнівською і крушанівською світими Поділля.

Житнівська світа у Верхньоприп'ятській СФЗ складена в основному перешаруванням зеленувато-сірих алевролітів і світло-сірих аркозових пісковиків, а у Стирської СФЗ в розрізі світи переважають алевроліти. Максимальна потужність житнівської світи сягає 135 м. У породах світи виявлено комплекси мікрофосилій, за якими вона співставляється зі студенецькою світою Придністровського Поділля.

Канилівська серія у Придністровському Поділлі вивчена і стратифікована повніше ніж на Волині, належить до ушицького регіонального горизонту верхнього венду. В її складі виділяються (знизу догори) данилівська, жарнівська, крушанівська і студенецька світи.

Данилівська світа залягає на могилів-подільській серії із стратиграфічною перервою і представлена 2 верствами. *Пилипівські верстви:* алевроліти, пісковики, аргіліти сірі, зеленувато-сірі (19–31м) з *Vendotaenia antiqua Gnil., Kanilovia insolita A. Istch., Leiosphaeridia tenuissima Eis*. *Шебутинецькі верстви:* аргіліти, алевроліти, пісковики строкатоколірні (5–15 м) з *Vendotaenia antiqua Gnil., Cochleatina canilovica (Ass)*.

Жарнівська світа має в смоєму складі 2 верстви. *Кулешівські верстви:* алевроліти, пісковики, рідко аргіліти сірі, зеленувато-сірі (8–23 м) *з Vendotaenia antiqua Gnil., Kanilovia insolita A. Istch., Paliella sp., Harlaniella podolica Sok*. *Староушицькі верстви:* аргіліти, алевроліти, пісковики мілкозернисті,

строкатоколірні (7–15м) з *Vendotaenia antiqua Gnil., Kanilovia insolita A. Istch., Stictosphaeridium sinapticuliferum Tim.*

Крушанівська світа двочлена. *Кривчанські верстви*: алевроліти, пісковики зелені, зеленувато-сірі, рідко аргіліти (до 45м) з *Vendotaenia antiqua Gnil., Cochleatina rara (Pask.)*. Дурняківські верстви: алевроліти та аргіліти строкатоколірні з прошарками пісковиків (13–23 м).

Студенецька світа розчленована на 2 верстви. *Поливанівські верстви:* аргіліти та алевроліти з прошарками пісковиків (до 40м) з *Vendotaenia antiqua Gnil., Circulichnis montanus Vial., Leiosphaeridia crassa (Naum.)*. *Хомарівські верстви:* аргіліти з прошарками пісковиків (36–60м) з *Tyrasotaenia podolica Gnil., Vendotaenia antiqua Gnil., Harlaniella podolica Sok.*.

НАУКОВЕ ОБҐРУНТУВАННЯ ПРОГНОЗУ ПРОМИСЛОВИХ РОДОВИЩ СУКЦИНІТУ НА ОСНОВІ ВИВЧЕННЯ ПАРАГЕНЕЗИСУ З ГЛАУКОНІТОМ

О. Ремезова, У. Науменко., В. Мацуй, О. Науменко

Інститут геологічних наук НАН України
вул. Олеся Гончара, 55-б, Київ 03061, Україна
elena.titania2305@gmail.com,
uznaum@gmail.com, v_matsui@ukr.net, od.naum1961@gmail.com

Використовуючи комплексний підхід до моделювання розсипних родовищ та дані попередніх досліджень з геології та палеогеографії викопних смол України автори роблять висновок, що продуктивні горизонти бурштину-сукциніту, які становлять інтерес для освоєння, представлені прибережно-морськими, лиманно-дельтовими мілководними осадами і частково відкладами похованих палеодолин нижньоолігоценового віку межигірського басейну. Вміст корисного компоненту в цих осадах порівняно невеликий і коливається від 1–5 до кількохсот г/м^3. Такий малий вміст з урахуванням неглибокого залягання від денної поверхні створюють колосальні проблеми для держави, пов'язані з несанкціонованим видобутком, змінами природи і ландшафту українського Полісся. Разом з тим на Самбійському півострові Балтійсько-Дніпровської бурштиноносної провінції, частиною якої є Україна, розташовано найбільше у світі Приморське (стара назва Пальмникенське) родовище бурштину-сукциніту, що приурочене до віддаленої глибоководної частини палеошельфу пізньоеоценового моря. Розглянуті розсипи сукциніту формувались у близьких умовах середовища єдиної Балтійсько-Дніпровської провінції бурштину-сукциніту й характеризуються відносно близьким літолого-фаціальним складом і вмістом цінного компонента розсипу. В Україні подібного типу промислові родовища бурштину-сукциніту поки що не виявлені, адже цілеспрямованих досліджень генезису бурштину геолого-пошуковими партіями не проводили. Сучасні наукові дослідження бурштину в Інституті геологічних наук НАН України спрямовані на деталізацію механізму утворення

мінеральних видів викопних смол узагалі та бурштину-сукциніту зокрема на різних стадіях формування, часу даного формування, вивчення палеогеографічних і палеоландшафтних ситуацій, прогнозу нових промислових родовищ. Однак, базуючись на комплексі геологічних даних дослідження самбійських відкладів з урахуванням проведених в Україні досліджень, автори прогнозують доцільність пошуків промислових розсипів бурштину в глибоководній частині палеошельфу на території Дніпровсько-Донецької та Причорноморської западин. Основою прогнозування є те, що верхньоеценова обухівська світа північної частини України і пруська світа країн Балтики, що містить основний продуктивний шар – «блакитну землю» з вмістом глауконіту, – одновікові.

Підставою для прогнозу в Україні подібного типу родовищ бурштину-сукциніту є багаторічні дослідження авторів літолого-фаціального складу та генезису розглянутих розсипів на території Балтійсько-Дніпровської бурштиноносної провінції. Особливу увагу приділяли великим скупченням бурштину-сукциніту у відносно глибоководних фосфоритовмісних породах, збагачених глауконітом, а це основний продуктивний шар країн Балтики («блакитної землі»). Детальне вивчення речового складу і аутигенного мінералоутворення продуктивного шару блакитної землі родовища у с. Янтарний Калінінградської області РФ (до 80 % світових запасів) дало змогу переконливо довести накопичення цього шару в віддалених частинах палеошельфу пізнього еоценового моря за межами зони дії хвилювання. Особлива геохімічна обстановка, а саме насиченість мулових вод калієм і киснем сприяли зміні фізичних властивостей смоли, утворенню різноманітних оксизв’язків, сукцинітової кислоти у вільному вигляді та її ефірів, що сприяло фосилізації сукциніту, вимитого з корінних першоджерел.

Глауконіт і кварц є найхарактернішими мінералами прибережно-морських розсипів бурштину-сукциніту (БС) шельфової зони Українського Полісся в еоцен-олігоцені. Дані багаторічних досліджень авторів бурштиноносності України свідчать про те, що кварц-глауконітові піски незмінно складають розсипи перших проміжних колекторів київської, обухівської та межигірської світ, які накопичувались у прибережному мілководді та віддалених частинах морського палеошельфу. Причому небагаті родовища та бурштинопрояви (в середньому 26 г/м^3) супроводжуються невисоким процентом глауконіт-кварцових пісків, а найбільші у світі промислові родовища БС залягають у продуктивному шарі «блакитної землі», густо насиченої глауконітом.

Продуктивний шар – «блакитна земля» отримав свою назву завдяки блакитно-сірому відтінку породи, через вміст глауконіту в ній. При вивченні бурштиновмісних покладів виявлено, що у горизонті максимальної бурштиноносності переважають дрібнозернистий пісок (35–43 %) і глина (30–35 %), алеврит (18–28 %), крупно- та середньозернистий пісок (4–6 %). Цементом слугують глинисті мінерали. У основі шару містяться численні конкреції фосфоритів до 6 см, зуби акул і біогліфи. Поряд із дуже поганим сортуванням осаду, в ньому відсутня шаруватість. Склад відкладів «блакитної землі» та її текстурні особливості свідчать про те, що осад, безсумнівно, не

піддавався хвильовому сортуванню. У мінералогічному складі легкої фракції домінують кварц (57 %) і глауконіт (30 %). Найбільш насичена зубами акул підошва «блакитної землі» містить і найбільшу кількість фосфоритових стяжінь, утворених при уповільненому осадонакопиченні.

Польські геологи ще у 60-ті роки XX ст. відзначили й описали ідентичні за літологією «блакитної землі» відклади у Східній Польщі поблизу м. Любліна. Тепер на цьому родовищі відбувається промисловий видобуток бурштину з глауконітом. Нові пробурені свердловини підтвердили подальшу перспективність бурштинових ресурсів у Люблінському регіоні. Характерною особливістю еоценової бурштиноносної асоціації є вміст глауконіту. Нагромадження бурштинових відкладень відбувалося в середньому та пізньому еоцені. Верхньоеоценові формації у цьому районі трапляються ізольованими ділянками. Скупчення бурштину є у морських відкладах, що пов'язані з регресивними фаціями, зазвичай у западинах крейдового фундаменту.

В Україні, на жаль, пошуково-оціночні та прогнозні роботи на пошуки розглянутих промислових типів розсипів ніколи не проводили, і всі зусилля геологічної служби були спрямовані на вивчення прибережно-морських лагуно-дельтових еоцен-олігоценових небагатих за вмістом розсипів бурштину-сукциніту на північно-західних схилах Українського щита. Ці розсипи, як відзначалося раніше, формувалися в неспокійному водному середовищі прибережного мілководдя, яке не сприяло численному глауконітоутворенню і формуванню великих скупчень бурштину-сукциніту в розсипах з добре вираженою шаруватістю.

Зважаючи на проведені дослідження, автори вважають за потрібне провести детальний аналіз опису розрізів бурових свердловин, які розкрили обухівські бурштиномісні породи, насичені глауконітом. У той час при проведенні геолого-оціночних робіт ці горизонти на бурштин не опробувались.

ВИСНОВКИ

Глауконіт парагенетично пов'язаний із покладами бурштину та фосфоритів, що значно розширює пошуково-оціночні критерії та прогноз останніх. Так, великі родовища бурштину-сукциніту, які перевищують 1 кг/м^3, приурочені виключно до насиченої глауконітом «блакитної землі».

Комплексне вивчення палеотектонічних режимів, динаміки осадко-накопичення, відтворення характерних рис палеорельєфу, фаціальних умов, а також історико-генетичні уявлення про умови формування розрізу кайнозою, зон розповсюдження і типів пасток накопичення бурштину дало авторам змогу обґрунтувати можливість виявлення в Україні великих покладів бурштину-сукциніту в глибоководних частинах палеошельфу пізньоеоценових морів. Найважливішим і визначальним аргументом на користь перспективності віддалених від корінних джерел розсипів бурштину-сукциніту є широкий розвиток в області акумуляції інтенсивних процесів утворення глауконіту і фосфоритовмісних відкладів, що свідчить на користь теорії накопичення та дозрівання смоляних виділень.

ПОГРАНИЧНІ ВІДКЛАДИ КРЕЙДИ І ПАЛЕОГЕН В УКРАЇНСЬКИХ ЗОВНІШНІХ КАРПАТАХ

С. Гнилко С.[1], О. Гнилко[1], Р. Марченко[1]

[1]*Інститут геології і геохімії горючих копалин НАНУ вул. Наукова, 3а, 79035 Львів, Україна* ohnilko@yahoo.com

Границя крейдової та палеогенової систем відповідає події екологічного стресу і глобального вимирання біоти на межі маастрихту і данію (66 млн. р.). Зокрема, в морських середовищах було знищено більш ніж 95 % планктонних організмів. На межі маастрихту й данію відмічено повне зникнення планктонних форамініфер родин *Globotruncanidae* і *Globotruncanilledae*, які панували у пізній крейді. Відомі лише деякі дрібні форми з родів *Hedbergella, Guembelitrita, Heterohelix,* які вижили під час екологічного стресу і дали початок розвитку кайнозойських планктонних форамініфер. У відкладах Польських Зовнішніх Карпат на межі крейди і палеогену відмічена різка зміна асоціацій планктонних форамініфер, при цьому склад бентосних форамініфер змінюється поступово і частково.

Питання про приналежність данію до крейдової чи палеогенової системи активно дискутувалось у XX ст. Зокрема, в Українських Карпатах, де планктон данського віку характеризує верхню частину стрийської світи, багато дослідників вважали даній приналежним до крейдової системи, а межу крейдової та палеогенової систем проводили між стрийською і ямненською світами. Починаючи від кінця XX ст. в Українських Карпатах було визнано приналежність данію до палеогенової системи у відповідності до Світової геохронологічної шкали. Відповідно, межа крейди і палеогену в Зовнішніх Карпатах не корелюється з основними літологічними границями між стратонами Карпатського орогену.

В Українських Зовнішніх Карпатах пограничні відклади крейди і палеогену (маастрихту й данію) належать верхнім частинам стрийської, березнянської, скупівської, урдинської світ, де їхній вік обґрунтовано планктонними і бентосними форамініферами та нанопланктоном. На підґрунті бентосних форамініфер межу маастрихту і палеоцену відмічено у голятинських верствах.

У представленій роботі на основі власних даних і аналізу літературних джерел простежено зміни асоціацій дрібних форамініфер у пограничних відкладах крейди і палеогену Зовнішніх Українських Карпат. На підставі форамініферових асоціацій і седиментологічних особливостей відтворено глибини седиментації вивчених відкладів. У фліші Карпат придатними для мікрофаунистичного аналізу є глинисті й карбонатно-глинисті прошарки, - це продукти фонової седиментації або верхній шар турбідитового ритму. Перші містять автохтонні бентосні й осаджені з товщі води планктонні рештки форамініфер і є придатними для визначення віку і палеобатиметрії.

Другі містять поряд з автохтонною мікрофауною перевідкладені рештки, що враховується під час аналізу палеосередовища.

У досліджених відкладах серед мікрофауни виразно переважають аглютиновані бентосні форамініфери. Проте великій обсяг дослідження мікрофауни дає змогу охарактеризувати ці відклади планктонними форамініферами, які є найбільш важливими рештками для визначення межі крейди та палеогену в глибоководних морських середовищах.

Стрийська світа (коньяк-даній) поширена в межах Бориславсько-Покутського і Скибового покривів. Світа була виділена під назвою «стрийська серія» О.С. Вяловим. У довоєнній польській геологічній літературі була відома під назвами «роп'янецькі верстви» або «іноцерамові верстви». Її стратотип міститься по правій притоці р. Стрий – потоку Рибник біля с. Рибник у Львівській обл. У стратотипі й багатьох інших розрізах поділяється на три підсвіти. Середня підсвіта (верхній кампан-маастрихт) складена у нижній частині груборитмічним флішем з переважанням пісковиків, а у верхній частині – ритмічним піскувато-глинистим флішем. Верхня підсвіта (нижній палеоцен) представлена тонкоритмічним флішем – чергуванням сіроколірних (часто з блакитним відтінком) переважно вапнистих поліміктових пісковиків, алевролітів і аргілітів; наявні прошарки мергелів. У деяких розрізах, переважно на південному схилі Карпат, де стрийська світа не розчленована, її верхня частина представлена різноритмічним флішем з пластами пісковиків потужністю до перших метрів. Ритмічному флішу стрийської світи притаманні текстури Боума (T_{abcde}, T_{bcde}, T_{cde}), дає змогу залучити відклади до типових турбідитів. Часто наявні «ієрогліфи» – відбитки слідів турбідитних течій і біогліфи. Для прошарків аргілітів і мергелів характерні тонка паралельна шаруватість чи гомогенні текстури, що свідчить про їхню приналежність до літифікованих продуктів геміпелагічної седиментації, на фоні якої періодично розвивалися турбідитні потоки. Стрийська світа залягає на мергелях головнинської світи або на строкатих аргілітах ілемкінської світи, перекрита ямненською світою середнього-верхнього еоцену. Потужність стрийської світи у стратотиповому розрізі становить приблизно 1150 м.

У середній підсвіті стрийської світи знайдено планктонні форамініфери маастрихту *Globotruncana stuarti* (Lapparent), *G. contusa* (Cushman), *Abathomphalus mayaroensis* (Bolli), а у верхній підсвіті – данські

Globoconusa daubjergensis (Bronnimann), *Subbotina trivialis* (Subbotina), *Parasubbotina varianta* (Subbotina), *Globorotalia planocomressa* Schutzkaya, *Praemurica inconstans* (Subbotina).

Березнянська світа (сантон-даній) поширена в межах Дуклянського покриву. Виділена О.С. Вяловим, стратотип міститься по р. Уж між селами Малий і Великий Березний Закарпатської області. Два гіпостратотипи виділено у верхів'ях р. Люта та по потоку Іванчевський (правій притоці р. Уж) біля с. Кострино. Поділяється на нижню і верхню підсвіти. У розрізі вздовж потоку Іванчевський, нижня підсвіта (сантон-нижній маастрихт) представлена переважно глинистими тонкоритмічними відкладами – чергуванням темно-сірих (до чорних) аргілітів, мергелів, сидеритів із прошарками алевролітів і

дрібнозернистих пісковиків. Для пісковиків характерна тонка ламінація і текстури Боума ($T_{bcde,}$), які вказують на їхнє відкладення слабкими турбідитними потоками чи придонними течіями. Верхня підсвіта (верхній маастрихт-даній) виражена темним середньо- і товстошаруватим піщаним флішем, де переважають поліміктові пісковики, що у верхніх верствах переходять у гравеліти. Породи світи різною мірою вапнисті, наявні прошарки темно-сірих мергелів. У нижній частині верхньої підсвіти домінують ритми з текстурами $T_{bcde,}$ T_{cde}, а у верхній – $T_{abcde,}$, $T_{abc..}$ Березнянська світа згідно залягає на яловецькій і перекрита лютською світою. Потужність – до 500 м.

У верхній частині березнянської світи (басейн р. Уж) знайдено планктонні форамініфери данію *Parasubbotina pseudobulloides* Plummer, *Acarinina inconstans* Subbotina, *Globorotalia compressa* (Plummer), *Globoconusa* cf. *daubjergensis* (Bronnimann). За нашими даними, верхні шари березнянської світи (басейн р. Пиня) містять *Subbotina triloculinoides* (Plummer), *Globoconusa daubjergensis* (Bronnimann) данію.

Біловезька світа (даній-приабон) поширена на південному заході Українських Зовнішніх Карпат, де складає нижню частину стратиграфічного розрізу Магурського покриву. Виділена як «біловезькі верстви» у Східній Словаччині біля с. Біловежа, в Україні характерний розріз світи описаний по правій притоці р. Уж – потоку Каменичка між селами Дубриничі і Мірча Закарпатської області. Представлена переважно тонкоритмічним флішем з прошарками червоних і зелених аргілітів (часто зі слідами турбідитних течій і біогліфами) та середньо- і тонкошаруватих дрібнозернистих пісковиків, що місцями утворюють окремі пакети. Товща може бути проінтерпретована як відклади турбідитних потоків незначної, іноді середньої густини, що переверстовуються з геміпелагічними утвореннями. Згідно перекривається магурською світою, а в нижній частині обмежується поверхнями насування. Потужність – до 500 м.

Нижня частина біловезької світи містить дрібнорослі планктонні форамініфери раннього данію –

Parvularugoglobigerina eugubina (Luterbacher et Premoli Silva), *Globoconusa daubjergensis* (Bronnimann).

Скупівська світа (сантон-даній) поширена в межах Скупівського субпокриву Чорногорського покриву. Була виділена як «серія Скупова», стратотип міститься по потоку Кекача в басейні р. Білий Черемош. Світа представлена сірим товсто-, іноді середньоритмічним піщаним флішем. Пісковики світло-сірі різнозернисті поліміктові вапнисті. Їхні пласти (потужністю до перших метрів) перешаровуються з тонкими вкладками сірих аргілітів і алевролітів. Кількість пісковиків зростає догори розрізу, де також наявні сірі мергелі. Флішеві ритми характеризуються елементами Боума ($T_{a,}$ $T_{ab,}$ T_{bcd}). Згідно залягає на яловецькій і перекривається гнилецькою світою. Загальна потужність скупівської світи – до 1000 м.

Верхня частина скупівської світи охарактеризована біозоною Abathomphalus majaroensis верхнього маастрихту та данськими видами *Parasubbotina varianta* (Subbotina), *P. pseudobulloides*, *Planorotalia membranacea* (Ehrenberg) [4].

Урдинська світа (кампан-палеоцен) поширена в межах Свидовецького покриву. Стратотип описаний по притоку р. Косівська – безіменному струмку, що починається біля вершини г. Велика Близниця (Закарпатська область). Відклади світи вивчались у басейнах річок Чорна Тиса, Велика і Мала Шопурки, Тересва, Теребля. У нижній частині світа складена товстошаруватими різнозернистими слюдистими сірими пісковиками з карбонатним цементом, які неритмічно перешаровуюються з малопотужними чорними аргілітами геміпелагічного походження. Пісковики характеризуються або тонкою паралельною і скісною ламінацією та інтерпретуються як відклади придонних течій, або масивною текстурою і, відповідно, належать до продуктів діяльності зернових чи слабоструктурованих турбідитних потоків. Палеоценова частина світи представлена різноритмічним піскуватим і піскувато-глинистим флішем – перешаруванням сірих аргілітів, алевролітів, поліміктових пісковиків. Флішу властиві як текстури Боума (T_{abcde}), так і масивні пудингові текстури. Текстурно-структурні особливості дають змогу залучати ці відклади до турбідитів (продуктів суспензійних потоків) і грейнітів (відкладів псамітових зернових чи високогустинних турбідитових потоків). Залягає на лолинській світі та згідно перекривається бобруцькою. Загальна потужність світи сягає 1000–1200 м, її палеоценові частини – до 500 м.

У нижній частині урдинської світи поширені форамініфери кампан-маастрихту, а у верхній частині – характерні для данію Planorotalia membranacea (Ehrenberg), Subbotina trivialis (Subbotina).

Седиментологічні особливості пограничних відкладів крейди і палеогену, зокрема, наявність текстур Боума, інших турбідитних текстур, вказує на домінування турбідитів і подібних до них відкладів гравітаційних потоків. Водночас, ці відклади часто перешаровуються з тонколамінованими і паралельношаруватими чи гомогенними глинистими або глинисто-мергелистими прошарками, які є літифікованими продуктами (гемі)пелагічної седиментації чи елементами найвищої частини турбідитної послідовності. Такий характер седиментації – чергування «класичних» турбідитів і подібних до них гравітитів із (гемі)пелагічними утвореннями – є найбільш характерним для глибоководних флішових басейнів, які часто формуються на початкових етапах колізії як залишкові океанічні басейни, розміщені між зближеними нерівними краями (мікро)континентів.

Досліджені форамініферові ориктоценози з відкладів маастрихту-данію (в межах стрийської, березнянської, біловезької, скупівської, урдинської світ) містять багаті й таксономічно розмаїті аглютиновані бентосні форамініфери кременистого складу (роди *Nothia, Rhabdammina, Rhizammina, Saccammina, Hyperammina, Ammodiscus, Glomospira, Rzehakina, Reohax, Subreophax, Hormosina, Caudammina, Haplophragmoides, Recurvoides, Trochamminoides, Paratrochamminoides, Karrerulina*), або вапнисто-кременистого складу (роди

Marssonella, Arenobulimina). При цьому більшість таксонів мають широкий віковий інтервал, а зміни видового і родового складу бентосних форамініфер на межі крейди та палеогену є поступовими й частковими. Межу крейди і палеогену характеризує часткове оновлення видового складу родів *Rzehakina, Haplophragmoides, Recurvoides,* зокрема, поява видів *Rzehakina fissistomata* (Grzybowski), *Haplophragmoides mjatliukae* Maslakova, *Recurvoides varius* Mjatliuk.

Аглютиновані форамініфери маастрихту-данію Українських Зовнішніх Карпат за таксономічним складом подібні до одновікової мікрофауни Карпатсько-Альпійського регіону, Середземномор'я і Атлантики. Поширення такої мікрофауни вказує на умови континентального схилу - підніжжя поблизу глибини компенсації кальциту. Саме розміщення дна басейну поблизу глибини компенсації кальциту є причиною незначного поширення вапнистих черепашок планктонних форамініфер у пограничних відкладах крейди-палеогену.

Отже, оновлення видового і родового складу форамініфер на межі крейди й палеогену в Зовнішніх Карпатах відповідає глобальній події вимирання біоти, що виражено різкою і практично повною зміною видового й родового складу планктонних форамініфер на границі маастрихту та данію. Водночас оновлення складу бентосних форамініфер є поступовим і частковим. Зміни в асоціаціях аглютинованих форамініфер на межі крейди і палеогену виражені появою лише небагатьох нових видів, а більшість видів є транзитними. Межу крейди та палеогену тут відмічено у відносно літологічно одноманітних (у розрізах однієї світи) відкладах.

ОСОБЛИВОСТІ ГЕОХІМІЇ ФЛЮЇДІВ ПРОЖИЛКОВО-ВКРАПЛЕНОЇ МІНЕРАЛІЗАЦІЇ У ВІДКЛАДАХ ПІВДЕННО-ЗАХІДНОЇ ОКРАЇНИ СХІДНОЄВРОПЕЙСЬКОГО КРАТОНУ І ПРИЛЕГЛИХ ГЕОСТРУКТУР

І. Наумко[1], І. Зінчук[1], Й. Сворень[1], Н. Бацевич[1], Г.Занкович[1], О. Вовк[2], Л. Редько[1], Б. Сахно[1], Ю. Белецька[1], Л. Дручок[1], З. Матвіїшин[1], Л. Телепко[1], Т. Бринський[1], М. Зубик[1], Н. Сава[1]

[1]*Інститут геології і геохімії горючих копалин НАН України, вул. Наукова, 3-а, Львів 79060, Україна*
igggk@mail.lviv.ua,naumko@ukr.net
[2]*Волинський національний університет імені Лесі Українки пр-т Волі, м. Луцьк 43025, Україна*
geologygeochemistry@gmail.com

Вступ. За сучасних умов сповільнення темпів приросту запасів корисних копалин в Україні зростає важливість цілеспрямованих досліджень перспективних на вуглеводневі та рудні поклади територій, особливо тих, що ґрунтуються на нових оригінальних методичних підходах. Саме такими є методи учення про мінералоутворювальні флюїди (термобарогеохімії–мінералофлюїдології–fluid inclusions research). Предмет досліджень цієї науки –

флюїдні включення, як найважливіші з макро- і мікродефектів у мінералах і породах, є природно збереженими реліктами флюїдного мінерало-утворювального середовища. Їхнє застосування дає змогу розкрити фізико-хімічну природу, просторово-часову послідовність прояву і мінливість флюїдів на основі динамічного підходу до процесів мінералорудонафтидогенезу у різних геопалеофлюїдодинамічних ситуаціях.

Постановка проблеми. Завдяки фундаментальній інформативності включень флюїдів підтверджуються відомі погляди про «дихання» земних надр: дефлюїдизацію глибинних горизонтів літосфери та її вплив на формування вуглеводневих і рудних концентрацій. Важливо, що *PT*-параметри і склад включень у мінералах не змінилися від часу захоплення і що на них не впливають процеси інтенсивного новогазоутворення в осадовій товщі, яка містить поклади як вуглеводневої, так і рудної сировини. Тому природу отриманих за ними даних про вуглеводні первинних джерел, на відміну від інших геохімічних методів, можна інтерпретувати однозначно. Особливо перспективним є вивчення прожилково-вкрапленої мінералізації у відкладах нафтогазоносних і металогенічних областей як природного феномену літосфери Землі та одного з показників процесів і механізмів флюїдоперенесення вуглеводневої та мінеральної речовини і продукту заліковування міграційних тріщин. Насиченість її включеннями, збагаченими відновними сполуками, має пряму кореляцію з масштабом і тривалістю прояву флюїдів як вірогідного індикатора покладів корисних копалин, зокрема, вуглеводнів, і може вважатися одним із важливих показників перспектив нафтогазо- і рудоносності геологічних розрізів. Отже, дані з мінералого-флюїдодинамічних особливостей прожилково-вкрапленої мінералізації можуть бути використані для прогнозування корисних копалин на засадах інноваційних технологій їхніх пошуків у межах перспективних територій.

У цьому й полягає важливість отримання нових термобарогеохімічних, мінералогічних та ізотопно-геохімічних даних і виконаного узагальнення зведених авторських матеріалів комплексного прецизійного дослідження флюїдних включень, мінеральних парагенезів і типоморфних ознак мінералів прожилково-вкрапленої мінералізації осадових і осадово-вулканогенних товщ, як із наявною, так і з передбачуваною нафтогазо- та зрудоносністю, у межах південно-західної окраїни Східноєвропейського кратону й суміжних геоструктур.

Мета роботи. Відтворити флюїдний режим процесів мінералогенезу під час формування прожилково-вкрапленої мінералізації як природного феномену літосфери Землі у відкладах нафтогазоносних і металогенічних областей південно-західної окраїни Східноєвропейського кратону і суміжних геоструктур.

Методи дослідження. Комплексні прецизійні дослідження прожилково-вкрапленої мінералізації проводили на розроблених, головно, у відділі геохімії глибинних флюїдів ІГГГК НАН України кристалогенетичних і методичних засадах учення про мінералоутворювальні флюїди.

Стислі відомості про геологічну будову регіону. Регіон має складну і

своєрідну будову, зумовлену розташуванням у зоні зчленування давньої платформи і Середземноморського геосинклінального поясу. Його розвиток розпочався у протерозої з формування байкальського Волинсько-Оршанського поперечного прогину, де проявився основний траповий вулканізм. Характер прогину, який заглиблюється під Складчасті Карпати, й визначав послідовність і успадкованість геологічних процесів. У межі регіону продовжується лінія Тейсейре-Торнквіста як складова Транс'європейської сутурної зони, межі між Східноєвропейським кратоном і фанерозойськими орогенами південно-західної Європи. Вона локально між докембрійською Східноєвропейською платформою і палеозойською Західноєвропейською платформою контролювала фанерозойську еволюцію значних частин Центральної Європи. Альпійську історію формування складчасто-покривних структур регіону в України ілюструють матеріали.

Результати і їхнє обговорення. У праці на основі нових термобарогеохімічних, мінералогічних та ізотопно-геохімічних даних і узагальнених зведених авторських матеріалів схарактеризовано флюїди прожилково-вкрапленої мінералізації в об'єктах вуглеводневої та рудної спеціалізації нафтогазоносних і металогенічних областей регіону та з'ясовано їхню роль у формуванні вуглеводневих і рудоносних асоціацій.

Показано значне поширення жильної, прожилкової та прожилково-вкрапленої мінералізації у межах південно-західної окраїни Східноєвропейського кратону й Українських Карпат. Виявлено особливості просторового розміщення і типоморфні ознаки прожилково-вкраплених утворень в осадових і осадово-вулканогенних нафтогазоносних і мідно-золоторудних (підтверджених і перспективних) верствах, з одного боку, Передкарпатської, Складчастих Карпат та Закарпатської (у межах Карпатської покривно-складчастої споруди) та Волинсько-Подільської нафтогазоносних областей і Кримсько-Причорноморської нафтогазоносної провінції, з іншого, – металогенічних Волинської міднорудної і Закарпатської золото-поліметалеворудної областей. За мінеральним складом – це кальцит, доломіт, кварц, аметист, «мармароські діаманти», цеоліти, доломіт, хлорит, палагоніт, халцедон, агат, сульфіди та ін. Жили та прожилки у природних відслоненнях і у свердловинах різноорієнтовані, характеризуються розмаїттям форми і протяжності. Їхня товщина коливається від мікроскопічних значень до десятків см.

Розвинено уявлення про прожилково-вкраплену мінералізацію як природний феномен літосфери Землі й один із безпосередніх показників процесів глибинного флюїдогенезу та переносу речовини й заліковування міграційних тріщин у відкладах нафтогазоносних і металогенічних областей. Підтверджено визначальну роль абіогенного високотермобарного глибинного флюїду в здійсненні оригінального механізму перетворення молекул H_2O і CO_2 як донаторів Гідрогену і Карбону, інших Карбон- і Гідрогенвмісних сполук, в іонізовані атоми Гідрогену і Карбону та $C_nH_m^+$-радикали, через систему проміжних вуглеводневмісних радикалів (метин –CH, метилен –CH_2, метил –CH_3 тощо), які за умов відносно локального вакууму утворюють різні

карболанцюжкові системи. Механізм включає адіабатичний процес, утворення тектонічних мікро- і макротріщин, різних субмікродефектів, виникнення високовольтного електромагнітного поля, створення окисно-відновного середовища, синтез природних вуглеводнів та утворення родовищ нафти і газу, формування прожилково-вкрапленої мінералізації з процесами цементації тощо.

Визначено PT-параметри включень у прожилково-вкрапленій мінералізації, мінералах і закритих порах порід породно-рудних комплексів. Показано відповідність найпоширеніших температур гомогенізації газово-рідких включень (195–215 С – у кальциті й ангідриті прожилково-вкрапленої мінералізації у св. 4-Лопушнянська Лопушнянського нафтового родовища, 215–218 С – у кальциті прожилка за розрізом параметричної св. 1-Бітля, 170–225 С – у кальциті північно-західної частини Кросненської зони Українських Карпат) температурам прожилково-вкрапленого мінералогенезу в області до 200 С. Це відповідає оптимальним умовам збереженості вуглеводневих сполук нафти і газу в осадовій верстві земної кори, незалежно від їхнього походження, як доказ полігенності викопних вуглеводнів, враховуючи той факт, що із завершенням процесу катагенезу за температури 230–250 С сповільнюється генерація важких (нафтових) вуглеводнів в осадових товщах.

Значний вміст насичених вуглеводнів (метану та його перших гомологів (етан, пропан, бутан), високі відносна газонасиченість та сумарна вагова концентрація вуглеводнів у включеннях порівняно з фоновими значеннями вмісних порід свідчить про надходження їх у складі абіогенного високотермобарного глибинного флюїду. Наявність CO_2, CH_4 та інших вуглеводнів і пари H_2O – сполук із низькими коефіцієнтами внутрішнього тертя – сприяє міграції флюїду на значні відстані у формі $Ca(OH)_2 \cdot CH_4$ та під час спаду температури – герметичному заліковуванню тріщинного простору мінералами і захопленню ними метану (інших вуглеводнів), фіксуючи як умови їхнього синтезу, так і умови прожилково-вкрапленого мінералогенезу, тобто виявлено спряженість процесів формування покладів вуглеводнів і захоплення вуглеводневих сполук у включення – дефекти в мінералах прожилків і вкраплень.

Доведено глибинний характер і корове джерело висхідних флюїдних потоків та інтенсифікацію вертикально-міграційних явищ за можливого формування покладів вуглеводнів і заліковування тріщин мінеральною речовиною. Ізотопний склад Карбону, Оксигену і Стронцію кальциту прожилково-вкраплених утворень свідчить про полігенез кальцито-утворювальних флюїдів, позаяк значення $\delta^{13}C$ і $\delta^{18}O$ корелюють ііз даними про взаємодію глибинних флюїдів і летких сполук з мінералів і закритих пор вмісних порід та хід ізотопно-обмінних реакцій у флюїдному середовищі, а співвідношення $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0,70864–0,71030) збігаються зі значеннями $^{87}Sr/^{86}Sr$ нафти з родовищ Передкарпаття (0,7084–0,7109). Це підтверджує наведені наші та літературні матеріали про корове походження і спряженість процесів вторинного накладеного прожилкового мінералогенезу та формування покладів вуглеводнів у Карпатському регіоні.

Відтворено склад флюїдів періоду формування прожилково-вкрапленої

мінералізації, шляхи міграції флюїдів у породи-провідники і породи-колектори, стадійність мінералорудонафтидогенезу і міграційних процесів. Найновіші оригінальні мінералогічні, термобарогеохімічні та ізотопно-геохімічні дані отримано щодо перспективної зони розвитку нетрадиційних газових скупчень в ущільнених породах північно-західної частини Кросненської зони, вулканітів Вигорлат-Гутинського вулканічного пасма, як флюїдотривів вірогідних покладів у перспективно газонафтоносних відкладах платформи, газовугільних і «сланцевогазових» покладів Львівського палеозойського прогину, про формування вуглеводневих чи діоксидвуглецевих родовищ природних газів у Закарпатському прогині та перспективно міденосних відкладів трапової формації у Волинському міднорудному районі тощо.

Розширено поняття про дві крайні гілки геохімічної спеціалізації палеофлюїдів: відновну (метан і його гомологи) та окисну (головно, CO_2), як дивергентність первинного абіогенного високотермобарного глибинного флюїду: вуглеводневмісного чи діоксидвуглецевовмісного. Насиченість перспективно нафтогазоносних відкладів прожилково-вкрапленою мінералізацією з капсульованими у її мінералах флюїдними включеннями, збагаченими відновними компонентами, – це сприятлива прогнозно-пошукова ознака й основа інноваційних технологій пошуків корисних копалин, що базуються на дослідженнях флюїдних включень у мінералах. Окреслені передумови становлять підгрунтя для створення на основі теорії глобального флюїдогенезу комплексної системи прогнозних критеріїв і пошукових ознак вуглеводнів, головно, на матеріалах осадового чохла Чорного моря, та обґрунтування пошуково-оцінювального методу направлено-рангової кореляції геолого-геофізичної інформації, та розвиток способу визначення прогнозних критеріїв і пошукових ознак вуглеводневих покладів на шельфі моря .

Висновки. Детально схарактеризовано особливості флюїдного режиму процесів мінералорудонафтидогенезу у відкладах південно-західної окраїни Східноєвропейського кратону і суміжних геоструктур і встановлено роль флюїдів прожилково-вкрапленої мінералізації у формуванні об’єктів вуглеводневої та рудної спеціалізації нафтогазоносних і металогенічних областей регіону. Ці принципово нові результати набувають важливого теоретичного та практичного значення для подальшого розвитку наукового напрямку в галузі геохімії і термобарометрії флюїдів мінералоутворювального середовища у контексті встановлення геохімічних передумов формування, прогнозування й пошуків родовищ корисних копалин.

ПРОСТОРОВИЙ РОЗПОДІЛ ВМІСТІВ ОКСИДІВ АЛЮМІНІЮ, ЗАЛІЗА, ТИТАНУ І ПОКАЗНИКА БІЛИЗНИ В КАОЛІНАХ ЙОСИПІВСЬКОГО ТА ДУБРІВСЬКОГО РОДОВИЩ ЕЛЮВІАЛЬНИХ КАОЛІНІВ

Л. Фігура, М. Ковальчук

Інститут геологічних наук НАН України,
вул. Олеся Гончара, 55-б, 01601 Київ, Україна,
liuba_figura@ukr.net; kms1964@ukr.net

Для отримання польовошпатових, кварцових і каолінових концентратів, що застосовуються у фарфоро-фаянсовій, електротехнічній та інших галузях промисловості, використовуються лужні каоліни. З мезозойським комплексом кір вивітрювання кристалічних порід фундаменту у межах Житомирської області пов'язані унікальні за запасами та якістю сировини родовища лужних каолінів, серед яких Дубрівське і Йосипівське, що входять до складу Дубрівсько-Хмелівського каолінового району Волинської каолінової субпровінції.

Структурно-тектонічна позиція родовищ, строкатість різновікових та різногенетичних петротипів порід кристалічного фундаменту, їх тектонічна дислокованість і тріщинуватість обумовили складний рельєф поверхні кристалічного фундаменту та нерівномірність вивітрювання порід. Вивітрювання кристалічних порід фундаменту відбувалося за гумідного клімату, в достатньо спокійній тектонічній обстановці, про що свідчать товщина, речовинний склад і зональність кори вивітрювання. Послідовність і стадійність вивітрювання різних за віком, петротипом і мінеральним складом кристалічних порід фундаменту відобразилася у вертикальній зональності кори вивітрювання, товщині окремих зон та їхньому речовинному складі.

Неоднорідність речовинного складу та різна інтенсивність вивітрювання порід кристалічного фундаменту спричинили нерівномірний латеральний і вертикальний розподіл в елювіальних каолінах основних породоутворювальних оксидів, зокрема, й таких (Fe_2O_3, Al_2O_3 і TiO_2), що визначають якість і придатність корисної копалини для використання у промисловості.

У зв'язку з цим нами досліджено вертикальну і латеральну мінливість цих оксидів і показника білизни у товщі елювіальних каолінів Дубрівського та Йосипівського родовищ.

Дубрівське родовище розташоване в Баранівському районі Житомирської області, в 5,0 км на північний захід від села Дубрівка, за 0,5 км на північний захід від околиці села Глинянка, на схилі долини струмка Солотва.

Родовище має складну геологічну будову, в якій беруть участь метаморфічні, ультраметаморфічні й інтрузивні утворення архейського-протерозойського віку і породи фанерозою. Докембрійські кристалічні породи представлені гнейсами тетерівської серії, гранітоїдами і мігматитами кіровоградсько-житомирського комплексу. Серед мігматитів у вигляді невеликих тіл неправильної форми наявні пегматоїдні граніти. Родовище

розташоване у межах Буртинської антикліналі, що ускладнена Буртинським (північно-західного простягання) і Дубрівським (субмеридіональним) розламами, а також розламами нижчих порядків, північно-східного простягання (Городищенський розлам). Гіпергенні зміни порід кристалічного фундаменту спричинили утворення кори вивітрювання, яка перекривається неогеновими глинами та четвертинними піщано-глинистими відкладами.

Товщина елювію коливається від кількох десятків сантиметрів до 20–25 м; максимально – 42,7 м.

Зона дезінтеграції і вилуговування поширена не всюди і часто відсутня у профілі кори вивітрювання. У більшості випадків вона перекрита товщею лужних або гідрослюдистих каолінів. На заході й південному заході родовища, де верхні зони елювіального профілю розмиті, вона залягає безпосередньо під осадовими породами. Добра збереженість і значна кількість мікрокліну в корі вивітрювання гранітів, поряд зі стійкими кварцом і акцесорними мінералами, надають породі характерний вигляд жорстви. Для кори вивітрювання, що утворилася за гнейсами і мігматитами, де мало стійких до вивітрювання мінералів, утворення жорстви не характерне. Тут наявний поступовий перехід від кристалічних порід до гідрослюдисто-каолінітових утворень. Товщина зони дезінтеграції до 7,9 м.

Зона початкового гідролізу (каолініт-гідрослюдиста) вгору за розрізом змінює породи зони дезінтеграції. У межах родовища ця зона має майже повсюдне поширення. На багатих на мікроклін материнських породах – гранітах і пегматитах – гідрослюдисто-каолінітова зона представлена лужними каолінами, лужність яких пов’язана, в основному, з напівкаолінізованим реліктовим мікрокліном. Лужні каоліни, в яких зберігається більше 8,2 % мікрокліну, є корисною копалиною Дубрівського родовища. Поклад лужних каолінів має дуже складну внутрішню будову та морфологію. У плані поклад каолінів має неправильну форму. У межах покладу за латераллю і за розрізом на глибину серед лужних каолінів часто трапляються ксеноліти і пачки гідрослюдистих каолінів.

Зона кінцевого гідролізу й окиснення продуктів вивітрювання (каолінітова) являє собою кінцевий продукт хімічного вивітрювання кристалічних порід в умовах гумідного клімату. Ця зона представлена каолінами, які складені каолінітом і кварцом. Інші мінерали містяться у незначних кількостях. Зона кінцевого гідролізу й окиснення продуктів вивітрювання виокремлена умовно в найбільш верхній частині профілю кори вивітрювання гранітних порід. Вона наявна у вигляді невеликих локальних плям, які збереглися від розмиву.

Кора вивітрювання різних петротипів порід кристалічного фундаменту, тектонічна порушеність, тріщинуватість, наявність лужних, нормальних і гідрослюдистих каолінів, частковий розмив кори вивітрювання обумовили невитримані кількісні та якісні параметри корисної копалини.

Загалом, поклад каолінів має складну внутрішню будову і морфологію. Центральна і південна частина покладу складена каолінами, які утворились унаслідок вивітрювання дрібнозернистих гранітів, що містять значну кількість тіл пегматитів і пегматоїдних гранітів. Каоліни північно-західного і північно-

східного флангів утворилися в результаті вивітрювання дрібно-, середньозернистих гранітів і майже не містять продуктів вивітрювання пегматоїдних порід. У межах покладу, серед лужних каолінів, часто трапляються ксеноліти і пачки гідрослюдистих каолінів, що утворилися при вивітрюванні гнейсів і мігматитів та приурочені, в основному, до ендоконтакту гранітів із гнейсами. Значне поширення вони мають на західному і південному флангах покладу, де місцями наявне перешаровування лужних і гідролюдистих каолінів.

Товщина лужних каолінів змінюється від 1–1,3 м до 22 м і залежить від рельєфу поверхні кристалічних порід, а також від глибини дочетвертинного ерозійного зрізу.

Дослідження вертикальної та латеральної мінливості вмістів Fe_2O_3 й TiO_2 у товщі каолінів показало лише часткову їхню кореляцію. Часто у вертикальному розрізі та на окремих ділянках латерального поширення каолінів вмісти Fe_2O_3 й TiO_2 мають прямий або обернений кореляційний зв'язок, або ж кореляція відсутня. У перетині деяких свердловин вмісти Fe_2O_3 та TiO_2 закономірно зменшуються з глибиною, а в інших – їхній вертикальний розподіл більш складний.

Дослідження білизни у вертикальному перетині елювіальних каолінів дало змогу встановити значну її мінливість і прямий або обернений кореляційний зв'язок із вмістами оксидів заліза і титану, або ж з одним із цих показників. Практично у всіх свердловинах відбувається закономірне зменшення показника білизни з глибиною від 84,2 до 64,4 %.

Аналіз латерального розподілу вмістів TiO_2 та Al_2O_3 показав, що їхній розподіл є більш-менш рівномірним і плавним, в той час як латеральний розподіл вмісту Fe_2O_3 є нерівномірним і характеризується чергуванням ділянок з підвищеним чи зниженим його вмістом. Враховуючи прямий кореляційний зв'язок між вмістом Al_2O_3 та білизною каолінів, констатуємо, що латеральний розподіл показника білизни каолінів корелюється з вмістом TiO_2, а саме зі збільшенням вмісту TiO_2, показник білизни зменшується.

Середньозважений вміст основних оксидів у межах окремих ділянок надрокористування Дубрівського родовища становить (%): Центрально-Глинянська – Fe_2O_3 – 3,0; Al_2O_3+TiO_2 – 14; SiO_2 – 85; Західно-Глинянська – Fe_2O_3 – 3,82; Al_2O_3+TiO_2 – 23,62; SiO_2 – 84,68 (93,99 – в одній пробі); Західно-Глинянська (південна частина) – Fe_2O_3 – 1,15; Al_2O_3+TiO_2 – 18,53; SiO_2 – 73,59; «П'ятирічка» – Fe_2O_3 – 1,05; Al_2O_3+TiO_2 – 15,61; SiO_2 – 72,42.

Йосипівське родовище розташоване в Новоград-Волинському районі Житомирської області на північ від північної околиці с. Йосипівка.

У геологічній будові родовища задіяні докембрійські кристалічні породи (гнейси тетерівської серії та гранітоїди кіровоградсько-житомирського комплексу), мезозой-кайнозойська кора вивітрювання цих порід, неогенові відклади та четвертинні піски, супіски, суглинки, ґрунтово-рослинний шар. Кора вивітрювання в межах родовища залишкова, похована, площова і поширена майже повсюдно на всіх кристалічних породах.

Залягає кора вивітрювання на глибинах (по покрівлі) від 3 до 22,8 м, товщина елювіальних утворень сягає 1–23 м і більше, середня 15 м.

Зона дезінтеграції в корі вивітрювання гранітів має добру збереженість і містить значну кількість мікрокліну. У корі вивітрювання мігматитів зона жорстви практично не утворюється. Товщина зони становить 3–13 м. Гідрослюдисто-каолінітовазона поширена майже повсюдно, характеризується різким переважанням вторинних мінералів. Товщина зони сягає 2–23 м. На багатих на мікроклін гранітах і мігматитах гідрослюдисто-каолінітова зона представлена лужними каолінами, лужність яких пов'язана з реліктами мікрокліну. Лужні каоліни, в яких зберігається понад 8,2 % мікрокліну, є корисною копалиною. Унаслідок вивітрювання гнейсів, у яких кількість мікрокліну рідкісно сягає 5–10 %, утворюються гідрослюдисті каоліни. Каолінітова зона складена каоліном і кварцом. Літологічно вона представлена нормальними каолінами, в яких вміст K_2O іноді сягає 2 % . Подекуди каоліни у цій зоні озалізнені.

Поклад лужних каолінів має складну внутрішню будову і морфологію. Центральна частина покладу складена каолінами, які утворилися внаслідок вивітрювання мігматитів, а північна та південна частини покладу – каолінами, що утворилися в результаті вивітрювання гранітів. У межах покладу серед лужних каолінів часто трапляються ксеноліти гідрослюдистих каолінів, що утворилися внаслідок вивітрювання гнейсів. На півночі розкриті гідрослюдисті каоліни, на заході – жорствяна кора вивітрювання і кристалічні породи, на сході простежується зменшення потужності лужних каолінів до 3–5 м з поступовим переважанням у профілі кори вивітрювання нормальних каолінів.

Дослідження вертикальної та латеральної мінливості вмістів Fe_2O_3 й TiO_2 у товщі каолінів показало лише часткову їхню кореляцію. Часто у вертикальному розрізі та на окремих ділянках латерального поширення первинних каолінів концентрації Fe_2O_3 й TiO_2 мають прямий або обернений кореляційний зв'язок. Дослідження білизни у вертикальному перетині елювіальних каолінів показало значну її мінливість і переважно прямий кореляційний зв'язок із вмістами оксидів заліза і титану або ж з одним із цих показників (оскільки концентрації Fe_2O_3 й TiO_2 мають то прямий, то обернений кореляційний зв'язок). Практично у всіх свердловинах відбувається закономірне зменшення показника білизни з глибиною.

Дослідження латерального розподілу вмістів породоутворювальних оксидів дало змогу констатувати, що є обернена кореляція вмісту Al_2O_3 з вмістом Fe_2O_3 і лише на окремих ділянках – з вмістом TiO_2. Загалом вміст шкідливих домішок у каолінах близький до некондиційного.

Отримані результати дали можливість встановити причинно-наслідкову обумовленість структурно-тектонічної, геологічної неоднорідності та історії геологічного розвитку територій розміщення родовищ із морфологією, зональністю і речовинним складом кори вивітрювання, і як наслідок, з неоднорідною морфологією, складною внутрішньою будовою та якісними параметрами покладу елювіальних каолінів.

ПРОСТОРОВИЙ РОЗПОДІЛ ВМІСТІВ ШКІДЛИВИХ ДОМІШОК І ПОКАЗНИКА БІЛИЗНИ В КАОЛІНАХ ТУРБІВСЬКОГО І ЖЕЖЕЛІВСЬКОГО РОДОВИЩ ЕЛЮВІАЛЬНИХ КАОЛІНІВ

Ю. Крошко, М. Ковальчук

Інститут геологічних наук НАН України,
вул. Олеся Гончара, 55-б, 01601 Київ, Україна
ykrosh.79@ukr.net; kms1964@ukr.net

З мезозойським комплексом кір вивітрювання кристалічних порід фундаменту у межах Вінницької області пов'язані унікальні за запасами та якістю сировини родовища елювіальних каолінів, серед яких є Турбівське і Жежелівське родовища, що входять до складу Глухівецько-Турбівського каолінового району Подільської каолінової субпровінції.

У геологічній будові родовищ елювіальних каолінів задіяні різні за віком, генезисом і речовинним складом докембрійські інтрузивно-метаморфічні петротипи порід кристалічного фундаменту, мезозой-кайнозойська кора вивітрювання і пухкі осадові утворення кайнозою. Родовища розташовані у межах тектонічно порушених зон контакту різних за віком кристалічних комплексів, що відрізняються походженням, мінеральним складом і текстурно-структурними особливостями.

Сприятливі кліматичні (теплий і вологий клімат), палеогеографічні (переважно континентальний режим), геологічні (значне поширення порід гранітоїдного складу) та тектонічні (наявність значних зон тектонічних порушень порід і опіряючих їх розламів) умови у мезозой-кайнозойський час сприяли утворенню залишкової каолінової кори вивітрювання кристалічних порід значної товщини.

Товщина кори вивітрювання різна на окремих ділянках родовищ і залежить від петротипу та рельєфу покрівлі материнських порід, за рахунок яких утворився елювій, взаємовідношення й характеру взаємопереходів між різними петротипами порід, наявності тектонічних порушень і величини ерозійного розмиву кори вивітрювання.

У межах родовищ кора вивітрювання площинно-лінійного морфологічного типу, має добре виражену вертикальну зональність (знизу вгору): зона дезінтеграції і вилуговування, зона початкового гідролізу, зона кінцевого гідролізу й окиснення продуктів вивітрювання. Корисна копалина родовищ пов'язана, головно, з зоною кінцевого гідролізу й окиснення.

Якість каолінів та їхні фізико-хімічні властивості, що визначають область можливого використання, залежать від мінерально-петрографічного складу, структурно-текстурних особливостей материнських порід, а також від ступеня та глибини їхнього вивітрювання, гіпергенного мінералоутворення та наявності шкідливих домішок. До шкідливих домішок у каолінах належать залізо й титан. Головним джерелом цих елементів є залізо- і титановмісні мінерали, які входять до складу материнських порід та наявні в каолінах у вигляді

залишкових (ільменіт, рутил, гранати, біотит та ін.) і гіпергенних (лейкоксен, гетит, гідрогетит, лімоніт та ін.) мінералів. Головним процесом, що впливає на якість каолінів, є їхня пеліканізація. Головною якісною характеристикою каолінів є показник їхньої білизни.

У зв'язку з цим, за результатами даних опробування свердловин та хімічного аналізу каолінів, нами досліджено латеральний розподіл вмістів оксидів заліза, алюмінію, титану й білизни в елювіальних каолінах у межах Турбівського і Жежелівського родовищ елювіальних каолінів.

Турбівське родовище елювіальних каолінів розташоване у межах Вінницького району Вінницької області поблизу смт. Турбів.

У межах Турбівського родовища первинних каолінів кора вивітрювання докембрійських порід фундаменту локалізована у тектонічному вузлі, що утворений перетином двох розломів – Глухівецького і Хмельницько-Немирівського. Тріщинуватість і катаклаз порід кристалічного фундаменту сприяли інтенсивному їх вивітрюванню. Материнськими породами для кори вивітрювання були породи подільського чарнокітового комплексу (граніти і мігматити, апліто-пегматоїдні граніти) і бузької серії гнейсів (біотитові гнейси). Переважають чудново-бердичівські граніти й мігматити, в які фрагментарно вкорінені тіла апліто-пегматоїдних гранітів і гнейси.

Рельєф підошви кори вивітрювання відображає структуру кристалічного фундаменту. Товщина каолінів здебільшого корелюється з рельєфом їхньої підошви, зокрема, ділянки значної товщини каолінів просторово збігаються з підвищеними ділянками їхньої підошви. Рельєф поверхні і товщина кори вивітрювання погано корелюються між собою та зумовлені історією геолого-геоморфологічного розвитку території, зокрема, розвитком середньоеоценової, міоценової та сучасної гідросіток, у результаті розвитку яких кора вивітрювання була частково розмита.

Кора вивітрювання, що утворилася внаслідок розкладання гранітів і мігматитів, у своєму профілі має чітко виражені три зони, в той час як кора вивітрювання, котра сформувалась у результаті вивітрювання апліто-пегматоїдних гранітів, має добре виражені першу і третю зони та слабо розвинену зону початкового гідролізу. Окрім цього, в корі вивітрювання апліто-пегматоїдних гранітів зона початкового гідролізу часто представлена лужними каолінами. Переходи між зонами не чіткі. Іноді окремі зони відсутні у розрізі внаслідок розмивання у більш пізній час. Подекуди у геологічному розрізі наявні потовщення окремих зон.

Гідроксиди заліза, які утворилися внаслідок вивітрювання темноколірних мінералів, забарвлюють породу у вохристі відтінки, які поширені плямами. Вміст гідроксидів заліза в окремих випадках становить 73 %. На ділянках зі значним вмістом гідроксидів заліза порода складається з коломорфних утворень жовто-бурого гідрогетиту.

Встановлено, що на більшій частині родовища вміст Al_2O_3 чітко корелюється з показником білизни, тобто ділянкам з високим вмістом Al_2O_3 відповідають ділянки з високими показниками білизни і навпаки. З'ясовано, що просторовий розподіл показника білизни на родовищі коливається в широких

межах і корелюється з вмістами Fe_2O_3 та TiO_2 або ж з вмістом одного із зазначених оксидів (оскільки не завжди наявна кореляція між цими оксидами). Зокрема, каоліни мають такі показники (%): на ділянці № 5 – білизну 72–84 (переважає 74–78) та високі вмісти заліза 0,4–6,7 (здебільшого 1,0–2,0); на ділянці № 7 – білизну 76–93 (домінує 86–89) та не дуже високі вмісти оксиду заліза – 0,5–3,4 (переважає 0,8–1,1); на ділянці № 8 – білизну 44–97 (здебільшого 70–80) та високі вмісти оксиду заліза – 0,18–8,36 (домінує 0,8–1,6) і двоокису титану – 0,3–2,57 (переважає 0,8–1,2).

Дослідження розподілу вмістів оксидів заліза, алюмінію, титану та показника білизни каолінів у вертикальному перетині окремих свердловин показало переважно прямий кореляційний зв'язок показника білизни із Al_2O_3 і обернений – із Fe_2O_3 та TiO_2 або ж з одним із цих показників (оскільки концентрації Fe_2O_3 та TiO_2 мають то прямий, то обернений кореляційний зв'язок). У всіх досліджених свердловинах з глибиною відбувається закономірне зменшення показника білизни і зникає кореляція між оксидами і білизною. При збільшенні глибини вміст оксиду алюмінію зменшується, а концентрація забарвлюючих сполук зростає. Окрім того, при збільшенні глибини, в каолінах збільшується розмір зерен різних мінералів і зменшується вміст зерен розміром менше 0,063 мм, що спричинює зниження якості каолінів.

Таким чином, поклад елювіальних каолінів має змінну внутрішню будову та невитриману якість корисного компонента як у вертикальному перетині, так і за латераллю.

Жежелівське родовище елювіальних каолінів розташоване в Козятинському районі Вінницької області в 1 км на північний схід від с. Жежелів. Родовище розташоване в межах тектонічно порушеної зони контакту різних за віком кристалічних комплексів, що відрізняються походженням, мінеральним складом і текстурно-структурними особливостями. У геологічній будові родовища беруть участь граніти рожеві та рожево-сірі середьозернисті бердичівського комплексу і пегматоїдні чудно-бердичівські граніти та їхні мігматити; утворення кіровоградсько-житомирського комплексу (граніти рожеві аплітоїдні й апліто-пегматоїдні та їхні мігматити); граніти сірі рівномірнозернисті (житомирські) та їхні мігматити.

Товщина кори вивітрювання змінюється в широких межах від перших метрів до 100 метрів та більше.

У каолінітовій зоні виокремлено дві підзони: підзона нормальних каолінів, яка характризується повним розкладом алюмосилікатів; підзона лужних каолінів товщиною 12,5 м, яка містить 5 % нерозкладеного калієвого польового шпату. У низах каолінітової зони наявні локальні ділянки, на яких унаслідок просякнення каоліну колоїдами кремнезему та подальшої цементації каолін набуває вигляду міцної кам'яноподібної породи – різного ступеня пеліканітизованості каоліну.

Дослідження вертикальної і латеральної мінливості вмістів Fe_2O_3 та TiO_2 у товщі елювіальних каолінів показало тільки часткову їхню кореляцію. Часто у вертикальному розрізі та на окремих ділянках латерального поширення первинних каолінів вмісти Fe_2O_3 та TiO_2 мають прямий або обернений

кореляційний зв'язок. Дослідження співвідношення вмістів Fe_2O_3, FeO показало, що у більшості випадків максимальним вмістам Fe_2O_3 відповідають мінімальні вмісти FeO і навпаки.

Аналіз просторового поширення показників білизни каолінів та вмістів у них оксидів Fe_2O_3 та TiO_2 показав, що білизна каолінів головно залежить від вмісту Fe_2O_3 у породі і на окремих ділянок – від сумарного.

Встановлено, що існує обернена кореляція вмісту Al_2O_3 з вмістом Fe_2O_3 і лише на окремих ділянках з вмістом TiO_2.

Отже, Турбівське і Жежелівське родовища елювіальних каолінів мають складну геологічну будову як кристалічного фундаменту, так і власне кори вивітрювання, що відобразилося у внутрішній будові покладу й у латеральному та вертикальному розподілі якості каолінів.

ЧИННИКИ ФОРМУВАННЯ ГАЗОНОСНОСТІ ДОНЕЦЬКОГО БАСЕЙНУ

Н. Вергельська, І. Скопиченко

Державна установа «Науковий центр гірничої геології, геоекології та розвитку інфраструктури НАН України»
бульвар Вернадського, 34-б, Київ 03142, Україна
vnata09@meta.ua, i.skopychenko@gmail.com

Визначення чинників, умов і закономірностей формування, розміщення та перерозподілу скупчень газу метану в осадовій товщі вугільних басейнів дає оцінювати їхню газоносність. За попередніми оцінками фахівців ресурси, газу метану вугільних басейнів (вугільних пластів і вміщуючих порід) співрозмірні із запасами традиційних вуглеводнів. Дослідженнями різних аспектів газоносності вугільних басейнів України займалися А.Я. Радзівілл, О.М. Сукачов, В.В. Лукінов, Л.І. Пимоненко, І.М. Наумко, В.А. Турчин, А.В. Анциферов, Є.С. Бартошинська, О.І. Кравцов та багато інших.

Вивчення особливостей формування та перерозподілу вуглеводнів у вугільних басейнах дає змогу встановити їхнє поширення та можливість прогнозування ділянок, придатних для проведення попередньої, супутньої та постексплуатаційної дегазації.

Мета дослідження – визначити чинники формування газу метану у вугільних басейнах.

Протягом 2003–2022 років було проведено низку польових і лабораторних досліджень газоносності вугілля та вміщуючих порід Донецького басейну. Лабораторні дослідження проведено в ДП «Укрнаукагеоцентр».

Сучасне поширення газу у вугільних басейнах є результатом геологічного розвитку вугленосних регіонів, що визначається як син- і постгенетичні процеси щодо періодів формування вугільних пластів. Одностайної думки про походження газу у вугільних масивах немає. Більшість учених розглядають газ вуглепородних масивів як біогенне утворення, сформоване одночасно з

вугільними покладами чи продуковане ними при подальшому їхньому перетворенні. Друга гіпотеза вказує на наявність у вугіллі газів, крім біогенного, також абіогенного походження, пов'язаних із глибинними розломами та флюїдодинамічними осередками .

На думку М.М. Страхова, метан, що перебуває у сучасній вугленосній товщі як за кількісними показниками, так і за локалізацією у структурах – є залишковим, який утворився в період метаморфізму вугілля. М.Л. Лівенштейн вважає, метан у вуглепородному масиві пов'язаний із метаморфізмом вугілля, який продовжується на глибині і донині. Тому, на його думку, газ метан у вугільних басейнах слід розглядати як динамічну рівновагу: глибинного, регіонального, матаморфогенного газоутворення, що постійно компенсує його зменшення, яке відбувається за рахунок постійної дегазації.

Особливості поширення газу метану у вуглепородних масивах Донецького басейну формувалися під впливом тектонічних процесів, які проявлялися протягом етапів тектоногенезу від девону до неогену. Газоносність вугленосних товщ значною мірою сформувалася шляхом просторового перерозподілу первинних і термогенних газів, у тому числі й мігруючих із глибших горизонтів і глибинних джерел.

Генезис, міграція, форми знаходження вуглеводнів у вуглепородних масивах аналогічні процесам, характерним для природних газів в осадових формаціях. У той же час існують певні чинники формування й еволюції вуглегазоносних формацій Донбасу, які зумовлюють її сучасний стан. Перервно-неперервний процес міграції до поверхні газів із глибших горизонтів супроводжується тектонічними (вулкано-тектонічними, поствулканічними) процесами і призводить до вертикальної газової зональності у вуглепородних масивах, яка змінюється протягом формування басейну і триває нині.

Основними шляхами міграції природних газів у вугленосних відкладах при низькій стадії метаморфізму є гірські породи та вугільні пласти, а при середній і високій стадіях метаморфізму вугілля міграція природних газів здійснюється, головним чином, вугільними пластами і тектонічними порушеннями. Зниження природної метаноносності вугільних пластів із глибиною в районах поширення антрацитів відзначається, практично, відсутністю метану в антрацитах, може бути пояснена структурою вугільної речовини або заміною метану на діоксид вуглецю, що характерно для окремих шахт Луганської області.

Важливими характеристиками гірських порід і вугілля як колекторів природних газів є пористість і газопроникність. Встановлено, що колекторські властивості вугілля і вміщуючих порід змінюються в широкому діапазоні залежно від ступеня метаморфізму вугілля та катагенезу порід, відновлення вугілля, син- і постформаційних тектонічних трансформацій. Пористість і газопроникність вугілля і вміщаючих порід закономірно зменшуються з підвищенням ступеня метаморфізму вугілля. При зіставленні параметрів колекторських властивостей порід і вугілля Донецького басейну встановлено, що в районах низькометаморфізованого вугілля газопроникність перебуває у

кореляційному зв'язку зі сучасною глибиною залягання, а в районах високометаморфізованого вугілля такий зв'язок виражений нечітко або відсутній.

Сучасне положення верхньої межі метанової зони у межах конкретних ділянок вуглепородного масиву визначається їхньою тектонічною будовою і залежить насамперед від того, чи екрановані вугленосні відклади великими за амплітудою диз'юнктивними порушеннями. У іншому разі, інтенсивність газового вивітрювання зростає, а глибина дегазації багато в чому визначається літологічно-фаціальним складом вуглевміщуючих осадових порід і умовами їхнього залягання. На більшій частині площі Донбасу, де вугленосні відклади порушені і екрановані регіональними скидами (амплітуда до 1000–1300 м) глибина залягання становить 170–200 м. У районах виходів вугленосних товщ під покривні відклади, де кути падіння пластів досягають локально 60–70° глибина дегазації вугільних пластів, що залягають серед алевролітів і аргілітів, зростає до глибини 300–350 м, а у пластах, у покрівлі яких міститься потужний алювіальний пісковик, до 440 м, що зафіксовано на переважній більшості вугільних шахт Донбасу шахтними службами.

Природні гази в метановій зоні представлені в основному метаном і його гомологами (вміст від 70 до 90 %), важкими вуглеводнями (від слідів до 1 – 20 %), азотом (від 1–5 до 25–30 %) і вуглекислим газом (в основному від 0 до 1,5–2,07 %). Поряд із ними до складу газів входять гелій, водень, зрідка – сірководень. При загальній близькості речовинного складу газів вугілля та порід, гази вугільних пластів (за рівних умов) містять більшу кількість CO (CO_2) та важких вуглеводнів, але трохи меншу кількість гелію та водню. Якісні характеристики газової суміші вугільних родовищ постійно змінюються за розрізом і падінням пласта й особливо чітко вирізняються у тектонічно порушених зонах вуглепородних масивів. Усі складові газової суміші вуглепородних масивів контролюються мозаїкою фізичних параметрів його різних частин, як у непорушеному, так і у відпрацьованому масиві.

Дослідженнями газової складової вугільних пластів Донбасу встановлено, що закономірне якісне поширення газоподібних вуглеводнів визначається розривними порушеннями і підтверджує не тільки дифузійне газонасичення масиву, а й темпове – накопичення газу крізь розривні порушення в період їхнього розкриття. При цьому слід зазначити, що розривні порушення не на всій своїй протяжності є «транспортними артеріями» газоподібних вуглеводнів: на більшій частині свого простягання вугілля та породи в порушених зонах настільки перем'яті, що в них повністю відсутня безперервність тріщин і пор, таким чином, майже повністю відсутня газопровідність. Головна частина геологічних розривних порушень у наш час є перешкодою для газообміну між геоструктурними блоками масиву і визначає відносну стабільність якісного газового складу блоків. Встановлено, що якість газової складової вугільних пластів змінюється від зон геологічних порушень до центральної частини блоків. У прирозломній частині блоків у газовій складовій наявні вуглеводні з вуглецевим числом від C_1 до C_5, а також $C_{пн2п}$ та $C_{пн2п-2}$. З віддалення від цієї зони на відстань від 150 до 300 м у вугільних газах відсутні $C_{2п-2}$, а потім $C_{пн2п}$,

потім C_5, C_4, і C_3. Центральна частина блоків насичена в основному метаном і етаном зі значною домішкою азоту й діоксиду вуглецю, які витіснялися в ці місця надходженням вуглеводнів із порушених зон.

У процесі досліджень складу залишкової газової складової було встановлено закономірності поширення газів у вугільних пластах (m_3, l_1, l_4 на шахті ім. О.Ф. Засядька, m_4^0, m_4^2, l_2^1, l_3, k_5 на шахтах ДП «Гірняк», ДП ВК «Краснолиманська», ДТЕК «Алмазна», ДТЕК «Піонер» і ДП «Свято-Покровська») – при наближенні до зони порушень, на відстань 200 – 250 м, змінюються якісні та кількісні показники газової суміші.

Якісні показники газового складу тісно пов'язані з тектонічними порушеннями у вугленосних товщах. При наближенні до порушених зон значна роль відведена вуглеводневим газам, у тому числі й важким вуглеводням, присутності гелію, водню, етану й азоту. Таким чином, можемо розглядати тектонічний чинник як один із основних для визначення сучасних скупчень газів у вугільних басейнах, а газовий склад підкреслює міграцію газів із більш глибоких горизонтів у верхні горизонти літосфери.

У результаті ізотопного дослідження газів вуглепородних масивів Донецького басейну встановлено, що більше 80 % газів товщі можна віднести до термогенних газів. Тільки у зонах впливу регіональних розломів (наприклад, Центральний насув), встановлено невелику кількість газу, яку за ізотопними показниками можна залучити до глибинного. У монолітних, без порушень, товщах вуглепородних масивів та вище поверхні метанової зони, встановлено незначну кількість газу, яку можна залучити до біогенного. Таким чином, газ вуглепородних масивів складається, переважно з термогенного газу при незначній кількості біогенного й абіогенного.

Висновок. Головним чинником формування газоносності у вугільних басейнах є тектонічний. У той же час поповнення масиву газом відбувається постійно, за рахунок глибинних процесів планети і контролюється структурно-тектонічним фактором у Донецькому басейні. Варто зазначити й літологічний чинник, оскільки вміщуючі вугільні пласти осадові породи можуть бути як колекторами, так і «транспортними шляхами» для газів.

ДО ПРОБЛЕМИ РАЦІОНАЛЬНОГО ВИКОРИСТАННЯ ПІДЗЕМНИХ ВОД с. ПІДДНІСТРЯНИ СТРИЙСЬКОГО РАЙОНУ ЛЬВІВСЬКОЇ ОБЛАСТІ

О. Вовк

Волинський національний університет імені Лесі Українки
пр-т Волі, 13, м. Луцьк 43025, Україна
geologygeochemistry@gmail.com

Вступ. Вода є найважливішою корисною копалиною, значення і життєдайність якої як необхідної умови здоров’я людини і збереження довкілля неможливо переоцінити. Вода наявна у наземних водоймах і в породах–

колекторах земної кори. Використання водних ресурсів постійно зростає. Особливо важливими є підземні води, оскільки переважно з ними пов'язані ресурси питної води.

Важливу роль водні ресурси відіграють у житті людей і економіки Львівської області. Найдовшою річкою області є р. Дністер: довжина 1352 км (в межах області – 207 км), площа водозбору – 72 100 км^2 (в області – 11 420 км^2), кількість населених пунктів уздовж берегової смуги – 25. Якість води у Дністрі (1 км нижче від м. Новий Розділ) у 2016 р. погіршилася порівняно з 2015 р.

Поширення підземних вод Львівської області залежить від особливостей геологічної будови та ландшафтно-геохімічної ситуації. Для ґрунтових вод за результатами моніторингових спостережень виявлено чітку кореляцію їхнього рівня із кліматичними умовами. Для міжпластових вод таку залежність не виявлено. Прогнозні ресурси четвертинного водоносного комплексу становлять 89,7 тис. м^3/добу, а експлуатаційні – 36,7 тис. м^3/добу. Прісні води цього комплексу поширені у регіоні, однак експлуатуються нерівномірно, найбільше їх розробляють у Стрийському, Дрогобицькому та Жидачівському районах.

У зв'язку з процесами децентралізації гідрогеологічні дослідження стали важливими не лише на рівні області, але і на рівні об'єднаних територіальних громад (ОТГ) і навіть окремих сіл.

Село Піддністряни, розташоване на лівому березі Дністра, належить до Ходорівської ОТГ Стрийського району Львівської області. Село налічує 755 мешканців. До адміністративної реформи в Україні 2015–2020 рр. село належало до Жидачівського району. У с. Піддністряни, на місці колишнього палацу пана Ядзвінського, діє заклад загальної середньої освіти (ЗЗСО) I–III ст. з дитячою установою (ДУ) № 10 ім. братів Олійників. Біля ЗЗСО стоїть унікальна дев'ятикупольна дерев'яна церква, збудована у XIX ст. та неперевершений парк (приблизно такого ж віку), де групами ростуть модрини з цікавою історією, липи, берези, катальпа і древній платан. Парк заснований паном Ядзвінським і є пам'яткою садово-паркового мистецтва місцевого значення в Україні.

Постановка проблеми. У зв'язку із ростом рівня життя, порівняно з 80-ми роками XX ст., у с. Піддністряни помітно зросли об'єми використання підземних вод, адже майже до кожного будинку підведено воду, використовують пральні машини, кожна з яких споживає приблизно 60 л води за одне прання. Нераціональне використання підземних вод може призвести до виснаження цього важливого ресурсу.

Мета роботи. Дослідити коливання рівня підземних вод с. Піддністряни Стрийського району Львівської області, запропонувати шляхи покращення раціонального використання підземних вод.

Об'єкт дослідження – підземні води с. Піддністряни Стрийського району Львівської області.

Предмет дослідження – проблеми раціонального використання підземних вод с. Піддністряни Стрийського району Львівської області.

Для досягнення мети було поставлено такі **завдання**:

- Опрацювати дані спостережень коливання рівня підземних вод;

- Дослідити зв'язок висот над рівнем моря з наявністю води у криницях;
- Оцінити якість підземних вод на території села;
- Запропонувати шляхи покращення раціонального використання підземних вод.

Методи дослідження. Особисте багаторічне спостереження за рівнем підземних вод, опитування місцевих жителів, дослідження результатів хімічного аналізу води з криниць, вимірювання висот над рівнем моря альтиметром.

Результати. Жителі с. Піддністряни, переважно, використовують ґрунтові води. Свердловини, які є майже біля кожного будинку, не пробурюють перший від поверхні Землі водоносний горизонт. Глибина свердловин у середньому 30 м. На висотах понад 252 м н. р. м. глибина свердловин не корелюється з абсолютною висотою, що свідчить про складну гідрогеологічну будову. На висотах нижче 252 м н. р. м. потреби у свердловинах нема.

Наявність води у криницях і, відповідно, підведеної в будинки залежить від погоди. У жаркий, посушливий період у липні–серпні води у криницях частини села немає. Це залежить від висоти над рівнем моря. Середня висота села над рівнем моря – 263 м. Найвища точка села розташована між вул. Садова, 49 та рогом вулиць Садова і Вишнева. Її висота – 295 м н. р. м. Найнижча точка лежить на березі р. Дністер, її висота – 235 м н. р. м. У межах забудов найнижчі висоти в районі рогу вулиць Ходорівська і Вишнева, що приблизно відповідає адресі вул. Ходорівська, 60. Висоти цієї частини села приблизно 241 м н. р. м. Заміри проводили альтиметром 8 серпня 2022 р. майже одночасно в усіх точках.

Під час повені 1989 р. частина села з висотою нижче 252 м н. р. м. була затоплена. Ця висота є критичною. Загалом наявність води в криницях корелюється з рівнем води в р. Дністер. У посушливий період у криницях з висотою 252 м н. р. м. і нижче є вода, у криницях на висоті 260 м – нема.

Основною проблемою використання підземних вод у с. Піддністряни Стрийського району Львівської області є нестача води у криницях у частині села в посушливий період. Рекомендується не виснажувати ресурси підземних вод і для поливу використовувати воду р. Дністер.

Якість води у криницях істотно коливається в межах села, але в більшості випадків твердість води доходить до 10 млг/л.

У с. Піддністряни наявне джерело під назвою Криничка. Джерело не описане в літературі. Про нього не згадується у монографії і навіть на сайті Департаменту екології та природних ресурсів Львівської обласної державної адміністрації у вкладці джерела. За місцевими переказами, до приходу радянської влади на місці джерела стояв кам'яний лев, із пащі якого текла вода. В офіційних джерелах про цей факт не згадується. Рівень води в джерелі у липні помітно нижчий, ніж у травні. За останні 45 років джерело пересихало двічі. Криничка міститься на висоті 244 м н. р. м. Відзначається, що вода джерела має лікувальні властивості, а саме корисна при хворобах очей. Загалом вода у джерелі прозора, без запаху, приємна на смак і завжди холодна. Для приготування їжі не підходить через високу твердість. Джерело Криничка може стати туристичною атракцією.

Приведення джерела до відповідного стану не потребує значних витрат коштів і праці.

Висновки.

1. Споживання підземних вод у с. Піддністряни Стрийського району Львівської області помітно зросло порівняно з 80-ми роками XX ст.
2. Місцеві жителі використовують переважно ґрунтові води.
3. Рівень підземних вод у селі істотно залежить від кліматичних умов.
4. Наявність води в криницях у посушливий період залежить від абсолютної висоти. Висота 252 м н. р. м. є критичною.
5. Якість води в криницях істотно коливається в межах села, але у більшості випадків вода характеризується високою твердістю.
6. Для запобігання виснажуванню підземних вод рекомендується для поливу використовувати воду р. Дністер.
7. Рекомендується облагородити джерело Криничка, яке може стати туристичною атракцією.

ЕТАПНІСТЬ РОЗВИТКУ ФОРАМІНІФЕР МОРСЬКИХ БАСЕЙНІВ ПАЛЕОГЕНУ ПЛАТФОРМНОЇ УКРАЇНИ

Т. Рябоконь

Інститут геологічних наук НАН України
вул. О. Гончара 55-б, Київ 01054, Україна
t_ryabokon@ukr.net

Досліджено можливий зв'язок етапності розвитку планктонних (ПФ) і бентосних (БФ) форамініфер палеогену платформної України з різномасштабними, глобальними і регіональними, геологічними подіями, історією геологічного розвитку (а саме палеогеографічними перебудовами) морських басейнів, що існували на території платформної України в палеогеновому періоді. Об'єктом досліджень обрано палеогенові розрізи Північного Причорномор'я і Дніпрово-Донецького прогину, як одні з найповніших для платформної України. В палеогеографічному аспекті це Північнопричорноморський шельф Скіфського моря і Дніпрово-Донецьке море.

У підґрунтя покладено погляд автора та колег на стратиграфію, біостратиграфію і кореляцію палеогенових відкладів платформної України, кореляцію регіоярусів палеогену Південної України з ярусами МСШ. По регіональних подіях і палеогеографічних реконструкціях морських басейнів палеоцен-еоценової епох Північного Перітетісу й олігоценової епохи Східного Паратетісу задіяні публікації останніх років. Інформація по глобальних абіотичних і біотичних подіям запозичена з робіт. При зіставленні етапності розвитку форамініфер палеогену платформної України з глобальними і регіональними подіями використано результати досліджень автора з кореляції біостратиграфічної зональної шкали палеогенових відкладів Південної України

із зональною шкалою південних регіонів Росії і біохронологічною шкалою МСШ.

У підгрунття біостратиграфії палеоценових і еоценових відкладів Південної України покладена Кримсько-Кавказька зональна шкала за ПФ, яка побудована на етапності розвитку ПФ регіону півдня колишнього Радянського союзу. У ній зони розглядаються як певні етапи розвитку ПФ у Кримсько-Кавказькій палеобіогеографічній області, яка охоплює південну частину Північного Перітетісу.

В палеоцен-еоценовому розрізі Північного Причорномор'я простежується така етапність розвитку (послідовність асоціацій) ПФ Кримсько-Кавказької палеобіогеографічної області:

- ✓ глобоконузово-субботіновий у данському віці (білокам'янський регіоярус, нижній регіопід'ярус);
- ✓ сферичних і субсферичних акаринін у танецькому віці (качинський регіоярус);
- ✓ «сплощених глобороталій» у середньоіпрському віці (бахчисарайський регіоярус);
- ✓ «висококонічних глобороталій» і округлих акаринін у пізньому іпрі – ранньому лютеті (сімферопольський регіоярус);
- ✓ вуглуватих і округлих акаринін, акаринін і глобігеринатек у лютеті (новопавлівський регіоярус);
- ✓ псевдохастигерин у бартоні (кумський регіоярус);
- ✓ глобігеринатек і крупних субботин у ранньому приабоні (альминський регіоярус);
- ✓ дрібних глобігерин у перехідному еоцен-олігоценовому інтервалі (верхня частина альминського регіоярусу – нижня планорбелового регіоярусу).

Розвиток ПФ Кримсько-Кавказької палеобіогеографічної області й регіону Південної України, зокрема, відображає послідовність глобальних кліматичних і палеобіогеографічних подій. Проте більшість із них саме в розрізі Північного Причорномор'я неможливо виявити/розпізнати саме через мілководний тип відкладів і крупні стратиграфічні перериви.

В еоценовій послідовності/етапності розвитку ПФ Північного Причорномор'я зміна акаринiново-глобігеринатекового етапу на псевдохастигериновий обумовлена регіональною аноксичною, кумською, подією Кримсько-Кавказької області.

В олігоценовому розрізі Північного Причорномор'я розпізнані два етапи розвитку ПФ:

- ✓ тенюітелово-глобігериново-псевдохастигериновий (комплекс дрібних глобігерин) (верстви з *Globigerina officinalis, Dentoglobigerina tapuriensis*) перехідного еоцен-олігоценового інтервалу;
- ✓ глобігериново-тенюітеловий (верстви з *Globigerina ciperoensis, Globigerina officinalis, Globigeriena ouachitaensis ouachitaensis* верхньо-планорбелового регіопід'ярусу; верстви з *Globigerina ciperoensis, Tenuitellinata pseudoedita* верхньокерлеутського регіопід'ярусу).

Рубіж між етапами розвитку ПФ олігоцену Північного Причорномор'я

припадає не на границю еоцену/олігоцену, а на границю нижнього і верхнього регіопід'ярусів планорбелового регіоярусу. ПФ притаманні лише початковим фазам трангресивних циклів, коли зростав водообмін між Східним і Центральним Паратетісом, Світовим океаном. На відсутність ПФ у другій половині рюпелю вплинула подія першого опріснення Східного Паратетісу у молочансько-полбінський час. Поява ПФ на початку пізнього керлеуту пов'язана з крупним глобальним евстатичним підвищенням рівня океану на початку хату.

Встановлення широтних комунікацій Дніпрово-Донецького моря як складової частини системи Північного Перітетісу, з Північноморським басейном через Польсько-Прип'ятську протоку, оксидні умови палеобасейнів із карбонатним осадконакопиченням сприяли появі ПФ в осадовому розрізі Північної України.

У псьольських відкладах Дніпрово-Донецького прогину виявлено послідовність асоціацій дрібних гладкостінних еоглобігерин, глобоконузово-субботинова і премурікова, характерних для данського часу. У середньоеоценових, лютецьких відкладах (верхня частина бучацького регіоярусу – нижня частина київського регіоярусу) – псевдохастигериново-акаринінова асоціація, яка, ймовірно, у часі відповідає інфлюксу псефдохастигерин у Північноморському басейні й акариніново-ханткеніновому етапу розвитку ПФ Кримсько-Кавказької палеобіогеографічної області.

У розвитку дрібних БФ палеогену платформної України (Північне Причорномор'я і Дніпрово-Донецький прогин) за даного рівя досліджень можна виділити такі етапи:

- ✓ дансько-білокам'янський (Північне Причорномор'я) і дансько-ранньопсьольский (Дніпрово-Донецький прогин);
- ✓ качинський, з двома фазами (Північне Причорномор'я);
- ✓ бахчисарайський (Північне Причорномор'я);
- ✓ сімферопольсько-новопавлівський, із двома фазами (Північне Причорномор'я) і лютецько-ранньокиївський (Дніпрово-Донецький прогин);
- ✓ кумський (Північне Причорномор'я);
- ✓ альминський, із двома фазами (Північне Причорномор'я);
- ✓ олігоценовий, із трьома фазами (Північне Причорномор'я).

Етапність розвитку дрібних БФ Північного Причорномор'я в загальних рисах відображає палеоцен-еоценову етапність розвитку БФ Кримсько-Кавказької палеобіогеографічної області, а саме:

- ✓ одночасність/збіг періоду відновлення різноманітності фауни дрібних БФ після біотичної кризи на границі крейди–палеогену;
- ✓ вимирання на рубежі палеоцену-еоцену;
- ✓ періоди активного видоутворення і зростання різноманітності в еоценову епоху;
- ✓ скорочення різноманітності і вимирання дрібних БФ у час кризової, кумської, аноксичної події;

✓ зростання швидкості зміни систематичного складу у другій половині приабону і поступове вимирання/зникнення дрібних БФ на рубежі еоцену-олігоцену.

Відмінність полягає у відсутності більшості характерних родів для етапів Кримсько-Кавказького регіону і запізнення появи деяких родів, що, на мій погляд, обумовлене більш мілководними умовами палеобасейну в Північному Причорномор'ї.

Олігоценовому етапу розвитку дрібних БФ Північнопричорноморського шельфу Скіфського моря притаманні риси розвитку фауни форамініфер Північноєвропейської палеобіогеографічної області в межах Східного Паратетісу.

Формування відкладів з БФ у Дніпрово-Донецькому морі в данському віці (ранньопсьольский час) і лютецькому (ранньокиївський час) обумовлене встановленням широтної комунікаційної системи обміну водними масами Північноморського басейну (Північно-Західна Європа) через Польсько-Прип'ятську протоку з Дніпрово-Донецьким морем Північної України і Скіфським морем системи Північного Перітетісу.

Порівняння етапності розвитку дрібних БФ Північного Причорномор'я з послідовністю у часі глобальних кліматичних і палеоокеанологічних подій показало такий взаємозв'язок:

✓ скорочення різноманітності і зникнення видів на межі крейди–палеогену з глобальною біотичною подією масово вимирання; відновлення різномаїття після біотичної кризи у дансько-ранньобілокам'янський час;

✓ скорочення різноманітності, зміну систематичного складу і зникнення видів наприкінці качинського часу – з глобальною біотичною подією вимирання глибоководних БФ і абіотичною подією палеоцен–еоценового термічного максимуму;

✓ зростання різноманітності фауни дрібних БФ у сімферопольський час з ранньоеоценовим кліматичним оптимумом;

✓ розквіт і різномаїття дрібних БФ у пізньоновопавлівський час – з пізньолютецьким термічним максимумом;

✓ поступальність зміни систематичного складу і вимирання/зникнення дрібних БФ у перехідному пізньоеоцен–ранньоолігоценовому інтервалі з крупною кліматичною перебудовою на рубежі еоцену–олігоцену – переходом клімату від «greenhouse» до «coolhouse».

Особливості розвитку дрібних БФ Північного Причорномор'я у хатський вік подібні (і мають певну одночасність із) до послідовності зміни угруповань БФ Північноморського басейну (Германська провінція Північноєвропейської палеобіогеографічної області): друга фаза олігоценового етапу з подією інфлюксу *Asterigerinoides guerichi*; третя фаза з інфлюксом *Elphidium subnodosum*.

Підсумок. Етапність розвитку дрібних БФ морських басейнів платформної України є результатом поєднання глобальних і регіональних абіотичних і біотичних подій, палеогеографічних перебудов системи морських басейнів Північного Перітетісу в палеоцен-еоценову епоху і Східного Паратетісу в

олігоценову епоху. Етапність розвитку ПФ в межах Північнопричорноморського шельфу Скіфського моря в палеоцені-еоцені синхронна етапності розвитку ПФ південної частини Північного Перітетісу.

КАРСТОВО-СУФОЗІЙНЕ ПРОВАЛОУТВОРЕННЯ В МЕЖАХ СТЕБНИЦКОГО РОДОВИША КАЛІЙНИХ РУД ПІСЛЯ ПОВНОГО ЗАТОПЛЕННЯ РУДНИКА № 2 ТА УТВОРЕННЯ ПРОВАЛУ № 31 У ДОРОЖНЬОМУ ПОЛОТНІ НОВОЗБУДОВАНОЇ ОБ'ЇЗНОЇ ДОРОГИ: ПРИЧИНИ, ПРОГНОЗУВАННЯ ТА НАСЛІДКИ

В. Дяків,[1] З. Хевпа[2]

[1]Львівський національний університет імені Івана Франка, 79005 Львів, вул. Грушевського, 4.
e-mail: dyakivw@yahoo.com; kytsmur89@gmail.com
[2]Державна установа «Інститут геохімії навколишнього середовища Національної академії наук України,
пр. Академіка Палладіна, 34А, Київ, Україна, 02000 e-mail: zenonzxv@gmail.com

В межах Передкарпатського прогину Стебницьке родовище полімінеральних калійних руд сульфатного типу є найбільшим за підрахованими запасами. Калійні солі тут виявили 1873 році, а їхній видобуток розпочався у травні 1919 році, АТ «ТЕСП» (акціонерне товариство експлуатації солі поташової). Стебницьке калійне родовище, яке складається із понад 20 крутоспадних пластів, розроблялося 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 складала - 15 м, а ширина міжкамерних ціликів - 12 м, висота камер - від 40 до 60м, довжина камер - від 20 до 150м, потужність міжповерхової стелини - 16 м, висота поверху - 60м.

У 1923 році цим підприємством було видобуто 9400 тонн каїніту, а у 1938 році – 132 900 тонн. За радянської влади запаси родовища експлуатувало Стебницьке гірничо-хімічне підприємство «Полімінерал», завдяки якому на першому руднику потужність розширили з 260 тис. тонн на рік у 1940 р. до 1 млн. тонн на рік у 1960 р. Сумарно на руднику № 1 було видобуто біля 30 млн. тонн калійних руд та утворено понад 15 млн. м3 порожнин. У 1966 р. видобуток розпочався на руднику № 2, де сумарно було видобуто 32 млн. тонн калійних руд та утворено майже 16 млн. м3 порожнин.

Складні гідрогеологічні умови родовища призвели появи водопритоків 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-ті-80ті роки минулого століття був найбільш потужною видобувною калійною копальнею України з річним видубутком 3 млн. тонн руди. Виробничі та екологічні проблеми підприємства почались ще у 1978 р. коли у видобувні камери почала проникати вода з

перекриваючих відкладів. До 2001 р. відбувалась перехоплення вод на дренажному горизонті та їх активна відкачка на денну поверхню. Однак внаслідок 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»).

На сьогоднішній день вода затопила усі гірничі виробки. В силу багатофакторності, затоплення рудника супроводжується низкою небезпечних екзогенних процесів, серед яких головним є розвиток соляного карсту у період затоплення рудника № 2 та карстово-суфозійні явища у період після повного затоплення та відновлення порушених гідрогеологічних умов, коли у раніше розмиті карстові порожнини, на найбільш високих гіпсометричних відмітках залягання солей, відбувалось вимивання тонко дисперсного матеріалу та його транспортування до рівня карстового водоносного горизонту із провалом поверхні.

Безумовною передумовою розвитку карстового процесу є те, що одна літра прісної води, яка досягла товщі калійних солей, здатна розчинити 360 г породи. У карстознавстві є правило: «об’єм породи який розчинився з часом буде рівним об’єму породи, яка провалилась». Наслідком цього є утворення з часом чисельних карстових провалів.

Також безумовною передумовою розвитку карстово-суфозійного процесу є наявність раніше вилугуваних карстових порожнин та їх заповнення тонко дисперсним матеріалом за умови наявності між зоною активного водообміну та карстовими порожнинами на рівні залягання солей гідравлічного зв’язку.

Виходячи з цих передумов, надзвичайно актуальним є виділення ділянок майбутнього провалоутворення пов’язаних із особливостями гідрогеологічних умов, їх приуроченості до відповідальних господарських об’єктів та оцінки ймовірних негативних екологічних наслідків розвитку соляного карсту. Карстові порожнини активізують деформаційні процеси спотворення сучасного рельєфу денної поверхні. Закарстовані ділянки Стебницького родовища, які раніше вважалися безпечними відносно утворення нових провалів, деформуються та несуть потенційну загрозу для промислових об’єктів, призводять до розривів інженерних мереж, з яких найвразливішими є магістральний водогін Гірне-Дрогобич, автомобільна дорога Львів-Трускавець та три високовольтні лінії електропередач в межах шахтного поля рудника № 2.

Саме тому прогноз стану геологічного середовища Стебницького калійного родовища зроблений нами в умовах затоплення рудника № 2 та після його завершення зроблено на підставі опрацювання матеріалів гідрогеологічного моніторингу, польових обстежень ділянок розвитку чисельних проявів соляного карсту та карстово-суфозійних явищ.

20–21 серпня 2022 року зоні впливу рудника № 2, на ділянці будівництва так званої об'їздної дороги Трускавця, у тілі дорожного насипу із сегментом твердого покриття та їх обвалюванням поблизу східної околиці села Модричі, в

15 м від русла річки Вишниця стався невеликий карстово-суфозійний провал № 31 діаметром до 5 м. Відбулося це майже через два роки після затоплення соленосних відкладів рудника № 2 та, відповідно, повного припинення процесів вилуговування солей, внаслідок прогнозованого провалоутворення на даній ділянці навіть після затоплення рудника № 2 під впливом статичних навантажень (власної ваги закарстованого масиву та суфозійного вимивання тонкодисперсного матеріалу у раніше утворені карстові пустоти).

Аналіз результатів гідрогеологічних та маркшейдерських спостережень, проведені польові дослідження стану природно-техногенної системи Стебницького родовища дають підстави прогнозувати припинення соляного карсту та подальшу еволюцію карстово-суфозійних явищ, але уже після повного затоплення рудника № 2 з виділенням корозійно-ерозійної, обвально-суфозійної, обвальної та стадії стабілізації, у відповідності до запропонованої чотиристадійної моделі.

У відповідності до цієї моделі на першій корозійно-ерозійній стадії відбувається - інфільтрація вод у солевмісні відклади та їх розвантаження із суфозійним винесенням теригенного матеріалу та локальним просіданням території. На денній поверхні, окрім просідання території, іншим жодним чином ніяк не проявляється. В межах шахтного поля рудника № 2 така ситуація спостерігається заплаві річки Вишниця у східній околиці с. Модричі.

Обвально-суфозійна стадія характеризується подальшим просіданням з утворенням заколів, стінок відриву та контурів карстово-суфозійної лійки. В межах доріг з твердим покриттям, з’являються тріщини, орієнтація яких наслідує напрямки потоків, що призводять до вилуговування пластів калійних солей. Такі утворення фіксуються в долині р. Вишниця біля вентиляційного стовбура «Західний-біс» рудника № 2, а також на новозбудованій об’їзній автодорозі Трускавеця.

На третій обвальній стадії відбувається обрушення вищележачих четвертинних відкладів та частково відкладів гіпсово-глинистї шапки, утворення карстово суфозійного провалу. Ці явища також притаманні для долини р. Вишниця біля новозбудованої об’їзної автодороги та високовольтних ліній електропередач.

Четверта стадія розвитку – стадія стабілізації проявляється після появи провалу, що стався.

Аналіз геологічної будови на ділянках існуючої та будівництва нової дороги Львів–Трускавець показав, що під старою дорогою потужність надсольових відкладів (гіпсово-глинистих порід та суглинків) становить 95–107 м. Цю дорогу у закарстованому стані транспорт трясе з 1978 р. і ніяк не може обвалити, а по трасі нової дороги, де потужність надсольових 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 наванта-ження 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 провало-утвореня на 400-ста метровому відтинку нової дороги в десятки разів більша, ніж над старою дорогою.

На основі проведених досліджень можна зробити наступні висновки:

1. Карстово-суфозійний провал № 31 локалізований у 400-та метровій зоні вливу річки Вишниця (по 200 м на лівому і правому берегах), в 15 від русла, із найменшою товщиною надсольових відкладів (від 30 до 50 м), звідки (з річки Вишниця) понад 40 років з жовтня 1978 р. до вересня 2020 р. у рудник № 2 притікав основний потік води (біля 70-80 %), який розчиняв солі, утворював пустоти, які періодичн обвалювались. Саме тут, у зоні живлення карстового водоносного горизонту, зафіксована найбільша кількість карстових провалів (вони переважно невеликі, але як і великі, можуть представляти реальну загрозу), а тому дана територія визначена фахівцями (А.М. Гайдін, В.О. Дяків, З.З. Хевпа, А.В. Драновська) як небезпечна у плані ризиків прояву провалоутворення, навіть після повного затоплення рудника № 2 та припинення розвитку соляного карсту.

2. Останні чотири роки, на нарадах, у наукових публікаціях, у виступах на конференціях, у ФБ-постах, у інтерв'ю для ЗМІ, у зверненнях до керівництва Укравтодору, на цю тему нами зверталась увага до даної проблеми і усі без винятку Департаменти, Служби, Адміністрації і Ради про це поінформовані. При цьому Служба автомобільних доріг визнає, що ділянка закарстована та «поділяє стурбованість авторів». На наше звернення обговорити проблеми у колі фахівців - повне мовчання. Результат будівництва буде наступним: якщо не пробурять свердловини до рівня солей (30–50 м) у заплаві Вишниці, не виявлять та не затомпонують карстові порожнини, нова дорога буде в 10 разів небезпечнішою ніж стара. При цьому вартість робіт буде у 10 разів більшою.

3. Зона провалля не огороджена, оскільки об'їздна дорога так і не введена в експлуатацію, а враховуючи воєнний стан ще не скоро стане проїздною.

4. Рішення Львівської обласної комісії з Техногенно-екологічної безпеки і Надзвичайних ситуацій (ТЕБ і НС) про закриття проїзду дорогою Львів-Трускавець в межах гірничого відводу рудника № 2, у березні 2020 року не було безстроковим (навіть воєнний стан в Україні, незважаючи на очевидність, кожні два три місяці продовжується), а фактично не дотримувався значно раніше, бо не зважаючи на механічне блокування бетонними блоками, ще навесні 2020 року дорогою активно користувались водії. Більше того, нового рішення комісії ТЕБ і НС про закриття «Закритий відрізок дороги Трускавець - Львів в межах гірничого відводу рудника № 2» не апмймалось, а з травня 2020 року стара дорога де-факто інтенсивно експлуатується: тут їздять легковий транспорт, спецавтомобілі екстренних служб, маршрутні автобуси.

Ознаками того, що стара дорога діюча, є те, що її обслуговують дорожні служби (взимку розчищують від снігу та посипають протиожеледними засобами, а навесні, влітку і восени ремонтують, косять траву та прибирають.

Єдиними обмежуючими дорожніми знаками при виїзді на дану ділянку є те, що на дорогу в межах гірничого відводу рудника № 2 стоять знаки заборони виїзду великовантажних автомобілів.

За старою дорогою, геологічною службою Стебницького ГХП «Полімінерал», ведетуться постійні маркшейдерські спостереження і за їхніми результатами критичних деформацій, а тим більше провалів, подібних до провалу № 31 на так званій об'їздній дорозі, що на світлинах – немає. Це дає нам підстави стверджувати, що під старою дорогою, карстово-суфлзійні процеси після затоплення практично відсутні.

5. Моніторинг стану гірничого масиву проводиться фахівцями Стебницького ГХП Полімінерал здійснюється за рівнями тахімічним складом підземних вод у тому числі і у затопленому руднику № 2, результати якого свідчать про відновлення природного гідрогеологічного режиму та повне припинення карстового процесу.

6. Карстоутворюючі процеси в межах гірничого відводу рудника № 2 повністю припинилися у вересні 2020 року - майже два роки тому, після того, як були затоплені соленосні відклади: як наслідок техногенно-активізований соляний карст тут припинився і не може розвиватись навіть теоретично.

7. Після вересня 2020 року, ініціюючими чинниками провалоутворення в межах гірничого відводу рудника № 2, може бути не соляний карст, а порушення стійкості надсольових відкладів викликані зовнішніми статичними (під власною вагою чи за рахунок суфозійного вимивання тонкодисперсного матеріалу як ймовірні причини провалу зображеного на світлинах у різних ракурсах) чи динамічним впливами (у майбутньому від руху важковагового транспорту, викликаних ним вібрацій та мікросейсмічного впливу).

8. Стара дорога так само потребує робіт із розбурювання, виявлення та тампонувння наявних під нею карстових порожнин, але залягаючих значно нижче на глибині понад 100 м. Такі геологічні особливості зумовили, те, що дорога не провалилась у період затоплення, коли активно розвивався соляний карст та значно більш стійкою після повного затоплення рудника № 2.

9. Поява провалу № 31 є повним підтвердженням нашого прогнозу щодо провалонебезпечності зони живлення карстового водоносного горизонту у заплаві р. Вишниця у східній околиці с.Модричі та потребує проведення раніше пропонаваних інженерно-геологічних вишукувань з виявлення карстових порожних та їх тампонування. Якщо цього не буде зроблено, то нова об’їздна дорога залишится в десять разів небезпечнішою ніж стара, по якій йде найбільший транспортний потік до Трускавця.

ЛІТОЛОГІЧНІ ОСОБЛИВОСТІ ТА ОБСТАНОВКИ ОСАДОНАГРОМАДЖЕННЯ ДАНСЬКИХ ВІДКЛАДІВ ЗАХІДНОЇ ЧАСТИНИ ПРИЧОРНОМОРСЬКОГО МЕГАПРОГИНУ

В. Гнідець, К. Григорчук

Інститут геології і геохімії горючих копалин НАН України
79000 Львів, вул..Наукова 3 а
vgnidets53@gmail.com, kosagri@ukr.net

Палеоценові карбонатні відклади є одним з основних продуктивних комплексів Причорноморсько-Кримської нафтогазоносної області. В межах північно-західного шельфу Чорного моря відкрито 6 газових та газоконденсатних родовищ, три з яких (Голіцинське, Одеське та Штормове) за розмірами запасів відносяться до середніх.

Поклади вуглеводнів пов'язані з пачками органогенних, органогенно-детритових вапняків, що розвинені у відкладах данського та зеландського ярусів. Як відомо, карбонатні товщі відрізняються значною неоднорідністю як по латералі, так і за розрізом, що ускладнює будову резервуарів та мінливість колекторських властивостей порід. У зв'язку з цим актуальними є всебічні літологічні дослідження, включаючи з'ясування літологічної структури відкладів та умов їх нагромадження.

У роботі в такому контексті розглянуті данські відклади західної частини Причорноморського мегапрогину.

Потужність данських відкладів змінюється від 53 м (св. Безименна-2) до 202 м (св. Одеська-2), складаючи у більшості свердловин 100–150 м. При цьому максимальні потужності відмічені у північно-східній та південно-західній частинах дослідженої території.

Відклади характеризуються виразною літологічною мінливістю по латералі. Так, ареали максимального розвитку вапняків (понад 60 % від загальної товщини розрізу) локалізовані у трьох ділянках (структури: Безименна–Одеська, Голіцина–Шмідта, Архангельського–Штормова). Вони розмежовані субмеридіональним полем мінімальних значень «вапняковистості» (менше 20 %), що спостерігаються на структурах Флангова та Гамбурцева. Фактично данські відклади представлені чотирма типами розрізу: вапняковим (I), мергельним (II), аргілітовим (III) та змішаним (IV).

При цьому літологічна будова вапнякових розрізів відрізняється в окремих ділянках. У св. Безименна-2 вапняки (пачка товщиною близько 30 м) тяжіють до середньої частини розрізу. Його низи та верхи складені перешаруванням вапняків та мергелів (1–2 м) з окремими, в останньому випадку, прошарками аргілітів. Подібний характер поширення вапняків притаманний і відкладам, що розкриті св. Штормова-5, хоча середній вміст по розрізу цих літотипів не перевищує 50 %.

У св. Архангельського-1 та Шмідта-6 спостерігається зростання ролі вапняків знизу догори по розрізу. Так, низи данських відкладів складені

перешаруванням вапняків, мергелів та (св. Архангельського-1) аргілітів (0,5–4 м), а горішня їх частина представлена пачками вапняків (до 12 м), які розмежовані прошарками мергелів (1–4 м). Для св. Одеська-2 характерна зворотна картина: у низах розрізу розвинені потужні (до 30–40 м) пачки вапняків, а у верхній – перешарування вапняків (0,5–6,0 м), мергелів (0,5–8,0 м) та аргілітів (0,5–6,0 м). Відклади данію у св. Голіцина-3 відрізняються від вищеописаних наявністю у середині розрізу вапняково-мергельної пачки, яка розмежовує вапнякові частини (вапняки до 12–30 м, мергелі – до 4 м).

Мергелі домінують у двох ділянках: Флангова (68 %) та Кримська–Сельського (49–56 %). У першому випадку розріз є доволі однорідним: у мергельній товщі відносно рівномірно розвинені прошарки вапняків (0,5–2,0 м). У другому – спостерігається чергування у розрізі вапняково-мергельних (до10–15 м), мергельно-вапнякових (до10–18 м) та аргіліто-мергельних (до 5–8 м) пачок.

Ареал підвищеного вмісту аргілітів у відкладах тяжіє до центральної частини дослідженої території і простягається у субмеридіональному напрямку: св. Голіцина-2 (50 %) – Гамбурцева-2 (52 %). У цих розрізах на фоні домінування аргілітів з окремими прошарками (0,5–4,0 м) мергелів, спостерігаються вапняково-аргіліто-мергельні пачки потужністю до 40 м (св. Голіцина-2).

У св. Центральна-1 розкритий змішаний (аргіліто-мергельно-вапняковий) тип розрізу (IV). При цьому у нижній частині це перешарування аргілітів з мергелями та (менше) вапняками, а у верхня – представлена мергельно-вапняковими відкладами.

Вапняки органогенно-детритові. Структура органогенно-детритова. Текстура паралельно-орієнтована (св. Голіцина-3, інт. 2324–2332) або масивна. Породи на 75–80 % складені уламками та цілими черепашками форамініфер (трикамерні глобігерини), рідше спікулами губок. Основна маса – мікрозернистий кальцит. У св. Голіцина-3 порода січеться різноорієнтованими мікротріщинами, виповненими кальцитом.

У св. Штормова-3 та Сельського-40 описані глинисті мікрозернисті вапняки, які місцями переходять у мергелі. Основна маса мікрозерниста глинисто-карбонатна. У св. Штормова-3 (інт. 1878–1884 м) спостерігається розсіяна перекристалізація з утворенням агрегатів тонко-дрібнозернистого кальциту. Текстура порід головно масивна іноді нечітко шарувата. Вміст органогенних решток зазвичай не перевищує 5–7 %. Лише у св. Штормова-3 (інт. 1878–1884 м) їх кількість досягає 20 та 30 %, відповідно. Представлені вони переважно форамініферами, менше спікулами карбонатних губок, кальцитизованих радіолярій, рідко члеників криноїдей. Часом камери форамініфер виповнені ізотропним кремнеземом. Ділянками спостерігаються скупчення мікроконкреційного піриту, який іноді виповнює камери форамініфер.

Мергелі органогенно-детритові. Основна маса складена пелітоморфною глинисто-карбонатною речовиною, яка містить органогенний детрит (0,02–0,2 мм) та релікти мікрофауни (глобігерини, спікули), вміст якої варіює від 25 % (св. Голіцина-3, інт. 2317–2324 м) до 60 % (св. Голіцина-1, інт. 2305–2315 м).

Спостерігається незначна (до 5–7 %) домішка теригенного матеріалу (зерна кварцу, польових шпатів та стяжіння глауконіту розміром до 0,2 мм). У породах наявні численні прожилки (іноді стилолітоподібні) чорних бітумів та дрібні виділення кремнезему. Поряд зі скременінням спостерігається розвиток каверн розміром 0,05–0,4 мм.

У св. Шмідта-12 наявні черепашки форамініфер з вилугуваними камерами та крупні фрагменти криноідей.

У зв'язку з недостатністю інформації про породи, що складають розріз (низький відбір керну) побудова седиментаційних моделей ґрунтувалася на результатах літогенетичної інтерпретації результатів геофізичного дослідження свердловин, згідно підходів, з урахуванням фрагментарних літолого-петрографічних даних.

На цій основі було виділено чотири біофації: 1) біогерми; 2) внутрішньобіогермні лагуни; 3) шлейфи руйнування біогермів; 4) зовнішній шельф (басейнові рівнини).

На північному борті біогерми зафіксовані у Голіцино–Шмідтівській та Безименній ділянках. У розрізах спостерігається чергування біогермів та внутрішньобіогермних лагун з формуванням «рифової шаруватісті», за терміном. У західному напрямку (Флангова структура) рифовий комплекс замішується шлейфами руйнування та відкладами басейнових рівнин.

В межах південного борта біогермні зафіксовані на Штормовій та Одеській структурах. Максимально біогерми (потужність до 40 м) розвинені у східній частині ділянки (від св. Гамбурцева-2 до св. Центральна-1), де вони перешаровуються з осадами внутрішньобіогермних лагун (5–10 м) та заміщуються вбік Одеської структури шлейфами руйнування та відкладами басейнових рівнин.

Від свердловин Штормова-5 та Кримська-1 в напрямку приосьової частини Каркінітського прогину (св. Архангельського-1) встановлена цікава особливість – суттєве збільшення потужності біогермних утворень. Хоча традиційно у цьому депоцентрі фіксувалися утворення зовнішнього шельфу. Такий фаціальний характер відкладів дає підстави припускати можливість конседиментаційного прояву Центрально-Михайлівського підняття (або його фрагментів). Це підняття, на думку, представляє собою залишок консолідованої кори, який не був зачеплений процесами тектономагматичної активізації. Ця структура розмежовувала західний та східний центри рифтогенезу западин і суттєво впливала на формування мезокайнозойського осадового чохла. Так, це підняття виразно фіксується у відкладах нижньої крейди, а, за даними, на початку пізньої крейди (сеноман-турон) над рівнем моря знаходилися великі острови, розташовані в Центрально-Михайлівській припіднятій зоні. Враховуючи значне зниження рівня океану на початку палеоцену, можна очікувати існування тут подібних морфоструктур і в данський час.

Виходячи з цих міркувань побудована седиментаційна модель. У данський час біогермні масиви були локалізовані у чотирьох ділянках. На заході ці утворення охоплювали структури Безименну та Одеську. На південному сході біогенні акумулятивні тіла локалізовані в межах структур Штормова та

Архангельського. В останньому випадку, враховуючи встановлені на перетинах тенденції розвитку біофаціальних зон, прогнозується поширення цього комплексу у північному напрямку (Центрально-Михайлівське підняття). На північному сході розвинений Голіцино-Шмідтівський рифогенний масив. Виходячи з наявності у розрізі св. Флангова-2 та Голіцина-2 шлейфів руйнування, прогнозується існування біогермного масиву на північ від них. Ці біогенні тіла облямовувалися утвореннями уламкових шлейфів (продуктів їх руйнування), ареали яких у більшості випадків мають прогнозний характер. Зона зовнішнього шельфу простягалася у субширотному напрямку вузькою смугою у приосьовій частині западини, значно розширюючись у західній частині території.

ЛЕЙКОГРАНУЛІТОВА ФОРМАЦІЯ У МЕЖАХ САВРАНСЬКОГО РУДНОГО ПОЛЯ (СЕРЕДНЄ ПОБУЖЖЯ)

О. Шваєвський, Н. Білик, І. Побережська

Львівський національний університет імені Івана Франка,
вул. Грушевського, 4, Львів 79005, Україна
Shvayevskyi@ukr.net

У результаті комплексних досліджень у межах Саранського рудного поля виявлено породи лейкогранулітової формації, яка досить поширена в Дністерсько-Бузькому геоблоці Українського щита. Відомі стратотипи визначають потужність цієї формації до 4000 м. У цій формації виділено дві частини – нижню, яка охарактеризована невитриманим по латералі складом, та верхню, більш потужну і краще витриману за складом. Верхня частина формації має чіткі ознаки ритмічності.

На території Савранського рудного поля породи лейкогранулітової формації розділяють на нижню «строкату» частину, яка представлена перешаровуванням біотитових плагіогнейсів, роговообманково-біотитових кристалосланців, амфіболітів, і верхню – суттєво гнейсову з малопотужними прошарками роговообманково-біотитових кристалосланців і амфіболітів.

Породи нижньої частини формації охоплюють майже всю центральну частину рудного поля. Речовинний склад порід вивчений за результатами буріння свердловин по профілю 28. Свердловини перетинають нижню частину формації на всю потужність у межах північного крила вертикальної флексури, яка визначає структуру Майського золоторудного родовища. Це одна з небагатьох ділянок, де породи цієї частини формації є у відносно непорушеному стані.

У межах цієї частини лейкогранулітової формації ми виділили шість пачок:

1. Суттєво плагіогнейсова, потужністю більше 17,5 м.

2. Пачка ритмічного перешаровування біотитових плагіогнейсів, роговообманково-біотитових кристалосланців і амфіболітів, у середній частині виявлено прошарки роговообманкового амфіболіта. Потужність пачки

коливається від 45 до 50 м.

3. Біотитові плагіогнейси потужністю від 10 до 21,5 м.

4. Контрастна за складом і внутрішньою будовою пачка. Це перша пачка, породи якої добре виділені як у наземному магнітному полі, так і за кривими свердловинного магнітного каротажу. У свою чергу, її можна розділити на три частини: нижню, складену переважно амфіболітами, які у верхній частині можуть фаціально переходити в біотитові плагіогнейси; у будові середньої беруть участь біотитові плагіогнейси з прошарками роговообманково-біотитових кристалосланців; верхня частина пачки розпочинає свою будову з прошарку роговообманкових амфіболітів потужністю до 3,5 м, на яких залягають амфіболіти. Загальна потужність пачки від 55 до 67 м.

5. Біотитові плагіогнейси з окремими прошарками роговообманково-біотитових кристалосланців і амфіболітів, потужність таких прошарків лише в окремих місцях сягає 2,5 м. Породи, які складають пачку, чітко зафіксовані у магнітному полі, ймовірно, через підвищений вміст магнетиту. Загалом магнітні аномалії, які зумовлені цими породами, мають трохи нижчу інтенсивність, ніж утворення четвертої та шостої пачок. Потужність пачки від 70 до 90 м.

6. Пачка контрастного перешаровування, у складі якої приблизно у рівних кількостях виявлено біотитові плагіогнейси і амфіболіти, менший розвиток мають роговообманково-біотитові кристалосланці і метаультрамафіти. Часто можна спостерігати різкі фаціальні переходи між усіма породними різновидами. Ці утворення чітко зафіксовані у магнітному полі, їхня потужність змінюється від 45 до 57 м.

Як видно з наведеного розрізу, будова нижньої частини формації виражена ритмічністю, яка проявлена у чергуванні істотно плагіогнейсових і контрастних за складом пачок (макроритми).

Варто зазначити складну внутрішню будову пачок перешаровування, де прошарки усіх породних різновидів мають нестійку потужність, яка змінюється по падінню і простяганню, іноді виклинюються або утворюють фаціальні переходи. Тут виявлено тіла метаультрамафітів, які представлені рогово-обманковими амфіболітами.

Літологічний склад і будова стратифікованих відкладів у плані також має мінливість. Невитримані потужності, часто лінзоподібна форма тіл, різкі фаціальні переходи, інтенсивні накладені зміни на фоні плікативних і різновікових диз’юнктивних порушень суттєво приховують загальну картину поширення суперкрустальних порід у межах регіону. Одначе деякі загальні тенденції можна виділити, а саме: кількість прошарків і потужності амфіболітів збільшуються на південний захід, збільшується потужність ікількість тіл ультрамафітів. Більшість тіл ультрамафітів пов’язані з пачками контрастного перешарування порід, які, у свою чергу, мають підвищену магнітну активність і добре картуються.

Неповна потужність нижньої частини лейкогранулітової формації становить близько 370–380 м.

Утворення верхньої частини лейкогранулітової формації виявлено у

східній і південно-східній частинах регіону досліджень. Неповна потужність відкладів цієї частини формації визначена за 26, 28 та 30 буровими профілями у межах Майського золоторудного родовища і коливається від 80 до 190 м. Породи представлені монотонними біотитовими плагіогнейсами з поодинокими малопотужними прошарками роговообманково-біотитових кристалосланців і амфіболітів. Рідко трапляються малопотужні (до 0,5 м) тіла роговообманкових амфіболітів. Ця частина не є такою строкатою, як нижня частина, що зумовлює складність її картування.

Варто зазначити, що з породами лейкогранулітової формації пов'язана низка рудопроявів золота у межах усього Середнього Побужжя Українського щита, тому ці утворення мають важливе практичне значення для прогнозування родовищ золота.

РЕКОНСТРУКЦІЯ КЛІМАТИЧНИХ ПАРАМЕТРІВ РАННЬООЛІГОЦЕНОВОГО ЧАСУ НА ТЕРИТОРІЇ ПІВДЕННОЇ УКРАЇНИ ЗА СПОРОВО-ПИЛКОВИМИ ДАНИМИ МЕТОДОМ COEXISTENCE APPROACH

В. Очаковський

Інститут геологічних наук НАН України
вул. Олеся Гончара, 55-б, Київ 01054, Україна
ochak76@gmail.com

Олігоценові відклади Південної Украни (Північне Причорномор'я, Рівнинний Крим) належать до планорбелового регіоярусу (нижній олігоцен, нижня частина рюпелю), молочанського регіоярусу (нижній олігоцен, верхня частина рюпелю), керлеутського регіоярусу (верхи нижнього – верхній олігоцен, хатт) регіоярусів. У Північному Причорномор'ї до планорбелового регіоярусу належить борисфенська світа (нижньоборисфенська та верхньоборисфенська підсвіти), до молочанського регіоярусу – молочанська світа, до нижньої частини керлеутського регіоярусу належить сірогозька світа, до верхньої частини керлеутського регіоярусу – асканійська та горностаївська світи.

Спорово-пилкові дослідження нижньоолігоценових відкладів Південної України започатковано ще у середині XX ст., в результаті цих досліджень описано спорово-пилкові комплекси (СПК), проведено реконструкції складу флори та характеру рослинності цього регіону в ранньоолігоценовий час, проведено міжрегіональну кореляцію нижньоолігоценових відкладів Південної України за даними спорово-пилкового аналізу, а також проводилися спроби реконструкції клімату на основі даних спорово-пилкового аналізу.

Зважаючи на те, що дотепер кліматичні реконструкції ранньоолігоценового часу для території Південної України містять лише якісні характеристики, без точного числового підрахунку значень кліматичних параметрів, нами проведено реконструкцію клімату цього часу за новітнім

методом Coexistence Approach В. Моссбрюґера і Т. Утешера, що дає змогу отримати точні значення кліматичних параметрів. Сутність методу полягає в отриманні значень параметрів клімату шляхом знаходження границь інтервалу сумісного зростання (Coexistence Interval) для певної групи (спорово-пилкового комплексу, флори та ін.) NLR-таксонів (Nearest Living Relatives, найближчих рецентних відповідників, тобто сучасних таксонів, що є найближчими аналогами викопних таксонів за кліматичними умовами зростання) за кожним із визначених кліматичних параметрів (нами використано сім параметрів).

На основі аналізу таксономічного складу досліджених СПК нами обчислено значення семи важливих кліматичних параметрів, що утворюють межі відповідних інтервалів сумісного існування (Coexistence Intervals) та обчислено для кожного такого інтервалу середні значення цих параметрів клімату ранньоолігоценового часу, а саме: середньорічної температури (MAT), середньої температури найхолоднішого місяця (січня) (CMT), середньої температури найтеплішого місяця (липня) (WMT), середньорічної кількості опадів (MAP), кількості опадів упродовж найвологішого місяця (HMP), кількості опадів упродовж найсухішого місяця (LMP), кількості опадів упродовж найтеплішого місяця (WMP).

Вихідними даними для проведення дослідження послугували результати спорово-пилкового аналізу (таксономічний склад СПК) таких нижньо-олігоценових (рюпельських) стратонів Південної України:

1. СПК нижньоборисфенської підсвіти (нижня частина зони Spiroplectammina carinata) борисфенської світи,
2. СПК верхньоборисфенської підсвіти (верхня частина зони Spiroplectammina carinata) борисфенської світи,
3. загальний молочансько-сірогозький СПК, отриманий з молочанської та сірогозької світ (остракодові верстви),
4. хадумський СПК Рівнинного Криму (нижній майкоп, св. Джанкойська Р-1. гл. 1040,0–973,0 м),
5. цимлянський СПК Рівнинного Криму (нижній майкоп, св. Джанкойська Р-1. гл. 973,0–670,0 м),
6. СПК аммобакулітової зони (нижній майкоп) Рівнинного Криму .

Для формалізації вихідних даних, на яких ґрунтується дослідження, сформовано узагальнені списки таксонів для кожного дослідженого СПК. Для проведення палеокліматичних реконструкцій нами використано здебільшого таксони родового рангу (інколи рівня родини). Використання таксонів нижчого рангу (секції, види, підвиди) для кліматичних реконструкцій олігоценового часу вважаємо недоцільним через те, що найближчі рецентні відповідники (NLR) видового рівня не завжди можна впевнено співвідносити з видами, що існували в олігоценовий час.

Список таксонів нижньоборисфенського СПК Причорноморської западини: *Gleichenia* sp., *Lygodium* sp., *Osmunda* sp., *Tsuga* sp., *Picea* sp., *Taxodium distichum, Taxodium* sp., *Sciadopitys verticil, Ephedra* sp., *Myrica* sp., *Juglans* sp., *Carya* sp., *Carya ovata., Betula* sp., *Alnus* sp., *Corylus* sp., *Carpinus* sp., *Fagus* sp., *Quercus* sp., *Ulmus* sp., *Liquidambar* sp., *Rhus* sp., *Ilex* sp., *Tilia* sp., *Nyssa* sp.

Список таксонів верхньоборисфенського СПК Причорноморської западини: *Gleichenia* sp., *Lygodium* sp., *Osmunda* sp., *Podocarpus* sp., *Taxodium distichum, Sciadopitys verticilata, Myrica* sp., *Juglans* sp., *Platycarya* sp., *Engelhardtia* sp., *Carya* sp., *Betula* sp., *Alnus* sp., *Corylus* sp., *Carpinus* sp., *Fagus* sp., *Quercus* sp., *Ulmus* sp., *Liquidambar* sp., *Ilex* sp., *Tilia* sp., *Nyssa* sp., *Acer* sp.

Список таксонів молочансько-сірогозького СПК Причорноморської западини: *Gleichenia* sp., *Lygodium* sp., *Osmunda* sp., *Taxus* sp., *Podocarpus* sp., *Picea* sp., *Abies* sp., *Cedrus* sp., *Tsuga* sp., *Taxodium* sp., *Sciadopitys* verticillate, *Myrica* sp., *Juglans* sp., *Platycarya* sp., *Engelhardia* sp., *Carya* sp., *Alnus* sp., *Betula* sp., *Corylus* sp., *Carpinus* sp., *Fagus* sp., *Castanea* sp., *Quercus* sp., *Ulmus* sp., Moraceae, *Liriodendron* sp., *Laurus* sp., *Liquidambar* sp., *Rhus* sp., *Ilex* sp., *Acer* sp., *Nyssa* sp.

Список таксонів хадумського СПК Рівнинного Криму: *Picea* sp., *Cedrus* sp., *Abies* sp., *Pseudotsuga* sp., Taxodiaceae, *Betula* sp., *Alnus* sp., *Corylus* sp., *Carpinus* sp., *Juglans* sp., *Pterocarya* sp., *Carya* sp., Myrtaceae, Anacardiaceae, Myricaceae, *Sparganium* sp.

Список таксонів цимлянського СПК Рівнинного Криму: Taxodiaceae, *Cedrus* sp., *Betula* sp., *Corylus* sp., *Tilia* sp., *Acer* sp., *Ulmus* sp., Myrtaceae, Chenopodiaceae, Araliaceae.

Список таксонів СПК аммобакулітової зони (нижній майкоп) Рівнинного Криму: Cyatheaceae, *Lygodium* sp., *Osmunda* sp., Podocarpaceae, *Abies* sp., *Tsuga* sp., *Picea* sp., Taxodiaceae, *Taxodium* sp., *Myrica* sp., *Juglans* sp., *Pterocarya* sp., *Carya* sp., *Platycarya* sp., Engelhardtia sp., *Alnus* sp., *Betula* sp., *Corylus* sp., *Carpinus* sp., *Fagus* sp., *Castanea* sp., *Ulmus* sp., Moraceae, *Magnolia* sp., *Liquidambar* sp., *Rhus* sp., *Ilex* sp., *Acer* sp., *Nyssa* sp.

У результаті проведених досліджень отримано такі значення меж інтервалу сумісного зростання (Coexistence interval) за кожним кліматичним параметром та обчислено середнє значення для кожного з цих інтервалів:

для ранньоборисфенського часу Причорноморської западини:

1. середньорічної температури (MAT=13,5–16,5° C, середнє 15° C);
2. середньої температури найхолоднішого місяця (січня) (CMT=1,8–4,8° C, середнє 3,3° C);
3. середньої температури найтеплішого місяця (липня) (WMT=26,5–27,7° C, середнє 27,05° C);
4. середньорічної кількості опадів (MAP=1300–1520 мм, середнє 1410 мм);
5. кількості опадів упродовж найвологішого місяця (HMP=205–236 мм, середнє 220,5 мм);
6. кількості опадів упродовж найсухішого місяця (LMP=42–45 мм, середнє 43,5 мм);
7. кількості опадів упродовж найтеплішого місяця (WMP=115–172 мм, середнє 138,5 мм);

для пізньоборисфенського часу Причорноморської западини:

1. середньорічної температури (MAT=13,5–16,5° C, середнє 15° C);
2. середньої температури найхолоднішого місяця (січня) (CMT=5–7° C, середнє 6° C);

3. середньої температури найтеплішого місяця (липня) (WMT=25,6–27,7° C, середнє 27,05° C);
4. середньорічної кількості опадів (MAP=1300–1520 мм, середнє 1410 мм);
5. кількості опадів упродовж найвологішого місяця (HMP=205–241 мм, середнє 223 мм);
6. кількості опадів упродовж найсухішого місяця (LMP=42–72 мм, середнє 57 мм);
7. кількості опадів упродовж найтеплішого місяця (WMP=115–172 мм, середнє 138,5 мм);

для молочанського та сірогозького часу Причорноморської западини:

1. середньорічної температури (MAT=15,6–18,4° C, середнє 17° C);
2. середньої температури найхолоднішого місяця (січня) (CMT=5,6–7° C, середнє 6,35° C);
3. середньої температури найтеплішого місяця (липня) (WMT=25,4–25,9° C, середнє 25,65° C);
4. середньорічної кількості опадів (MAP=823-975 мм, середнє 899 мм);
5. кількості опадів упродовж найвологішого місяця (HMP=130–164 мм, середнє 147 мм);
6. кількості опадів упродовж найсухішого місяця (LMP=19–24 мм, середнє 21,5 мм);
7. кількості опадів упродовж найтеплішого місяця (WMP=85–86 мм, середнє 85,5 мм);

для хадумського часу Рівнинного Криму:

1. середньорічної температури (MAT=11,3–18,4° C, середнє 14,85° C);
2. середньої температури найхолоднішого місяця (січня) (CMT=1,7–12,5° C, середнє 7,1° C);
3. середньої температури найтеплішого місяця (липня) (WMT=21,7–28,1° C, середнє 24,9° C);
4. середньорічної кількості опадів (MAP=520–1520 мм, середнє 1020 мм);
5. кількості опадів упродовж найвологішого місяця (HMP=68–245 мм, середнє 156,5 мм);
6. кількості опадів упродовж найсухішого місяця (LMP=8–41 мм, середнє 24,5 мм);
7. кількості опадів упродовж найтеплішого місяця (WMP=45–175 мм, середнє 110 мм);

для цимлянського часу Рівнинного Криму:

1. середньорічної температури (MAT=11,6–18,4° C, середнє 15° C);
2. середньої температури найхолоднішого місяця (січня) (CMT=1,7–12,5° C, середнє 7,1° C);
3. середньої температури найтеплішого місяця (липня) (WMT=19,4–28,1° C, середнє 23,75° C);
4. середньорічної кількості опадів (MAP = 652-1520 мм, середнє 1086 мм);
5. кількості опадів упродовж найвологішого місяця (HMP=91–245 мм, середнє 168 мм);

6. кількості опадів упродовж найсухішого місяця (LMP=16–41 мм, середнє 28,5 мм);
7. кількості опадів упродовж найтеплішого місяця (WMP=45–175 мм, середнє 110 мм);

для часу формування аммобакулітової зони (ранній майкоп) Рівнинного Криму:

1. середньорічної температури (MAT=15,6–21,7° C, середнє 18,65° C);
2. середньої температури найхолоднішого місяця (січня) (CMT=6,6–16,4° C, середнє 11,5° C);
3. середньої температури найтеплішого місяця (липня) (WMT=24,7–27,9° C, середнє 26,3° C);
4. середньорічної кількості опадів (MAP=1122–1281 мм, середнє 1201,5 мм);
5. кількості опадів упродовж найвологішого місяця (HMP=134–195 мм, середнє 164,5 мм);
6. кількості опадів упродовж найсухішого місяця (LMP=19–37 мм, середнє 28 мм);
7. кількості опадів упродовж найтеплішого місяця (WMP=92–172 мм, середнє 132,5 мм).

Отримані значення кліматичних параметрів дають змогу зробити такі висновки.

На території Південної України упродовж ранньоолігоценового часу був теплопомірний помірно вологий клімат, із вираженою зміною кількості опадів упродовж року (сезонністю). Максимум опадів припадав на весняно-осінній період року.

Слід зазначити, що значення кліматичних параметрів (зокрема, середньорічної температури MAT) для часу формування відкладів аммобакулітової зони (нижній майкоп) Рівнинного Криму демонструє належність такого клімату до субтропічного типу (значення середньорічної температури перевищує 18 °C, що є нижньою межею діапазону значення середньорічної температури для субтропічного клімату).

Упродовж раннього олігоцену клімат Причорноморської западини характеризується більшою сезонністю ніж клімат Рівнинного Криму, а саме – більш холодним зимовим сезоном і трохи спекотнішим літом. Імовірно, така різниця (більш виражена континентальність клімату Причорноморської западини) відображує відмінності у характері рослинного покриву різних фітогеографічних областей – Бореальної та Тетичної відповідно, до яких належить рослинний покрив Причорноморської западини та Рівнинного Криму відповідно.

Загалом клімат Причорноморської западини на початку раннього олігоцену виявляється більш прохолодним, ніж у Рівнинного Криму, що виглядає логічним з огляду на географічне положення.

Клімат Причорноморської западини впродовж ранньоборисфенського часу є більш вологим, ніж клімат Рівнинного Криму впродовж хадумського та цимлянського часу як загалом (більша середньорічна кількість опадів MAP), так і по окремих сезонах (більша кількість опадів упродовж як найвологішого

місяця HMP, так і найсухішого місяця року WMP).

Значення параметрів клімату, отриманих на основі складу молочансько-сірогозького СПК Причорноморської западини, демонструють доволі значні зміни клімату цього регіону впродовж другої половини рюпеля − на початку хату щодо раннього рюпеля. По-перше, клімат стає помітно теплішим, ледь не субтропічним (середньорічна температура MAT зростає з 15 ° C до 17 ° C). По-друге, суттєво знижується вологість клімату (середньорічна кількість опадів MAP), що може корелювати із коливанням рівня морського басейну, що існував на території Південної України, а саме зміною його площі та глибини, яка у цей час була найменшою впродовж олігоцену. Імовірно, це був період найбільш континентального клімату впродовж дослідженого часового проміжку (ранній олігоцен). По-третє, спостерігається значне зниження вологості теплого сезону року (літа), індикатором чого є наявність у складі комплексу пилку *Laurus*, кількість якого зростає в умовах теплопомірного клімату зі спекотним засушливим літом (середземноморський тип клімату).

Отримані нами результати суттєво розширюють вивченість клімату Південної України впродовж олігоценового часу та можуть слугувати підґрунтям для подальших палеокліматичних, палеоекологічних і кліматостратиграфічних досліджень.

ЗНАЧЕННЯ ФОРАМІНІФЕР І ВАПНИСТИХ ВОДОРОСТЕЙ ДЛЯ СТРАТИГРАФІЇ ПРИМЕЖОВИХ ВЕРХНЬОМІССІСІПСЬКИХ – НИЖНЬОПЕНСИЛЬВАНСЬКИХ ВІДКЛАДІВ ДОНО-ДНІПРОВСЬКОГО ПРОГИНУ

В. Єфіменко

Інститут геологічних наук НАН України
вул. Олеся Гончара, 55-б, Київ 01054, Україна
valentyna.paleontolukr@gmail.com

Однією з найважливіших задач стратиграфії карбону є поглиблене вивчення й уточнення обсягів і границь стратонів системи, міжрегіональна та глобальна кореляції досить дрібних стратиграфічних підрозділів, що неможливо без добре розробленого надійного біостратиграфічного підґрунтя. Головну роль у визначенні границь стратиграфічних підрозділів карбону відведено форамініферам, конодонтам і гоніатитам. Форамініфери є найбільш масовою та надійною провідною біостратиграфічною групою викопних організмів для поділу кам’яновугільних відкладів. Вони мають тривалу історію вивчення (півтора століття), потужну базу даних і добре розроблену систематику. Численні знахідки, різноманіття і швидка еволюція форамініфер зробили їх однією із найбільш важливих викопних груп фауни для встановлення віку та кореляції морських осадових відкладів, складання різнорангових (місцевих, регіональних, глобальних) стратиграфічних схем карбону тощо. Вивчення кам’яновугільних форамініфер Доно-Дніпровського

прогину (ДДП), що включає Відкритий Донбас із його західним продовженням, Дніпровсько-Донецьку западину (ДДЗ) та південний схил Воронезької антеклізи, розпочали ще у 30-х роках XX ст. Н.Є. Бражнікова, М.Ф. Манукалова, Л.Г. Дайн, М.І. Сосніна, пізніше продовжили багато інших мікропалеонтологів. Дані з поширення форамініфер у кам'яновугільних відкладах Донбасу, отримані різними дослідниками, зведені М.В. Вдовенко у роботі. Історія та стан вивченості кам'яновугільних форамініфер ДДП неодноразово докладно висвітлювались.

Вапнисті водорості також мають значне поширення у кам'яновугільних відкладах, проте через надзвичайну фаціальну залежність і порівняно невисокі темпи еволюції їхнє значення для біостратиграфії карбону тривалий час недооцінювали. Дослідженню альгофлори карбону ДДП приділяли значно менше уваги, воно мало безсистемний уривковий характер і супроводжувало вивчення форамініфер. Її майже не залучали до вирішення стратиграфічних завдань і використовували здебільшого для еколого-фаціальних і палеогеографічних реконструкцій. Втім, вапнисті водорості відігравали важливу роль у карбонатному осадкоутворенні Доно-Дніпровського регіону, інколи були породоутворюючими, в деяких фаціях є єдиними палеонтологічними знахідками, за якими можливо датувати вік порід. Системне вивчення альгофлори карбону (переважно ранньокам'яновугільної) ДДП у 70-х роках XX ст. розпочала О.І. Берченко. Певний час водорості башкирського ярусу Донбасу досліджували О.І. Масло та Д. Вашар. З 90-х років дослідження водоростей візейського, серпуховського та башкирського ярусів ДДП проводить автор даної роботи. Короткий огляд вивченості кам'яновугільних водоростей ДДП зроблено у працях.

Мікроскопічний розмір форамініфер і вапнистих водоростей, їхня масовість, специфіка досліджень у тонких палеонтологічних шліфах, можливість виготовлення останніх зі зразків кам'яного матерілу невеликого об'єму й апробації кернового матеріалу і тонких прошарків карбонатних порід роблять ці викопні групи надзвичайно важливими, цінними, а інколи незамінними для вивчення та стратифікації кам'яновугільних відкладів ДДП, особливо закритих територій ДДЗ, розбурених свердловинами. Саме завдяки форамініферам у розкритій свердловинами осадовій товщі ДДЗ було виявлено практично весь розріз карбону.

Історія створення регіональних стратиграфічних схем карбону ДДП бере початок із розробки стратиграфічної схеми кам'яновугільних відкладів Відкритого Донбасу. Перша стратиграфічна схема донецького карбону, де нижній відділ розчленований на біостратиграфічній основі, а середній і верхній – на літологічній, була розроблена ще у 1897 р. Пізніше її було деталізовано на основі палеонтологічних даних (виділено комплексні біостратиграфічні зони з власними індексами, розроблено біостратиграфічні схеми), після чого вона набула майже сучасного вигляду. Спочатку зони виділялися за даними поширення викопної макрофауни – брахіопод і коралів та флористичних решток, пізніше – мікрофауни форамініфер, а згодом – інших груп фосилій (амоноідей, конодонтів, пелеципод, остракод, трилобітів,

моховаток, спор тощо). Закономірно, що зональні границі різних груп фосилій не збігалися між собою. Тому в біостратиграфічну основу горизонтів нижнього і середнього карбону ДДП спочатку при розробці субрегіональної, а потім і регіональної схеми ДДП, нижня частина якої була опублікована трохи раніше, були покладені т. зв. комплексні біостратиграфічні зони Донбасу (біостратиграфічні зони за різними групами фосилій і комплексні біостратиграфічні зони визнавались як незалежні Стратиграфічним кодексом колишнього СРСР та визнаються тепер Стратиграфічним кодексом України). При виділенні останніх на той час головну роль відігравали форамініфери. Таким чином, фактично, більшість регіональних стратиграфічних схем карбону в колишньому СРСР, у тому числі стратиграфічні схеми кам'яновугільних відкладів східних областей України 1993 р., розроблено на основі форамініфер. В основу стратиграфічної схеми карбону ДДП було покладено форамініферові зони. Першу зональну форамініферову шкалу, що налічувала 13 зон, для нижнього карбону Східноєвропейської платформи (СЄП) розробили ще у 1970 р. О.О. Ліпіна та К.О. Рейтлінґер. Пізніше цю трохи видозмінену зональність було покладено в основу стратиграфічної схеми карбону СЄП та ДДП 1990 р. У 1988–1989 рр. Н.Є. Бражнікова та М.В. Вдовенко розробили форамініферову зональну шкалу нижнього карбону (що включав на той час і вознесенський горизонт) ДДП, яка лягла в основу стратиграфічної схеми кам'яновугільних відкладів східних областей України 1993 р. У краснополянському горизонті башкирського ярусу Росії М. Н. Соловйова у 1977 р. виділила встановлену раніше (1963) в Середній Азії зону Eostaffella pseudostruvei – Eostaffella postmosquensis – Plectostaffella varvariensis, яка увійшла до стратиграфічних схем карбону СЄП 1990 р. та ДДП 1993 р. Описані Д.М. Раузер-Черноусовою (1934, 1938) та К.О. Рейтлінґер (1954) шари з Pseudostaffella antiqua у башкирських відкладах СЄП (сєвєрокельтменський горизонт) та Уралу (акаваський горизонт) згодом були встановлені Г.Д. Кірєєвою та І.І. Далматською (1960) в башкирских відкладах Донбасу (мануйлівський горизонт). Зона Pseudostaffella antiqua увійшла до стратиграфічних схем карбону СЄП 1990 р. та ДДП 1993 р.

Основним критерієм виділення форамініферових зон на час складання стратиграфічних схем карбону ДДП був переважно розквіт зональних видів (тобто виділялись переважно акмезони). Пізніше зональні форамініферові шкали пропонували Д. Вашар і О. І. Масло для башкирських відкладів Донбасу, а М.В. Вдовенко – для нижнього карбону Донбасу. Проте автори не керувалися єдиним принципом їхнього виділення (щоправда, пізніше М.В. Вдовенко для нижнього карбону Донбасу виділила зони за появою у розрізі видів-індексі. За новими світовими тенденціями біостратиграфії зони виділяються за еволюційною появою зональних видів. Тому виникали певні труднощі при міжрегіональних і глобальних кореляціях, особливо примежових верхньо-міссісіпських – нижньопенсильванських відкладів карбону ДДП, що містять серединну межу карбону. Нові дані зі стратиграфічного і географічного поширення форамініфер і вапнистих водоростей, отримані останнім часом, суттєві зміни у поглядах науковців щодо їхньої систематики й еволюції, новітні тенденції світової біостратиграфії досі не повною мірою відображені у

біостратиграфічних схемах карбону ДДП. Тому наші дослідження були спрямовані в основному на поглиблене палеонтологічне вивчення цих викопних груп, оновлення біозональної шкали (на основі застосування принципу еволюційної появи зональнтх видів-індексів), уточнення обсягів і меж стратонів системи, обґрунтування її серединної границі та модернізацію стратиграфічної схеми карбону ДДП (у примежовій частині міссісіпію – пенсильванію).

Примежові верхньоміссісіпські – нижньопенсильванські відклади карбону ДДП досліджені нами у відслоненнях стратотипового району Відкритого Донбасу та керні свердловин, пробурених на території ДДП: верхньо-серпуховські (верхній міссісіпій) старобешівського регіоярусу Донбасу (прохорівський, новолюбівський, запалтюбинський горизонти) та нижньо-башкирські (нижній пенсильваній) олмезівського регіоярусу (вознесенський і фенінський горизонти) і нижньої частини мандрикинського регіоярусу (мануйлівський горизонт), тобто кальміуська C_1^4(D) та амвросіївська C_2^0(E) світи у повному обсязі. Даний інтервал у Донбасі представлений потужною (понад 1700 м) ритмічно складеною товщею переверствування аргілітів, алевролітів і пісковиків із численними прошарками вапняків та вугілля. Загалом нами було вивчено 66 вапняків (від вапняка C_5 (C_1) прохорівського горизонту до вапняка F_1 благодатненського горизонту), виявлено і визначено 87 родів 267 видів форамініфер і 75 родів, 107 видів вапнистиих водоростей. Накопичений матеріал мікропалеонтологічних досліджень дав нам змогу з урахуванням сучасних світових тенденцій біостратиграфії доповнити й уточнити форамініферову та водоростеву зональні шкали для поділу примежових міссісіпсько-пенсильванських відкладів ДДП. Уточнені та встановлені нами форамініферові зони прийнято за еволюційною появою зональних видів-індексів, розмежування нижньобашкирських відкладів зроблене за еволюційним форамініферовим трендом Eostaffella – Plectostaffella – Semistaffella – Pseudostaffella: зона Eostaffellina paraprotvae – Eosigmoilina robertsoni приймається нами в обсязі прохорівського та новолюбівського горизонтів (від вапняка C_5 до вапняка D_3 запалтюбинського горизонту); зона Monotaxinoides transitorius приймається від вапняка D_3 запалтюбинського горизонту до вапняка D_5^9 вознесенського горизонту; зона Plectostaffella bogdanovkensis – Plectostaffella varvariensis приймається від вапняка D_5^9 вознесенського горизонту до вапняка E_1^I (=D_8) фенінського горизонту з двома підзонами: Millerella pressa – M. angusta (D_5^9 – D_7^2) та Millerella marblensis – M. uralica (D_7^2 – E_1^I (=D_8)); зона Semistaffella variabilis – S. minuscilaria – Plectostaffella jakhensis приймається у фенінському горизонті від вапняка E_1^I (=D_8) до вапняка E_8 мануйлівського горизонту; зона Pseudostaffella antiqua приймається в обсязі мануйлівського горизонту від вапняка E_8 до вапняка F_1 благодатненського горизонту. Водоростеві зони встановлені нами в еволюційній послідовності (за появою видів-індексів у двох еволюційних водоростевих трендах родин Beresellaceae та Stacheinaceae): зона Beresella polyramosa приймається в обсязі прохорівського горизонту (від вапняка C_5); зона Praedonezella cespeformis приймається в обсязі новолюбівського горизонту

(від вапняка D_1^5); зона Claracrusta catenoides приймається в обсязі запалтюбинського горизонту (від вапняка D_3); зона Masloviporidium delicata – Donezella sp. приймається в обсязі вознесенського горизонту за появою перших представників родів *Masloviporidium* і *Donezella* від вапняка D_5^8в.; зона Donezella lutugini – Cuneiphycus aliguantulus – Cuneiphycus texana приймається від вапняка E_1^I до вапняка E_3^2 фенінського горизонту; зона Donezella lunaensis приймається від вапняка E_3^2 до вапняка E_8 фенінського горизонту; зона Dvinella distorta приймається в обсязі мануйлівського горизонту від вапняка E_8 до вапняка F_1 благодатненського горизонту. Встановлені й уточнені зони зіставлені з гоніатитовими, конодонтовими, кораловими, брахіоподовими зонами ДДП.

Вивчення форамініфер і вапнистих водоростей карбону ДДП також дало хороші результати для обґрунтування серединної межі системи у регіоні: встановлено критерії її визначення та виявлено міжрегіональні та планетарні біомаркери.

Проведені дослідження підтвердили великий стратиграфічний потенціал форамініфер і вапнистих водоростей, дали змогу більш точно і детально розчленувати примежові верхньоміссісіпсько – нижньопенсильванські відклади ДДП, обґрунтувати серединну межу карбону в регіоні, а також довели, що найбільш ефективним для біостратигрфії цих відкладів є комплексне вивчення двох згаданих викопних груп. Удосконалене біозональне підґрунтя стратиграфічної схеми карбону ДДП суттєво допомагає проводити регіональні та міжрегіональні кореляції різнофаціальних кам’яновугільних відкладів і може використовуватись у геологорозвідувальній практиці на всій території ДДП для визначення віку порід, стратиграфічних розшифровок матеріалів буріння на нафту і газ у свердловинах тощо.

ПЕРСПЕКТИВИ НАФТОГАЗОНОСНОСТІ В МЕЖАХ СОЛЯНИХ СТРУКТУР ДНІПРОВСЬКО-ДОНЕЦЬКОЇ ЗАПАДИНИ НА ОСНОВІ ПАЛЕОГЕОТЕРМІЧНИХ РЕКОНСТРУКЦІЙ

О. Олійник

Інститут геологічних наук НАН України,
01601 Київ, вул. Гончара, 55б.
olgeo@ukr.net

Вступ. Дніпровсько-Донецька западина (ДДЗ) є головним нафто-газоносним басейном України. В межах ДДЗ відкрито понад 200 родовищ нафти і газу з більш ніж 700 покладами, що містять запаси газу приблизно 74%, нафти – 19% і конденсату – 7%. Основні поклади вуглеводнів (ВВ) пов’язані з кам'яновугільними і нижньопермськими відкладами. Поодинокі поклади виявлено в осадочних породах юри, тріасу, девону, а також в докембрійських кристалічних утвореннях. Глибина залягання продуктивних комплексів змінюється від 400 до 6300 м. Поклади нафти і газу виділяються в межах

локальних структур переважно блокової і солянокупольної природи. Нафтогазогенеруючими товщами ДДЗ являються карбонатні, карбонатно-теригенні і теригенні утворення девонського і кам'яновугільного періодів.

Зміна потужності осадочного чохла в південно-східному напрямку від бортів до приосьової зони западини, нерівномірний розподіл розсіяної речовини (ОР) і вугілля у розрізі, а також значне коливання температури на одних і тих же глибинах відобразились в катагенетичному перетворенні порід палеозою із похованим в них ОР, генерації ВВ і формуванні покладів.

Вважається, що головним фактором у процесі катагенезу є геотермічний. Саме температурні рівні контролюють початок, розвиток і згасання процесів газо- і особливо нафтоутворення, формування і руйнування скупчень вуглеводневих флюїдів в покладах, динаміку пластових тисків. Геотемпературі впливаючи на колекторські і екрануючі властивості контролюють динаміку і масштаби процесів міграції та акумуляції ВВ. Тому вони є найважливішим генераційним і консервуючим фактором. У порівнянні із іншими важливими факторами, такими як тектонічний, літологічний і геохімічний, вплив геотемпературного фактора на всі процеси нафтогазоутворення в земних надрах відзначається як найбільш універсальний, тому і є найбільш дієвим в плані оцінки перспектив нафтогазоносності маловивчених територій і стратиграфічних комплексів порід. Вивчення цього впливу дозволяє підвищити обґрунтованість і достовірність прогнозу на основі нафтогазотермічного районування геологічних об'єктів.

При вивченні енергетичного механізму різних геологічних процесів і явищ особливий інтерес представляють термобаричні умови і тривалість їхнього впливу. Саме вони визначають стан речовини у надрах і спрямованість процесів. Без даних про розподіл температури у надрах осадових порід нафтогазоносних басейнів неможливо вирішити важливі проблеми геології і здійснити пошуки нафти і газу.

Оцінка геотермічної історії осадової товщі має досить важливе значення, понад усе для оцінки стадії катагенезу ОР материнських і вміщуючих покладів ВВ порід, вивчення ступеню зміни колекторських і флюїдотривних властивостей, аналізу умов генерації і консервації в осадових товщах, а також для вивчення міграційних і акумуляційних процесів

Мета роботи – відтворити вплив палеогеотермічних умов в межах Висачківсько-Ромоданівської, Скоробагатьківської, Герасимівської соляних структур центральної частини ДДЗ на формування перспективних пасток ВВ.

Теоретично-методична частина. Найважливішим показником умов генерації ВВ є ступінь катагенеза осадових порід і розсіяного в них ОР. М.Б. Воссоєвичем, Б.А. Соколовим, С.Г. Неручевим та іншими дослідниками було розроблено стадійність перетворення ОР і пов’язану з нею вертикальну зональність розподілу ВВ, яка є основою сучасних уявлень осадово-міграційної теорії походження ВВ і формування їхніх покладів.

Значення ізотерм відповідають шкалі катагенезу і метаморфізму ОР: протокатагенез (ПК) – 60–90°С; мезокатагенез (МК) – 90–235°С; апокатагенез (АК) – 235–280°С і вище. Підстадія МК поділяється на 5 этапи: $МК_1$ – 90–130°С;

$МК_2$ – 130–160°С; $МК_3$ – 160–190°С; $МК_4$ – 190–225°С і $МК_5$ – 225–235°С. Температурний інтервал ГЗНГ для умов Дніпровсько-Донецької нафто-газоносної області – від 90 до 190°С і відповідно охоплює етапи $МК_1$-$МК_3$.

Інтервали катагенеза, що відповідають головній фазі нафтоутворення (за М.Б. Воссоєвичем та ін., 1969 р.) $МК_1$-$МК_3$ і головній фазі газоутворення (за С.Г. Неручевим та ін., 1976 р.) $МК_1$-$АК_1$, включають основний об'єм палеозойських відкладів ДДЗ.

В дослідженні значення палеоградієнту розраховані із врахуванням прогресивного охолодження літосфери Землі. Відомо, що палеотемператури були вище сучасних приблизно на 30°С в мезозойських і на 50–60°С в палеозойських відкладах [8]. В рифтогенних басейнах теплові потоки значно збільшені у періоди тектоно-магматичної активності і з часом зменьшуються відповідно за експоненціальним законом.

В.С. Яцеленком [10] визначені темпи охолодження осадового чохла в ДДЗ: приблизно на 10–20% кожні 50 млн років. Відповідно, якщо сучасний градієнт дорівнює 31,0°С/км, то 50 млн років назад палеоградієнт був на 15% вище сучасного, 100 млн років тому він був вище попереднього на ті ж 15% і т.і. Значення глибин залягання, отриманні поділом відправних температур на палеоградієнти відповідного часу. Наприклад, глибина залягання ізотерми 60°С 100 млн років тому склала: 60 / 40,9=1,47 км.

Сучасний термоградієнт (G) розраховано за формулою:

$$G = T / H, \quad (1)$$

де Т – виміри температури в свердолині на глубині Н.

Палеоградієнт для будь-якої точки **t** часової шкали (G_t) визначають за формулою:

$$G_t = G \cdot q^{t/50}, \quad (2)$$

де G – сучасний термоградієнт; q=1,15 – основа статечної функції; t – час, млн років; 50 (100 і т.і.) – крок визначання термоградієнта.

Положення ізотерм в системі координат час/глибина ($H_{T,t}$) визначається за формулою:

$$H_{T,t} = T_i / G_t \quad (3)$$

де T_i – значення ізотерми; G_t – палеоградієнт для будь-якої точки **t**.

Результати досліджень. Безпосередніми об'єктами дослідження стали соляні структури розташовані вздовж регіонального сейсмічного профілю методу середньої глибинної точки Березняки-Недригайлів: міжштоковий прогин Висачківсько-Ромоданівського соляного валу – в південній прибортовій, Скоробагатьківська соляна структура – в осьовій, Герасимівська соляна складка – в північній прибортовій структурно-тектонічній зоні ДДЗ.

<u>Висачковсько-Ромодановську антикліналь</u> тектонічно приурочено до північно-східної окраїни Лубенсько-Білоцерківського виступу. Глибина залягання фундаменту в регіоні становить 5 км. Структура являє собою вал, ускладненого Висачківським і Ромодановським соляними діапірами, розділеними міжкупольною зоною, обмеженою за простяганням тектонічними порушеннями. Південно-східна перикліналь Ромоданівського штоку відповідає

Кибинцівському нафтовому родовищу. Розріз підняття складений верхньо-девонськими породами: підсольовими – франськими; соленосними – воронезько-євлановсько-лівенськими, (де в пластах солі за аналізом керну і каротажними діаграмами розкрито потужну карбонатно-глинисту товщу (303 м), що відповідає руднянській світі, охарактеризованій воронезькою фауною; припускається, що товща є джерелом ВВ у вищезалягаючі пастки); надсольовими – фаменськими. Вище із стратиграфічною незгідністю залягають відклади нижнього і середнього (в об'ємі башкиру) карбона. На крилах і перикліналях структури розвинені мезозой-кайнозойські відклади.

Скоробагатьківська структура тектонічно розташована до північного схилу Жданівського западини. В будові підняття приймають участь верхньодевонські, кам'яновугільні, нижньопермські і мезозой-кайнозойські утворення. Загальна потужність осадового чохла становить 8,5 км. Глибина залягання фундаменту в регіоні – 8–9 км Структура є криптодіапіровою брахіантикліналлю північно-східного простягання. Соляне ядро обмежене дугоподібними скидами.

Промислово продуктивні поклади виявлені у відкладах середнього і нижнього карбону, верхнього девону. Поклади пластові склепінні тектонічно екрановані і літологічно обмежені. Колектори – пісковики із пористістю16–11%.

Герасимовське підняття тектонічно розташоване в активній північній прибортовій зоні Барановицько-Астраханського глибинного розлому і поєдується із південно-східною частиною Роменського соляного штоку. Глибине залягання кристалічного фундаменту становить 6,5–7,0 км. Нижче теригенної частини спостерігається масштабний розвиток мінливої за площею девонської євлановсько-лівенської соляної товщі, потужністю до 3500 м і більше. За нижньовізейським структурним планом структура представляє собою круто занурену «напівскладку» північно-західного простягання. В геологічній будові приймають участь відклади верхнього палеозою, мезозою і кайнозою.

Для оцінки нафтогазоносного потенціалу площ дослідження побудовано схематичні палеогеотермічні графіки занурення за даними свердловин Крем'янківська-402, Скоробогатьківська-2, Герасимівська-1.

Оцінка нафтогазоносного потенціалу воронезької теригенно-карбонатної товщі в межах ***Висачківсько-Ромоданівського*** валоподібного підняття відбувається із врахуванням геотермічної історії регіону. Для цього побудовано графік занурення стратифікованної товщі і палеогеотермічний графік, що співпадають за глибинами і геологічним часом.

На палеогеотермічному графіці зображено групу ізотерм, положенння кожної залежить від глибини і часу. Відправними точками в розрахунках ізотерм є значення сучасної температури (90°С на глибині 2900 м – за даними свердловинної термометрії) і палеотемпературі (88°С на глибині 1100 м і 90°С на глибині 1600 м – визначені за відбивною здатністю вітриніту [3]).

Сучасний термоградієнт дорівнює 90 / 2900=31,0°С/км (формула 1). Значення палеоградієнтів: 31,0×1,15=35,65°С/км (50 млн років); 35,65×1,15= 40,99°С/км (100 млн років) і т.д. (формула 2). Значення глибин залягання

палеоізотерм отримані за формулою 3, наприклад, глибина залягання ізотерми 60°С дорівнювала: 60 / 35,65=1,68°С/км (50 млн років); 60 / 40,99=1,46°С/км (100 млн років) і т.д.

Відповідно досліджень візейські і турнейські відклади слід вважати безперспективними – нетривале перебування (до 35 млн років) відкладів в ГЗНГ не змогло забезпечити достатнім потенціалом нафтогазогенерації і відповідно, вони не можуть містити продуктивні скупчення ВВ.

Теригенна товща в верхньодевонських солях увійшла в ГЗНГ 330–360 млн років тому, сягнувши максимального прогріву підошви до ~ 160°С ($МК_2$) в ранньопермську епоху і продовжує залишатись в зоні генерації $МК_2$. Зважаючи на те що, тепловий режим був і залишається благоприємним для генерації ВВ і екрануючий ефект верхньодевонських солей збільшує вирогідність промислових скупчень ВВ. Воронезька карбонатно-глиниста товща за умовами формування, будовою літологічного розрізу і речовинним складом співставляється із промисловою нафтогазоносною міжсольовою задонсько-єлецькою товщею Прип'ятського прогину.

Підсольові девонські відклади дуже швидко (до кінця девонського періоду) занурились в ГЗНГ – в область температур 130–190° ($МК_2$-$МК_3$), пізніше – до 190–225°С ($МК_4$) в кам'яновугільний період. Починаючи із тріасу ці товщі поступово охолоджувались і на часі фіксуються в зоні температур 130–160° ($МК_2$).

Глибинний інтервал ГЗНГ в св. Крем'янковска-402 коливається від 1180 до 4120 м.

Для ***<u>Скоробогатьковської площі</u>*** сучасний термоградієнт дорівнює 150° С/ 5,5 км=27,3°С / км (формула 1). Значення палеоградієнтів: 27,3×1,15=31,4°С/км (50 млн років); 31,4×1,15=36,1°С/км (100 млн років) і т.д. (формула 2). Значення глибин залягання палеоізотерм отриманих за формулою 3, наприклад, глибина залягання ізотерми 60°С дорівнювала: 60 / 31,4=1,91°С/км (50 млн років); 60 / 36,1=1,66°С/км (100 млн років) і т.д.

Відповідно досліджень відклади московського яруса були зануреними в ГЗНГ від пізнього тріасу до сучасної епохи (225 млн років). Охолодження комплексу порід фіксуються у ранньо- і середньоюрську епохи (~ 25 млн років). Башкирські, серпуховські і верхньовізейські відклади занурились в ГЗНГ ще раніше – 300 млн років тому; їхня підошва прогрілась до 155°С ($МК_2$). Таким чином, існували оптимальні умови генерації ВВ у середньо- і нижньокам’яноугольних комплексах відкладів, що підтверджується їхньою промисловою продуктивністю.

Глибинний інтервал ГЗНГ в св. Скоробагатьківська 2 коливається від 3080 до 6960 м.

Для ***<u>Герасимівської площі</u>*** сучасний термоградієнт дорівнює 85° С / 3,0 км=28,3°С. (формула 1). Значення палеоградієнтів: 28,3×1,15= 32,5° С/км (50 млн років); 32,5×1,15=37,4° С/км (100 млн років) і т.д. (формула 2). Значення глибин залягання палеоізотерм обчислених за формулою 3, наприклад, глибина залягання ізотерми 60°С дорівнювала: 60 / 32,5=1,85°С/км (50 млн років); 60 / 37,4=1,60°С/км (100 млн років) і т.д.

Турнейський комплекс порід знаходяться під впливом температур 60°–90°С (ПК) з кінця серпухова і по цей час. Винятком стало коротко тривале охолодження товщі впродовж другої половини юри до першої половини ранньої крейди (тривалістю 55,4 млн років).

Відповідно досліджень міжсольова девонська товща перебувала в ГЗНГ в інтервалі температур 60°-90°С (ПК) з раннього візе до середини серпухова (тривалістю 19,2 млн років), в зоні $МК_1$ (90°–130°С) до башкирського часу (тривалістю 12,7 млн років), в інтервалі температур 130°–160°С ($МК_2$) від башкиру до середнього тріасу (тривалістю 83,2 млн років). З тріасового періоду товща поступово піднялась в зону $МК_1$ (90°–130°С), де залишається по цей час із загальною тривалістю 218,3 млн років. Підсольова товща прогрілась приблизно до 170°С ($МК_3$). За графіком занурення можливо припустити, що тепловий режим сприяв генерації ВВ в міжсольовій товщі і екрануючі властивості соляних товщ збільшують вирогідність відкриття скупчень ВВ.

Таким чином, існували оптимальні умови генерації ВВ в середньо- і верхньодевонських комплексах відкладів, що підтверджується нафтовими проявами в Роменському штоці.

Глибинний інтервал ГЗНГ в св. Герасимівська-1 коливається від 1180 до 4120 м.

Висновки. За результатам палеогеотермічних графіків занурення для оцінки нафтогазоносного потенціалу вивчаємих площ ДДЗ можливо зробити такі висновки:

Середньо- і верхньодевонські відклади (в том числі воронезька теригенна товща) Висачківсько-Ромоданівського валу були і є під впливом теплового режиму сприятливим для генерації ВВ, тому можливо припустити формування покладів ВВ. Глибинний інтервал ГЗНГ в св. Крем'янківська-402 коливається від 1180 до 4120 м.

В межах Скоробагатьківської площі існували оптимальні умови генерації ВВ для середньо- і нижньокам’яновугільних, девонських відкладів, що підтверджується промисловою продуктивністю. Глибинний інтервал ГЗНГ в св. Скоробагатьківська-2 коливається від 3080 до 6960 м.

За графіком занурення св. Герасимівська-1 (Роменський шток), з’ясувалось, що тепловий режим є сприятливим для генерації ВВ в міжсольовій товщі, тому не виключається вирогідність покладів ВВ. Відповідно, глибинний інтервал ГЗНГ в свердловині коливається від 1180 до 4120 м.

БІОСТРАТИГРАФІЯ БАШКИРСЬКОГО ЯРУСУ (РАННІЙ ПЕНСИЛЬВАНІЙ) ДОНЕЦЬКОГО БАСЕЙНУ ЗА ФАУНОЮ АМОНОІДЕЙ

В. Дернов

Інститут геологічних наук НАН України, 01054 Київ, вул. Олеся Гончара, 55б
e-mail: vitalydernov@gmail.com

Зональна біостратиграфія кам'яновугільних відкладів за фауною амоноідей базується на розпізнаванні та кореляції зон спільного поширення двох родів (генозон) і, значно рідше, – родових рангових зон. Наразі найбільш визнаною є шкала, запропонована В.Є. Руженцевим. Вона була нещодавно несуттєво змінена С.В. Ніколаєвою. Згідно з цією шкалою, в нижній частині башкирського ярусу (сюранський, акаваський та аскинбаський під'яруси) виділяється три глобальні генозони: *Homoceras, Reticuloceras* та *Bilinguites-Cancelloceras*. У верхній частині башкирського ярусу (архангельський під'ярус) виділяється дві генозони: *Gastrioceras-Branneroceras* та *Diaboloceras-Axinolobus* .

А.В. Попов простежив в розрізі Донбасу генозони, запропоновані В.Є. Руженцевим. Генозону *Homoceras* ним виділено в інтервалі вапняків D_5^7–D_7^7, *Reticuloceras* – в інтервалі D_7^7–E_8, *Bilinguites-Cancelloceras* – в інтервалі E_8–G_1, *Gastrioceras-Branneroceras* – в інтервалі вапняків G_1–H_6, *Diaboloceras-Axinolobus* – в інтервалі H_6–K_6.

В нашому розпорядженні є рукописний варіант схеми розчленування відкладів візейського-башкирського ярусів Донбасу за фауною амоноідей, складеної Т.В. Астаховою приблизно в 1975 році (особистий архів Д.Є. Айзенверга; документ отримано завдяки люб'язності В.І. Полєтаєва). Схема дещо відрізняється від тієї, що була запропонована А.В. Поповим: генозона *Homoceras* виділяється в інтервалі вапняків D_5^{10}–E_1^I; генозону *Reticuloceras* Т.В. Астахова виділяє в інтервалі E_1^I–E_8, а генозону Bilinguites-Cancelloceras – в інтервалі E_8–G_1.

Судячи з отриманих останнім часом даних щодо вертикального поширення окремих видів амоноідей, деякі інтервали розрізу башкирського ярусу Донбасу можна розчленовувати детальніше, ніж це зроблено А.В. Поповим і Т.В. Астаховою. Оскільки охарактеризованість амоноідеями різних частин розрізу башкирського ярусу Донецького басейну не однакова і в більшості випадків реальне стратиграфічне поширення таксонів ще не з'ясовано, а в деяких інтервалах розрізу знахідки амоноідей взагалі відсутні, розчленувати вказані відклади можна лише на верстви з фауною, а не на біозони.

Нижня межа башкирського ярусу в Міжнародній хроностратиграфічній шкалі проводиться в підошві амоноїдної генозони *Homoceras* або зони *Isohomoceras subglobosum*, проте, ймовірно, перші *Isohomoceras subglobosum* в розрізах Невади (розріз Ерроу Каньйон, де визначено GSSP нижньої межі башкирського ярусу) з'являються трохи нижче серединно-карбонової межі. На

Донбасі перші гомоцераси відомі у вапняку D_5^{10} кальміуської світи. На думку С.В. Ніколаєвої, особливості скульптури донецьких гомоцерасів дозволяють відносити відклади, що їх вміщують, до зони *H. beyrichianum* генозони *Homoceras*. Зона *H. beyrichianum* відповідає верхній частині шок'єрського ярусу Британії. За конодонтами, однією з ортостратиграфічних груп фауни карбону, нижня межа башкирського ярусу на Донбасі розташовується в підошві вапняку $D_5^{8в}$ кальміуської світи.

Верхня межа башкирського ярусу проводиться в основі амоноїдної генозони *Diaboloceras-Winslowoceras* або зони *Eowellerites*. Однак, ймовірно, нижня межа останньої зони є трохи давнішою, ніж підошва генозони *Diaboloceras-Winslowoceras*. На підставі вивчення амоноідей, башкирсько-московська межа поки що ані в стратотипі, ані в розрізі Донбасу чітко не фіксується. За амоноїдеями критерієм її проведення, як вже було зазначено вище, є спільна присутність родів *Diaboloceras* та *Winslowoceras*. Єдиний *Diaboloceras* в розрізі Донбасу відомий з вапняку K_2 кам'янської світи. Проте, він має башкирський вигляд. Єдиний представник роду *Winslowoceras* визначено нами з покрівлі вугільного шару k_7 кам'янської світи. Таким чином, верхня межа башкирського ярусу в розрізі Донбасу, на підставі вивчення амоноідей, розташовується не нижче вапняку K_2 і не вище вугільного прошарку k_7. Нагадаємо, що в цьому інтервалі розрізу розташовується верхня межа генозони *Diaboloceras-Axinolobus* за даними А.В. Попова. Наразі, офіційним варіантом положення верхньої межі башкирського ярусу є підошва вапняку K_3 кам'янської світи.

Нижче дається коротка характеристика виділених шарів з фауною амоноідей (від давніших до молодших).

Верстви з *Homoceras*. (1) Таксон-індекс: рід *Homoceras*. Єдина знахідка виду-маркеру нижньої межі башкирського ярусу на Донбасі (*Homoceras* sp.) походить з вапняку D_5^{10}. (2) Вік: базальна частина башкирського ярусу. (3) Обсяг: вознесенський горизонт нижньої частини башкирського ярусу. (4) Супутні амоноідеї: *Surenites beshevense* Popov. (5) Верстви з *Homoceras* корелюються нами з верхньою частиною генозони *Homoceras*. Крім того, ці верстви відповідають форамініферовій зоні *Plectostafella bogdanovkensis-Pl. varvariensis*, кораловій зоні *Bothrophyllum berestovensis*, конодонтовій зоні *Declinognathodus noduliferus*, брахіоподовій зоні *Rugosochonetes fenia-Productus redesdalensis* і нижній частині фітозони *Sigillaria schlotheimiana-Lepidodendron* spp. Донецького басейну.

Верстви з *Reticuloceras*. (1) Таксон-індекс: рід *Reticuloceras*. (2) Вік: нижня частина башкирського ярусу, за винятком базальних його шарів. (3) Обсяг: майже повний розріз амвросіївської світи (фенінський горизонт та низи мануйлівського горизонту); інтервал вапняків E_1–E_8. (4) Супутні амоноідеї: *Nuculoceras* sp., *Homoceratoides tabidus* Popov, *H. kalmiusi* Popov, *H.* sp. та *Surenites beshevense* Popov. (5) Верстви з *Reticuloceras* повністю відповідають генозоні *Reticuloceras*. Також вони зіставляються нами з форамініферовою зоною *Semistafella variabilis-S. minuscilaria-Plectostafella jakhensis*, нижньою частиною коралової зони *Lytvophyllum dobroljubovae*, нижньою частиною

конодонтової зони *Idiognathoides sinuatus-Id. sulcatus sulcatus* (окрім найнижчої частини цієї зони), брахіоподовою зоною *Productus concinnus-Alphachoristites berestovensis* (окрім найнижчої частини цієї зони), нижньою частиною пелециподової зони *Paleoneilo anthraconelloides-P. vita-Phestia fedotovi-Ph. inflatiformis* та верхньою половиною фітозони *Sigillaria schlotheimiana-Lepidodendron* spp. Донецького басейну.

Верстви з *Bilinguites superbilinguis.* (1) Таксон-індекс: *Bilinguites superbilinguis* (Bisat, 1924). (2) Вік: верхи нижньої частини башкирського ярусу. (3) Обсяг: верхи амвросіївської світи–низи мандрикинської світи (інтервал вапняків E_9–F_1). (4) Супутні амоноідеї: *Stenopronorites* sp., *Cancelloceras cancellatum* (Bisat), *C. delicatum* Librovitch, *C. solidum* Popov та *C. tenerum* Popov. (5) Верстви з фауною *Bilinguites superbilinguis* зіставляються нами з нижньою частиною амоноїдної генозони *Bilinguites-Cancelloceras*. Крім того, ці верстви відповідають верхній частині форамініферової зони *Pseudostaffella antiqua*, верхам коралової зони *Lytvophyllum dobroljubovae*, верхам конодонтової зони *Idiognathoides sinuatus-Id. sulcatus sulcatus*, середній частині брахіоподової зони *Neochonetes capsularis-Alphachoristites pseudobisulcatus*, нижній частині фітозони *Alethopteris lonchitica-Karinopteris acuta* Донецького басейну.

Хіатус: нижня частина мандрикинської світи (інтервал F_1–F_2). В цій частині розрізу амоноідеї поки що не знайдено.

Верстви з *Verneuilites linter*. (1) Таксон-індекс: *Verneuilites linter* (Popov, 1979). (2) Вік: верхи нижньої частини башкирського ярусу. (3) Обсяг: верхня частина мандрикинської світи. (4) Супутні амоноідеї: *Bilinguites pavlovensis* Popov, *Cancelloceras infans* Popov та *C.* sp. (5) Верстви з фауною *Verneuilites linter* зіставляються нами з найвищою частиною амоноїдної генозони *Bilinguites-Cancelloceras*. Верстви з *Verneuilites linter* відповідають верхній половині форамініферової зони *Pseudostaffella praegorskyi-Ozawainella umbonata*, верхній половині коралової зони *Barytishisma callosum*, конодонтовій зоні *Idiognathoides sinuosus-Id. sulcatus parvus*, верхам брахіоподової зони *Neochonetes capsularis-Alphachoristites pseudobisulcatus* та верхам фітозони *Alethopteris lonchitica-Karinopteris acuta* Донецького басейну.

Хіатус: нижня частина моспинської світи (вапняк G_1–сланці в 100 м нижче G_1^2). В цій частині розрізу виявлено амоноідеї *Gastrioceras* sp.; виділити верстви з фауною амоноідей поки що немає достатніх підстав.

Верстви з *Melvilloceras rotaii*. (1) Таксон-індекс: *Melvilloceras rotaii* (Librovitch in Popov, 1979). (2) Вік: низи верхньої частини башкирського ярусу. (3) Обсяг: верстви виділяються у верхній половині моспинської світи: від сланців приблизно в 100 м нижче вапняку G_1^2 до вапняку G_4. (4) Супутні амоноідеї: *Anthracoceratites tchernyshewi* Librovitch in Popov, *Cymoceras* sp., *Gastrioceras kutejnikovense* Popov, *G.* spp., *Phaneroceras orlovkense* (Popov), *Branneroceras* sp. (5) Верстви з *Melvilloceras rotaii* корелюються з нижньою частиною генозони *Gastrioceras-Branneroceras*. Дані верстви зіставляються із середньою частиною форамініферової зони *Profusulinella primitiva-Novella* sp.-*Eoschubertella* sp. Донбасу, а також верхньою частиною коралової зони *Cystilophyllum calmiussi*, нижньою частиною конодонтової зони

Streptognathoides expansus та нижньою частиною брахіоподової зони *Kozlowskia kumpani-Alphachoristites medovensis*. За даними автора, ці верстви відповідають найвищій частині зони неморських пелеципод *lenisulcata* та низам зони неморських пелеципод *communis* Західної Європи.

Верстви з *Gastrioceras lupinum*. (1) Таксон-індекс: *Gastrioceras lupinum* Popov, 1979. (2) Вік: нижня частина верхів башкирського ярусу. (3) Обсяг: від вапняку G_4 моспинської світи до підошви вапняку I_1 білокалитвенської світи. (4) Супутні амоноідеї: *Gastrioceras listeri* (Sowerby), *G. angustum* Patteisky та *G.* sp. (5) Верстви з *Gastrioceras lupinum*, верстви з *Donetzoceras donetzense* та верстви з *Wiedeyoceras tenue* корелюються нами з амоноїдною генозоною *Diaboloceras-Axinolobus* (найвища генозона башкирського ярусу). Дана генозона традиційно корелюється з верхньою частиною вестфалу В Західної Європи. Верстви з *Gastrioceras lupinum* відповідають верхній половині форамініферової зони *Profusulinella primitiva-Novella* sp.-*Eoschubertella* sp. та майже повністю зоні *Profusulinella rhomboides-Ozawainella pararhomboidalis*, верхам коралової зони *Cystilophyllum calmiussi* та майже повністю *Lophophyllum primitivum*, верхній половині конодонтової зони *Streptognathoides expansus* та майже повністю зоні *Idiognathoides tuberculatus-Id. fossatus*, верхам брахіоподової зони *Kozlowskia kumpani-Alphachoristites medovensis* та майже повністю зоні *Neochonetes donetzianus-Alphachoristites notabilis* і верхам фітозони *Lyginopteris hoeninghausii* і фітозоні *Eusphenoteris obtusiloba-Paripteris gigantea* та *Mariopteris muricata-Neuropteris loschii* (нижня частина) Донецького басейну.

Верстви з *Donetzoceras donetzense*. (1) Таксон-індекс: *Donetzoceras donetzense* (Librovitch, 1939). (2) Вік: верхи верхньої частини башкирського ярусу. (3) Обсяг: низи білокалитвенської світи. (4) Супутні амоноідеї: *Donetzoceras angustum* Popov. (5) Верстви з *Donetzoceras donetzense* зіставляються з найвищою частиною форамініферової зони *Profusulinella rhomboides-Ozawainella pararhomboidalis* та низами форамініферової зони *Tikhonovitchella tikhonovitchi-Neostafella subquadrata*, низами коралової зони *Yuanophylloides cruciformis*, прикордонним інтервалом конодонтових зон *Idiognathoides tuberculatus-Id. fossatus* та *Declinognathodus marginodosus*, верхами брахіоподової зони *Neochonetes donetzianus-Alphachoristites notabilis*, нижньою частиною пелециподової зони *Anthraconaia parallela*, верхами фітозони *Eusphenopteris obtusiloba-Paripteris gigantea*.

Верстви з *Wiedeyoceras tenue*. (1) Таксон-індекс: *Wiedeyoceras tenue* Popov, 1979. (2) Вік: верхи верхньої частини башкирського ярусу. (3) Обсяг: верхи білокалитвенської світи. (4) Супутні амоноідеї: не виявлено. (5) Виділені верстви з фауною амоноідей зіставляються із середньою частиною форамініферової зони *Tikhonovitchella tikhonovitchi-Neostafella subquadrata*, середньою частиною коралової зони *Yuanophylloides cruciformis*, верхами конодонтової зони *Declinognathodus marginodosus*, низами брахіоподової зони *Neochonetes carboniferus-Densepustula* sp.-*Alphachoristites inferus*, верхами пелециподової зони *Anthraconaia parallela*, низами фітозони *Mariopteris muricata-Neuropteris loschii*.

Хіатус: верхи білокалитвенської та інтервал K_1–K_2 кам'янської світи.

Верстви з *Wiedeyoceras clarum*. (1) Таксон-індекс: *Wiedeyoceras clarum* Popov, 1979. (2) Вік: найвища частин башкирського ярусу–базальна частина московського ярусу. (3) Обсяг: інтервал K_2–k_7 кам'янської світи. (4) Супутні амоноідеї: *Wiedeyoceras* sp., *Luganoceras originale* Popov, *Proshumardites* sp. та *Diaboloceras* sp. (5) Верстви з *Wiedeyoceras clarum* зіставлено з нижньою половиною найнижчої генозони московського ярусу – *Diaboloceras-Winslowoceras* (з покрівлі вугільного шару k_7 кам'янської світи нами визначено представника роду *Winslowoceras*).

Таким чином, спільна присутність в нижній половині моспинської світи родів *Gastrioceras* та *Branneroceras* вказує на їх належність до нижньої частини генозони *Gastrioceras-Branneroceras*. Верхня половина зазначеної світи, а також смолянинівська світа (до вапняку H_6) відповідають верхній частині генозони *Gastrioceras-Branneroceras*. Генозона *Diaboloceras-Axinolobus* умовно виділяється в інтервалі H_6–K_3. За даними В.Є. Руженцева, дана генозона є найвищою зоною башкирського ярусу і тому її верхня межа співпадає з межею башкирського та московського ярусів. Її можна корелювати з найвищою частиною світи Блойд (*англ.* Bloyd Formation) – вапняком Кісслер (*англ.* Kessler Limestone), сланцями Дай (*англ.* Dye Shale Member) та сланцями Трейс Крік (*англ.* Trace Creek Shale Member), тобто з найвищою частиною відділу морроу пенсильванію.

ПОШИРЕННЯ ФОРАМІНІФЕР У ВЕРХНЬОКРЕЙДОВИХ ВІДКЛАДАХ ПЕНІНСЬКОЇ КЛІПОВОЇ ЗОНИ УКРАЇНСЬКИХ КАРПАТ (БАСЕЙНИ РІЧОК ВЕЛИКА І МАЛА УГОЛЬКИ)

К. Наварівська, Л. Генералова

Львівський національний університет імені Івана Франка.
Львів, вул. Грушевського, 4, 79005,Україна
navarivska@gmail.com

Пенінський кліповий пояс (англ. – the Pieniny Klippen Belt) простягається на 600 км від Словацьких до Румунських Карпат. В українському сегменті Карпат Пенінський кліповий пояс істотно звужується, тут він має назву Пенінська зона. Пенінська зона являє собою двох'ярусну структуру. Нижній ярус складають породи нижньої юри – верхньої крейди, а верхній – відклади еоцену (вульхівчицька світа), що залягають із розмивом і різкою кутовою незгідністю. Через різну компетентність міцних вапняків (юра - нижня крейда) та пластичних мергелистих товщ (верхи нижньої - верхня крейда), при інтенсивних тектонічних рухах утворилися брили (кліпи) вапняків різного розміру серед мергелистого матриксу. Розмір обмежених розривами кліпів від перших метрів до 2–3×0,3–0,8 км. Загалом ці хаотичні утворення трасують сутурний шов. Пластичні породи матриксу представлені тисальською (апт-сеноман), пухівською (турон-маастрихт) і ярмутською (маастрихт) світами. Відклади верхнього ярусу (еоцен, вульхівчицька світа) зі структурною

незгідністю перекривають верхньокрейдові утворення Пенінської зони. Південно-західна частина Пенінської зони перекрита неогеновою моласою Закарпатського прогину, що моноклінально занурюється в південно-західному напрямку.

У дослідженому районі пластичні породи, які містять кліпи вапняків, представлені головно пухівською і ярмутською світою. Породи, які віднесені до пухівської світи, вперше були описані як «пухівські мергелі» у долині р. Ваг поблизу м. Пухів (Пенінський Кліповий пояс, Словацькі Карпати). В Українських Карпатах переважно червоні мергелисті породи пухівської світи розвинені в Пенінській і Мармароській зонах, де їхня потужність становить 100–150 м. Сіроколірні відклади маастрихту потужністю до 50 м, які перекривають або фаціально заміщують пухівську світу, віднесені до ярмутської світи.

Дослідження Н.В. Дабагян дали змогу виділити у пухівській світі відклади турону, коньяку і кампану, а ярмутську світу в розрізі р. Теребля залучити до маастрихту. Н.І. Маслакова в пухівській світі (Пенінська зона) встановила форамініферові біозони в інтервалі турон-маастрихт: Helvetoglobotruncana helvetica-Praeglobotruncana imbricate; Globotruncana lapparenti; Globotruncana coronata; Globotruncana primitiva; Globotruncana concavata; Globotruncana fornicate-G. arcoformis; Globotruncanita arca; Globotruncana morozovae; Globotruncanita stuarti; Abathomphalus mayaroensis. При цьому розрізи пухівської та ярмутської світи в районі рр. Велика і Мала Угольки залишаються детально не дослідженими. Актуальним залишається відтворення умов седиментації пухівської та ярмутської світ.

Метою представленою роботи є опис відслонених розрізів, визначення віку і спроба відтворення умов седиментації пухівської та ярмутської світ, розвинених у басейні річок Велика та Мала Угольки (Закарпатська обл.) на підґрунті дрібних форамініфер та седиментолочних особливостей порід.

Розрізи пухівської та ярмутської світ із відбором пелітових проб на мікрофауну були вивчені під час проходження навчально-виробничих практик геологічного факультету ЛНУ ім. І. Франка у 2014–2017 рр. Обробка проб і дослідження форамініфер були проведені в лабораторії відділу проблем геології Карпат ІГГГК НАН України. Зразки порід оброблено за такою схемою: дезінтеграція під спеціальним пресом; відмивка у мішках із технічного капрону; відбір мікрофауни з піщано-алевритової фракції породи під бінокулярним мікроскопом. Після опрацювання наявного матеріалу автором представленої роботи визначено 41 вид форамініфер, серед яких 25 видів – планктон і 16 видів – бентос. Мікрофауна перебуває у задовільній збереженості, стінка черепашок частково перекристалізована. Палебатиметрію басейну відтворено за форамініферами згідно з методиками.

Розріз пухівської світи по правому борту р. Мала Уголька добре відслонюється вздовж дороги на кар’єр вапняків, яка починається в 2,25 км по азимуту 220 є від г. Термокса (що на лівому борту ріки). Розріз розміщений неподалік від Рибного господарства. Рожево-червоні мергелі тут зім’яті в інтенсивні складки при загальному моноклінальному падінні по азимуту

падіння 230–240 є ∠45є. У будові розрізу проявлена циклічність, яка підкреслена чергуванням червоно-рожевих мергелів і піскуватих мергелів та / або дрібнозернистих алевропсамітів. Вгору за розрізом переважають мергелі й аргіліти. Вище уздовж дороги трапляються кліпи червоних яшмоїдів (силіцитів, розміром у діаметрі від перших метрів до перших десятків метрів), червоно-рожевих криноїдних вапняків юри (перші метри–перші десятки метрів у діаметрі), змінених метасоматизованих вапняків (перші десятки см), доломітистих вапняків, верхньоюрсько-нижньокрейдових свалявських вапняків із чорними кременями. Частота наявності кліпів зростає до водорозділу, де вони становлять до половини об'єму порід. Взаємовідношення кліпів і мергелів пухівської світи неясне внаслідок поганої відслоненості. У цьому розрізі пухівської світи були відібрано проби 15–12, 12–6, 12–5. У пробі 15–12 визначено види *Pseudotextularia elegans* (Rzehak), *Heterohelix striata* (Ehrenberg), *Heterohelix globulosa* (Ehrenberg), *Pseudoguembelina excolata* (Cushman), *Hedbergella holmdelensis* Olsson, *Globotruncanella inortata* (Bolli), *Globotruncana desioi* Gandolfi, *Globotruncana linneiana* (Orbigny), *Quadrimorphina minuta* (Cushman), *Globotruncana fornicata* Plummer, *Globotruncana arca* (Cushman), *Eponides subcandidolus* (Grzybowski). Асоціація вказує на ранньокампанський вік. Проба 12-6 містить планктон *Globotruncana* sp. та бентосні форамініфери *Caudammina gigantea* (Geroch), *Caudammina ovula* (Grzybowski), *Spiroplectinella subhaeringenesis* (Grzybowski), *Nodosaria* sp., *Eponides* sp., *Globorotalites conicus* (Carsey), *Kalamopsys grzybowski* (Dylazanka). Бентосна асоціація вказує на кампанський вік. У пробі 12-5 визначені форамініфери *Globotruncana* sp., *Ammodiscus* sp., *Caudammina ovula* (Grzybowski), вік – ранній маастрихт.

На лівому березі р. Мала Уголька, в 400 м вище від церкви в с. Мала Уголька та повороті на дорогу, що описана вище, лежить невеликий кар'єр (N 48є 12' 09,28" E 23 є 38' 06,92"). У кар'єрі наявні великі (десятки метрів) кліпи середньоюрських (байоські) криноїдних вапняків. Над ними простежуються брили верхньоюрських (титонських) жовтувато-сірих брекчійованих мікритових вапняків. У північному борту кар'єру кліпи представлені сірими глинистими грудкуватими вапняками та мергелями з амонітами (авторські знахідки). Крім того, тут знайдено олістоліти червоних і чорних силіцитів. Кліпи занурені у пластичний матрикс із червоно-рожевих мергелів, які перешаровуються з цегляно-червоними алевропсамітами пухівської світи.

Виходи пухівської світи спостерігаються уздовж берегів р. Велика Уголька. В 1 км по аз. 145є від г. Термокса – незгідний контакт між мергелями пухівської світи та валунними конгломератами вульхівчицької світи. Пухівська світа характеризується червоно-рожевими мергелями, які перешаровуються з цегляно-рожевим аргілітами та карбонатними алевропсамітами, утворюючи секвенції потужністю 0,2–0,3 м. Це інтервал I – 50–70 м. Вниз за течією ріки породи стають більш глинистими (інтервал II – потужністю 30 м). В утвореннях пухівської світи відмічено брили середньоюрських криноїдних вапняків розміром від перших метрів до перших десятків метрів. Породи матриксу інтенсивно перем'яті при загальному моноклінальному падінні : Аз. пад. 170–

180∠ 50. Нижче за течією, інтервал III (50–80 м), в розрізі зростає домішка псамітового матеріалу. Породи мають вигляд рожево-червоних, інколи з плямами блакитно-сірого кольору теригенних алевропсамітових мергелів. Загальна потужність розрізу 180 м.

Тут, вище гирла потоку Карпінківського, досліджено два відслонення. У першому в червоних мергелях пухівської світи відібрано чотири проби – 2017–30, 2014–16, 2014–15 та 2014–14. У пробі 2017–30 визначено планктонні види: *Globotruncana arca* (Cushman), *Globotruncana linneiana* (Orbigny), *Globotruncanita stuarti* (Lapparent), *Globotruncana* sp. та бентосні: *Caudammina ovula* (Grzybowski), *Caudammina gigantea* (Geroch). Асоціація вказує на кампанський вік. У пробі 2014–16 наявні планктонні види *Globotruncanita stuarti* (Lapparent), *Globotruncana arca* (Cushman), *Globotruncana desioi* Gandolfi, *Globotruncana majzoni* Sacal et Debourle, *Globotruncana fornicata* Plummer та бентос *Eponides karreri* (Grzybowski), *Spiroplectinella subhaeringenesis* (Grzybowski), *Caudammina ovula* (Grzybowski) *Dorothia buletta* (Carsey). Вік асоціації – ранній маастрихт. У пробі 2014–15 наявні види *Gansserina gansseri* (Bolli), *Globotruncana concavata* Brotzen, *Globotruncana morozovae* Vassilenko, *Globotruncana desioi* Gandolfi, *Globotruncana fornicata* Plummer, *Hedbergella portsownensis* Williams-Mithel, *Eponides karreri* (Grzybowski). Вік асоціації – ранній маастрихт. У пробі 2014-14 визначено бентосні форамініфери *Eponides karreri* (Grzybowski), *Eponides subcandidolus* (Grzybowski), *Ammodiscus* sp., *Bolivina plaita* (Carsey), *Eponides monterdansis* (Marie).

У другому відслоненні у червоних мергелях пухівської проби відібрано дві проби 2017–39 та 2014–8. Далі по розрізу спостерігається контакт із вульхівчицькою світою. У пробі 2017–39 визначено планктонні види *Globotruncanita stuarty* (Lapparent), *Globotruncana arca* (Cushman), *Globotruncana linneiana* (Orbigny), *Globotruncana morozovae* Vassilenko та бентосні *Caudammina ovula* (Grzybowski), *Caudammina gigantea* (Geroch). Асоціація вказує на кампанський вік. У пробі 2014–8 наявний планктон *Gansserina gansseri* (Bolli), *Globotruncana bulloides* Vogler, *Globotruncana elevata* (Brotzen), *Globotruncana linneiana* (Orbigny), *Globotruncana arca* (Cushman), *Globotruncana gagnebini* Tilev, *Globotruncana desioi* Gandolfi, *Globotruncana majzoni* Sacal et Debourle та бентос *Eponides subcandidolus* (Grzybowski). Вік асоціації – ранній маастрихт.

У с. Велика Уголька досліджено два відслонення. У першому відібрано пробу 2014–7 з пухівської світи та 2014–6 із ярмутської. У пробі 2014–17 форамініфери погано збережені, наявний планктон *Globotruncana* sp. У пробі 2014–6 визначено планктонні форамініфери *Globotruncana arca* (Cushman), *Globotruncanita stuartiformis* Dalbiez, *Globotruncanella inortata* (Bolli), *Globotruncana linneiana* (Orbigny), *Globotruncana* sp. та бентос *Psammosphaera fusca* (Schulze), *Marssonella crassa* (Marsson), *Haplophragmoides stomatus* (Grzybowski), *Spiroplectinella subhaeringenesis* (Grzybowski). Вік асоціації – кампан.

У другому відслоненні відібрано 3 проби – 2014–5, 2014–4 у пухівській світі та 2014–3 у ярмутській. У пробі 2014–5 визначено планктонні

форамініфери *Globotruncanita stuarti* (Lapparent), *Globotruncana arca* (Cushman), *Globotruncana linneiana* (Orbigny), *Globotruncana desioi* Gandolfi, *Globotruncana* sp. Вік асоціації – пізній кампан. У пробі 2014–4 наявні планктонні форамініфери *Globotruncanita stuarti* (Lapparent), *Globotruncana desioi* Gandolfi. *Globotruncana arca* (Cushman), *Globotruncana linneiana* (Orbigny), *Globotruncana ventricosa* White та бентос *Textularia plummerae* (Lalicker), *Eponides subcandidolus* (Grzybowski). Вік асоціації – ранній маастрихт.

У пробі 2014–5 визначено планктонні форамініфери *Globotruncanita stuarti* (Lapparent), *Globotruncana rozetta* (Carsey), *Globotruncanita conica* (White), *Hedbergella* sp., *Globotruncana* sp. та бентос *Spiroplectinella subhaeringenesis* (Grzybowski). Вік асоціації – нижній маастрихт.

Отже, в досліджених відкладах виділено форамініфери кампанського і ранньомаастрихтського віку. Домінування планктонних форамініфер в асоціаціях мікрофауни, високе видове розмаїття родів *Globotruncana, Globotruncanita, Globotruncanella*, морфологічні особливості (крупні, кілюваті, складнопобудовані черепашки) вказують на батіальні глибини седиментації відкладів. Поширення глибоководних бентосних форамініфер з родів *Psammosphaera, Caudammina, Haplophragmoides, Spiroplectinella, Marssonella* вказують на глибини середньої-нижньої батіалі.

Необхідно відмітити, що накопичення червоних глибоководних (позашельфових) глинистих відкладів у пізній крейді є глобальною подією, яка виявлена не тільки в Тетісній області (Альпи, Карпати), а також в Атлантичному, Індійському і Тихому океанах. Очевидно, ця подія відмічає покращення глобальної циркуляції придонних збагачених киснем течій у Світовому океані (в т. ч. в Карпатському секторі Тетісу). Головний період осадження червоних глибоководних крейдових відкладів (англ. Cretaceous Red Beds: CORBs) охоплює віковий інтервал від турону до пізнього кампану, що відповідає головному етапові накопичення червоноколірної пухівської світи. Дослідники пов’язують період осадження CORBs із загальною тенденцією похолодання від сеноману-турону до кампану-маастрихту.

ПЕТРОТИПИ ПІСКОВИКІВ ТУРБІДИТІВ СЕРЕДНЬОПАЛЕОЦЕНОВОГО СТРОКАТОКОЛІРНОГО ГОРИЗОНТУ СКИБОВОГО ПОКРИВУ (МЕЖИРІЧЧЯ ОПОРУ ТА СВІЧІ УКРАЇНСЬКИХ КАРПАТ)

Л. Генералова, О. Костюк, А. Генералов

Львівський національний університет імені Івана Франка,
вул. М. Грушевського, 4, Львів 79005, Україна,
larysa.heneralova@lnu.edu.ua
oleksandr.kostyuk@lnu.edu.ua
avheneralov@ukr.net

Актуальним напрямом сучасних досліджень є виявлення індикаторів тектонічних і геодинамічних обстановок, які відтворюють седиментаційні процеси палеобасейнів та сприяють реконструкції геодинамічних обстановок їхнього формування. Крейдово-еоценові строкатоколірні горизонти, поширені у Східних Українських Карпатах, останнім часом привертають увагу дослідників як фонові відклади Зовнішньокарпатського палеобасейну осадонакопичення.

Згідно з актуалістичним і порівняльно-історичним методами пізнання геологічних процесів, під час вивчення розрізів середньопалеоценового яремчанського строкатоколірного горизонту використовували седиментологічний аналіз, який дав змогу виділяти літодинамічні типи, що належать певним глибоководним фаціям Карпатського флішового палеобасейну. У лабораторних умовах ми вивчали структурні риси уламкових порід, що є турбідитами, аналізували їхній гранулометричний склад, форму та ступінь сортованості теригенних петротипів порід (турбідитів) яремчанського горизонту. За використання петрографічного аналізу вивчено склад каркасу та цементу псамітових і алевритових відмін петротипів. Результати опрацьовано на класифікаційних діаграмах.

Район досліджень лежить у Долинському районі Івано-Франківської області та Стрийському районі Львівської області, у межах Скибового тектонічного покриву. Район охоплює середню течію межиріччя Опір і Свіча, де з південного заходу на північний схід простежуються скиби: Зелем'янка, Парашка, Сколівська, Орівська та ін. Вивчені розрізи яремчанського горизонту локалізуються в межах тилової частини скиб Парашка (р. Орява), Сколівська, Орівська (р. Сукіль). Вони добре розпізнаються за середньо-тонкоритмічно-циклічним перешаруванням зеленкувато-сірих і вишнево-червоних порід флішових секвенцій, представлених аргілітами, алевролітами і пісковиками. Потужність елементарних секвенцій коливається від 0,01–0,05 до 0,15–0,23 м.

Мета статті – вивчити особливості розрізів і петротипи пісковиків середньопалеоценового яремчанського горизонту в північно-західній частині Скибового тектонічного покриву для конкретизування палеогеографічного режиму їхнього становлення.

Результати. Яремчанський горизонт локалізується у підошві ямненської

світи. Він залягає згідно на стрийській світі й перекритий масивними і товстошаруватими світло-сірими, жовтуватими пісковиками з елементами турбідитів секвеції А. Боума T_{ab}, T_{abc}. Вивчено детальні седиментологічні розрізи *р. Орява, с. Коростів (скиба Парашки),* по р. Сукіль *с. Поляниця (Орівська скиба)* та поблизу с. Сукіль.

Детальний пошаровий літостратиграфічний аналіз розрізів строкато-колірного яремчанського горизонту дає змогу виділити елементарні секвенції та їхні угруповання другого і третього рангів. Потужність елементарних (високого порядку) секвенцій коливається від перших см до 0,15–0,25 м. Потужність секвенцій другого рангу становить 0,8–1,2 м. Потужність секвенцій третього рангу коливається в межах 1,6–2,7–3,2 м. Відповідно описані розрізи (або їхні фрагменти) належать четвертому рангу або першому порядку.

Межі секвенцій, представлені зеленкувато-сірими дрібнопсамітовими і алевро-аргілітовими турбідитами, розділені вишнево-червоними алевропелітовими геміпелагітами, пелагітами, іноді контуритами. У підошві секвенцій наявні сліди розмиву. Нижній елемент секвенцій T_a часто починається різнозернистим поганосортованим пісковиком.

Серед різнозернистих (псамітових і дрібнопсефіто-псамітово-алевритових) порід ретельно досліджено кілька петротипів, а саме: світло-сірі пісковики, виявлені у розрізі р. Оряви та зеленкувато-сірі пісковики, алевроліти, аргіліти з басейну р. Сукіль.

Зеленкувато-сірі пісковики р. Сукіль характеризуються слабковираженою градаційною, масивною, іноді горизонтальною, текстурами. Уламки мають розмір від 0,03 до 2,7 мм. Обточеність уламків не перевищує 2 балів за п’ятибальною шкалою. Пісковики погано сортовані. У них уламковій складовій належить 73 % об’єму породи, решта 27 % припадає на цемент. За мінералого-петрографічним складом кластитової частини пісковика на гірські породи (літоїди) припадає 45 %, на мінерали – 17 % (польові шпати – 5 %, кварц – 12 %); фауністичні рештки становлять 11 %. Серед уламків порід (літоїдів) визначено кварцити, зелені та червоно-фіолетові метаморфічні сланці, фтаніти, пісковики, кременисті алевроліти, аргіліти, мергелі, органогенні вапняки. Залишки фауни представлені переважно жорствяними кластитами багряних водоростей, зрідка крупними форамініферами, фрагментами голкошкірих організмів тощо. Цемент глинисто-кременистий, базального типу цементації, іноді з хлоритом.

Серед зеленкувато-сірих пісковиків часто трапляються різнозернисті паттумні (хлидолітові [19]) середньозернисті або алевропелітові з жорствою поліміктові відміни. Вони погано відсортовані й містять не обточений матеріал. Уламки представлені переважно кварцом, плагіоклазом, K-Na польовим шпатом; виявлено також уламки порід (літоїди): осадових (кременистих, теригенних) порід і кварцитів. Цемент у таких пісковиках за речовинним складом – глинисто-кременистий із хлоритом, за типом цементації – поровий до базального, дуже міцний. У цих пісковиках трапляється дрібна вкрапленість рудних мінералів (пірит, халькопірит). На класифікаційній діаграмі піщаних порід за складом уламків (В.Д. Шутов, 1967 р. з доповненнями В.Н. Шванова,

1987) досліджені породи потрапляють у поля граувак і аркозо-граувак (кварцові грауваки, польовошпатові грауваки).

Світло-сірі, зеленкувато-сірі карбонатні й теригенно-карбонатні пісковики (розріз р. Опір) характеризуються масивною, неясноградаційною текстурою та нерівномірнозернистою структурою. Розмір уламків коливається в широких межах від кластолітів пелітової до дрібнопсефітової жорствяної розмірності. Розмір переважаючої фракції пісковиків від 0,5 до 2,5 мм становить у середньому до 50–60 % об'єму каркасу пісковиків. Решта уламків характеризується розмірами 0,01–0,5 мм. Співвідношення уламкових компонентів і цементу в породах може бути виражено як 7:3. Уламкові компоненти, головно, складені біогенними вапняками, у яких виявлено багряні водорості, скелетні частини організмів і біогенний детрит. Під час мікроскопічного вивчення залишки водоростей мають непрозорі, внаслідок вуглефікації, фігури з характерним рисунком. У них добре проглядається сітчаста будова, а комірки тканини водоростей мають чотирикутну форму і розташовані правильними рядами. Загалом у складі водоростей переважає дрібнозернистий форменний кальцит, що, власне, утворює мікроводоростеві структури. Біогенні рештки мають хорошу збереженість. Їхній розмір – 0,5–1,2 мм за товщини стінок скелетних елементів викопних організмів до 0,01–0,02 мм. У шліфах за особливостями морфології розрізів уламків вапняків, які характеризуються градчасто-стільниковими формами, що підкреслені тонкими перегородками з інтенсивно перекристалізованого мікрокристалічного кальциту, виявлено скелетні частини коралів. Крім уламків вапняків, у каркасі пісковиків відмічаються добре обточені зерна кварцу розміром 0,2–0,5 мм та глауконіт. Цемент породи глинисто-кальцитовий порового, крустифікаційного та базального типів цементації. Складається враження, що в будові породи є до 85 % кальциту. Схарактеризована порода є уламковим вапняком (grainstone, Р. Данхема). За генезисом, який виражений у структурно-текстурних рисах, описана порода є карбонатним турбідитом.

Серед досліджених уламкових порід поширені зеленкувато-сірі *дрібнозернисті алевропісковики*. Текстури порід тонкошаруваті горизонтальні або масивні. Каркас порід представлений помітно обточеними уламками гірських порід, кварцу. Трапляються спікули губок, заміщені халцедоном, карбонатні фауністичні рештки дрібних форамініфер і крупніші уламки інших карбонатних організмів. Аутигенний матеріал представлений глауконітом, який нерівномірно розподілений у породі. Його вміст не перевищує 2–3 %. У пісковиках також наявні рудні мінерали (переважно пірит), які формують невеликі скупчення дрібних зерен. Цемент, зазвичай, поровий, слюдисто-кременистий або глинисто-кременистий, на окремих ділянках глинисто-карбонатний. На класифікаційній діаграмі породи потрапляють у поле літоїдно-кварцових та/або граувакових пісковиків.

Алевроліти є одними з головних компонентів розрізу яремчанського горизонту, вони представлені кількома різновидами. Їхня структура змінюється від пеліто-алевритової дрібно-середньозернистої алевритової або різнозернистої до псаміто-алевритової або крупнозернистої алевритової, добре

відсортованої та конформнозернистої. Серед уламків домінує кварц, значно менше уламків гірських порід (переважно осадових). У дрібнозернистих відмінах трапляється слюда (мусковіт?), дуже мало польових шпатів. Отже, склад алевролітів змінюється від кварцових і літоїдно-кварцових до граувакових. Цемент переважно кремнисто-глинистий, іноді глинисто-карбонатний, порового та плівкового типів цементації. У середньо-крупнозернистих алевритових різновидах постійно трапляється фауна у вигляді халцедонових спікул губок і дрібних карбонатних форамініфер кількох видів. Характерною рисою алевролітів є наявність у них дрібної вкрапленості сульфідів Fe та Cu, яка нерівномірно поширена в породі, інколи утворює лінзоподібні чи округлі мінеральні виділення, або виповнює мікротріщини. Довкола таких виділень помітне утворення вторинних мінералів макроскопічно яскраво-зеленого кольору, найвірогідніше малахіту. Він в окремих випадках може складати суцільні крупні мінеральні об'єкти. У породах трапляються макротріщини, виповнені вторинним карбонатом і кварцом потужністю від 0,5 до 1 см.

Верхні елементи секвенцій турбідитів представлені алевропелітами і аргілітами. Вони трапляються рідше, ніж алевроліти, у турбідитних секвенціях яремчанського горизонту. Аргіліти мають пелітові, менше алевропелітові структури. Детальне мікроскопічне вивчення дає змогу виокремити прошарок з базальними алевритами, що містить елементи градаційної та хвилястої шаруватості (T_0), за Д. Стоу (D. Stow). Цей прошарок догори перекривається елементом секвенції, представленим аргілітами зі слабко вираженою конволютною (T_1) та горизонтальною (T_3) мікротекстурами. Аргіліти складаються з майже ізотропного каолініту з домішками гідрослюди і хлоритів. Викликає велике зацікавлення значний вміст у аргілітах пилуватого рудного матеріалу, який подібний до описаного в алевролітах.

Детальний аналіз структурно-текстурних і речовинних особливостей турбідитів яремчанського горизонту дав змогу відмітити, що у нижніх елементах секвенцій А. Боума трапляються дві групи текстур – упорядковані та неупорядковані. Для упорядкованих текстур характерне градаційне, невиразно горизонтальне, неясноскісне розташувавння кластичного матеріалу, а для неупорядкованих текстур – масивний, хаотичний, пудинговий, неупорядкований, неорієнтований характер розміщення складових частин породи. Структура нижніх інтервалів секвенцій турбідитів яремчанського горизонту є алевропсамітовою, алевритовою, різнозернистою з розміром уламків від пелітової до псамітової або навіть дрібнопсефітової розмірності. Часто співвідношення складових каркасу, представлених пелітовим, алевритовим, псамітовим (і дрібнопсефітовим) матеріалом відповідає пропорції 1:1:1. Під час мікроскомічного вивчення петротипів нижніх елементів секвенцій турбідитів горизонту діагностується низький ступінь обточеності уламків каркасу. За речовинним складом кластогенного матеріалу нижніх елементів очевидно, що він розподіляється на теригенний і карбонатний (вапняковий, біогенний). Отже, зважаючи на те, що петротипи порід є елементами секвенції А. Боума, необхідно підкреслити, що в розрізі яремчанського горизонту беруть участь як

теригенні, так і карбонатні турбідити (зокрема, калькареніт-кальцилютитові). Калькареніт-кальцилютитові турбідити яремчанського горизонту трпаляються у борту р. Орява скиби Парашка. Для них типові текстурні елементи секвенції А. Боума показані для медіальних і дрібнозернистих турбідитів та секвенції Д. Стоу.

Візуальне та петрографічне вивчення породних рис нижніх елементів секвенцій карбонатних турбідитів допомагає виокремити для них типові риси. Структура породи вивчених різновидів має ознаки, що характеризують її як різнозернисту несортовану погано обточену, текстура слабко структурована, в долішніх елементах – масивна, в горішніх – конволютна, субгоризонтальна. Інтервал T_c є потужнішим, ніж у алевропсамітових теригенних турбідитах горизонту (що загалом типове для карбонатних турбідитів) і, власне, у ньому добре проявлене деформування пластичних елементів шару з утворенням неправильних форм дрібної дисгармонічної асиметричної складчастості іноді по типу завихрення та складного закручування. Зазвичай такі дрібні складки (утворені турбулентною течією, що виникає у слабко літифікованих осадах, які рухаються по пологому схилу) нахилені у бік переміщення осаду. Аз. пад. осьових поверхонь дрібних конволютних складок 20–45º.

Виконано класифікування петротипів нижніх неупорядкованих елементів секвенцій теригенних турбідитів яремчанського горизонту. За діаграмами піщано-алеврито-глинистих порід такі змішані породи належать до хлидоліту, паттуму, мікстоліту. Ми можемо доповнити, що обов’язковими рисами їх є наявність двох різнорідних складових (каркас і матрикс), незакономірне розміщення уламків у породі (матриксі), несортованість за гранулометричним складом, необточеність кластитів каркасу, змішаність несортованого різноуламкового матеріалу незалежно від їхнього складу та походження, хаотична (масивна) неупорядкована текстура. За класифікаційними діаграмами піщаних порід за складом уламків петротипи теригенних турбідитів потрапляють у поля граувак (кварцові грауваки, польовошпат-кварцові, польовошпатові грауваки, аркозо-грауваки), поліміктових пісковиків та уламкових вапняків. Мікроскопічні дослідження граувак яремчанського горизонту показують, що за співвідношенням каркасу і цементу часто серед граувак є такі, які мають базальний, поровий типи цементації. Наявність граувак в елементі T_a та $T_в$ секвенцій яремчанських турбідитів зі суттєвим вмістом матриксу (до 15–25 %) є показником умов формування їх з квазірідинної суміші або течії глинисто-піщаної маси. Загалом, неупорядковані й несортовані алевропсаміти свідчать про гідродинамічні режими турбулентного типу, значні швидкості транспортування й акумуляції, нетривалий шлях переміщення.

Нижні елементи секвенцій карбонатних турбідитів характеризуються різнозернистою дрібнопсефіто-псаміто-алевритовою структурою, масивною текстурою. Кількість карбонатного цементу в петротипах коливається від 5 до 15–20 %. Серед аутигенних мінералів є глауконіт. Кластичний матеріал петротипів переважно представлений необточенними уламками різних генетичних типів карбонатних порід. Серед уламків каркасу наявна незначна

домішка зерен кварцу. Отже, петротип уламкових карбонатів за будовою подібний до хлидолітів теригенних турбідитів.

З проведенних досліджень яремчанського горизонту випливає, що хлідоліти як петротип становлять нижні елементи секвенції А. Боума, в деяких випадках елемент S_3 або S_2 секвенції Д. Лоу. Для секвенцій, які містять хлідоліти типові, крім неструктурованості й неупорядкованості, інші текстурні риси. У верхах розрізу секвенції теригенних і карбонатних алевропсамітових турбідитів яремчанського горизонту серед особливих текстурних рис відмічено наявність блюдцеподібних або чашоподібних текстур (dish structure) і флюїдних каналів, трубок зневоднення (fluid excape, “pipes”). Сукупність названих структурно-текстурних особливостей і речовинних ознак дає змогу зауважити, що секвенції з такими рисами є типовими для утворень, які формуються з розріджених та/або флюїдизованих потоків. Отже, у будові дистальних турбідитів яремчанського горизонту виокремлюються літодинамічні типи не лише теригенних і карбонатних модельних та дрібнозернистих турбідитів, а й утворень розріджених та/або флюїдизованих потоків.

Відмічені ознаки схиляють нас до думки, що хлідоліти є породними різновидами літодинамічних типів турбідитів. Вони часто трапляються як у теригенних турбідитах, так і у карбонатних турбідитах. У процесі сходження каламутних потоків, елементами якого був кластичний матеріал хлідолітів вивчених розрізів, він рухався гідродинамічними турбулентними течіями під дією сил гравітації. Дослідження показали, що каламутний турбідитний уламковий (мулистий) потік за умов збільшення крутизни схилів може розпадатися на дві частини. Верхня частина належить при цьому суспензійній турбідитній хмарі (з яких формуються шаруваті елементи T_{bcd}), нижня частина потоку формує базальний текучий шар уламків (T_a).

Зупинимося на утворенні карбонатних турбідитів яремчанського горизонту. Наявність карбонатних турбидитів дає змогу відмітити, що в межах шельфу пасивної околиці Східно-Європейської платформи знаходили місце шельфові басейни (карбонатні платформи) з карбонатною седиментацією. Швидкість занурення шельфу була незначною (інакше осад устигав би закріпитися на мілководді) і осадовий матеріал течії виносили на континентальний схил і до його підніжжя. Водночас підніжжя континентального схилу зазнавало пульсації в результаті термальної й тектонічної контракції, проте на момент формування карбонатних турбідитних осадів яремчанського горизонту воно перебувало на глибинах вище рівня CCD. Шельф палеобасейну, відповідно, просувався в бік відкритого морського басейну, що сприяло інтенсивному нарощуванню потужності проградаційної призми осадів. Ще одним варіантом наявності карбонатних турбідитів у розрізах горизонту,ймовірно, слід вважати наявність окремих піднять у межах рівнин яремчанського палеобасейну. У підніжжі таких піднять могли осаджуватися вище критичної глибини карбонатної компенсації утворення карбонатних турбідитів.

Висновки. У розрізах яремчанського горизонту відмічається наявність як теригенних, так і карбонатних турбідитів. Зрозуміло, що карбонатні турбідити

утворюються в зоні впливу карбонатної платформи або ізольованих океанських піднять, тоді як теригенні турбідити мають локалізовану область, яка, ймовірно, є прив'язаною до крупного палеобасейну. Численними спостереженнями виявлено, що теригенні турбідити формуються за низького рівня моря, яке викликає імпульси збільшення ерозії та, як наслідок, надходження теригенного матеріалу до підніжжя континентального схилу до другого рівня седиментації. Переважання карбонатного матеріалу в карбонатних турбідитах (і, відповідно, карбонатних систем) вказує на те, що осадовий матеріал був принесений зі сусідньої платформи або окремих піднять підводних рівнин поблизу континентального схилу (Кеннет, 1987) під час високого стояння рівня моря. Характер осадконагромадження в середньопалеоценових розрізах яремчанського горизонту Зовнішньокарпатського басейну контролювався змінами рівня моря, які відбувалися під впливом регіональної синседиментаційної тектоніки. Проте за можливості варто враховувати ймовірний вплив глобальних змін глибини карбонатної компенсації (ГКК, CCD) та глобальних подієвих явищ на межі крейди і палеогену.

МАКРОФАУНА В ЮРСЬКИХ ВІДКЛАДАХ ПРИБОРЖАВСЬКОГО КАР'ЄРУ ЯК ГЕОТУРИСТИЧНИЙ ОБ'ЄКТ ЗАКАРПАТТЯ

Г. Гоцанюк, А. Черняк, Д. Бондар, О. Терлецький

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

Закарпаття з давнини є надзвичайно привабливим для туристів як дивовижний та колоритний край з історико-культурними цінностями, зона рекреації з мальовничою природою, сприятливим теплим кліматом та з унікальними природніми геологічними об'єктами. Геологічні пам'ятки Закарпаття, є цінними природніми об'єктами, що складають геологічну спадщину, яку необхідно популяризувати (передусім в геотуризмі). Вони репрезентують певні етапи історії розвитку Землі, пізнання якої позитивно впливає на освіту, культуру, формування світоглядних принципів і взаємин людей з довкіллям.

Геотуристична діяльність в Україні на сьогодні активно розвивається хоча започаткована з 90-х років XX ст. Геотуризм - це розділ пізнавального краєзнавчого туризму, що ґрунтується на пізнанні геологічних (геоморфологічних) об'єктів і процесів, а також на отриманні від їхнього спостереження естетичних вражень. Методологічні засади цього новітнього напряму туризму наразі у стадії розробки. Головними демонстраційними об'єктами геотуризму є геоатракції (геотуристичні сайти) – передусім геологічні природні об'єкти цікаві в науковому, інформаційному, естетичному та рекреаційному сенсі, і якими славиться Закарпаття.

Геологічні пам'ятки, або об'єкти геологічної спадщини є унікальними

ділянками земної поверхні та відслонення гірських порід, які «найбільш виразно характеризують геологічну будову земної кори та природніх процесів, що протікали протягом всієї історії розвитку Землі. Вони мають наукову, освітню, культурно-пізнавальну чи естетичну цінність та потребують охорони». Геологічні пам'ятки постійно перебувають у процесі руйнівних перетворень під впливом природних чинників і впливом людської діяльності та потребують особливих заходів з їхнього збереження. Виявлення й охорона геологічних пам'яток як частина загальної природоохоронної справи значно поширені в Україні і набули міжнародного значення.

Одним із унікальних геологічних об'єктів на Закарпатті є Приборжавський кар'єр мармуризованих вапняків розташований в Іршавському р-ні Закарпатської області в східній околиці с. Приборжавське. На лівому березі річки Боржава у віддалі до кілометра знаходиться старий кар'єр а далі новий, який експлуатується. В цьому кар'єрі розкриті мезозойські відклади представлені рожевими, ясно-сірими та кремовими мармуризованими вапняками. В геологічному відношенні місцезнаходження Приборжавського кар'єру є в північно-західній частині Українських Карпат. Геологічно Українські Карпати займають проміжне положення між Східними (Румунськими) і Західними (Польськими, Словацькими, Чеськими) Карпатами разом з ними утворюють важливий елемент північного відгалуження Альпійської складчастої системи. Відклади юри найпоширеніші у Внутрішніх Карпатах, а саме у добре відомій серед альпійських і карпатських дослідників структурно-тектонічній одиниці – Пенінській зоні (або зоні Скель) яка є складною структурно-тектонічною спорудою. Повторюючи конфігурацію Карпатської дуги, Пенінська зона вузькою смугою тягнеться більш ніж на 500 км від Віденського басейну через усі Західні Карпати до Румунії на південному сході. Характерною рисою геологічної будови Пенінської зони є наявність у ній численних скельних виходів юрських відкладів, які у вигляді різнорозмірних олістолітів перевідкладені серед утворень верхньої крейди та палеогену.

У структурі Карпатської гірської споруди виділяють два головні елементи – Зовнішні (Флішові) і Внутрішні Карпати (Татро-Вепориди). На території України розміщені головно Зовнішні Карпати, а Внутрішні, що добре виражені далі на захід, занурені тут на великі глибини й визначені свердловинами лише у фундаменті Закарпатського прогину. З півночі Карпати обмежені Передкарпатським передовим прогином, у структурі якого чітко виділені дві зони – Внутрішня (Бориславсько-Покутська), яка закладена на флішовій основі і Зовнішня (Більче-Волицька) закладена на опущеному краю Східно Європейської платформи, ці зони відрізняються формаційно та історією геологічного розвитку.

У будові Зовнішніх Карпат виділяють три структурно-тектонічні зони – Скибову, Чорногірсько-Дуклянсько-Кросненську, Рахівську, а у Внутрішніх – Пенінську, Мармароську, Закарпатський прогин і Мармароський кристалічний масив.

Пенінської зона як структурно-тектонічний елемент протягом мезозойської і кайнозойської ер відігравав дуже важливу роль у геологічному розвитку

Карпат, а також у становленні їхньої сучасної структури. Через дуже складну насувну будову Українських Карпат юрські відклади у відслоненнях в цій структурно-тектонічній одиниці відомі в кар'єрах на околиці м. Перечина, сіл Новоселиця і Приборжавське Закарпатської обл.

У межах Українських Карпат Пенінська зона представлена фрагментарно – лише її південно-східним закінченням. На нашій території вона у вигляді окремих виходів відслонена в басейнах рік Уж, Латориця, Боржава і повніше, суцільною смугою – у басейні р. Лужанки. Численні скельні виходи юрських вапняків є характерною ознакою Пенінської структурно-тектонічної одиниці. Щодо природи походження цих вапняків серед карпатських дослідників тривалий час були дискусії, та ці скелі є звичайними тектонічними відторженцями, що винесені з великих глибин у процесі вертикальних рухів. У відслоненнях чітко простежується Інтенсивна тектонічна порушеність, що і дає всі підстави юридично надати статус геологічної пам'ятки регіонального значення та її збереження.

За понад 170-річну історію геологічного вивчення Українських Карпат, у тому числі їхньої складової – юрських відкладів, геолого-палеонтологічні дослідження проводили спорадично. Та слід відмітити що ці дослідження провадили і австрійські, угорські, чехословацькі, польські науковці які зробили вагомі внески у вивчення цих відкладів: Ф. Гауер (1854). А. Альт (1858), Л. Шайноха (1881), Ф. Почепни (1885), Г. Запалович (1886), В. Уліг (1900), Г. Веттерс (1905), К. Папп (1916), В. Скриживанік, В. Шпачек, Д. Андрусов, А. Матейк (1929–1931), З. Паздро (1934) та ін. Особливої уваги заслуговують наукові геологічні дослідження цього регіону львівськими геологами – Р. Ладиженським, О. Вяловим, Я. Кульчицьким, в яких головним положенням був поділ Українських Карпат на структурно-фаціальні одиниці, обмежені площинами великих насувів. Прихильники цього напряму продовжували розвивати ідеї, висловлені на початку XX ст. французьким вченим М. Люжоном щодо насувної будови Альп і підхоплені та застосовані щодо Карпат австрійськими геологами М. Лімановським, В. Улігом та іншими, тобто тих дослідників, які вважали юрські вапняки безкореневими велетенськими олістолітами (у тім числі й Приборжавський кар'єр), які внаслідок інтенсивних вертикальних і горизонтальних тектонічних рухів були перевідкладені в молодші відклади. Молодші відклади переважно представлені утвореннями верхньої крейди та палеогену.

В 50-х роках XX ст. в працях В. Славіна, а далі в 60-х роках в наукових дослідженнях та публікаціях С. Круглова разом з палеонтологами В. Гаврилишиним, Т. Калініченко, Г. Кримгольцем, Є. Мічаговою палеонтологічно обгрунтовано стратифікацію юрських відкладів Пенінської зони і, зокрема, розрізів, розритих у Приборжавському кар'єрі, та нажаль зібрані колекції недоступні.

В останні два десятиріччя у Приборжавському кар'єрі зібрано велику кількість решток різноманітних груп палеобіоти, серед яких амоніти, белемніти, брахіоподи. Детальним монографічним вивченням найважливішої для стратифікації та кореляції юрських відкладів решток групи палеоорганнізмів –

амонітів і белемнітів – займаються Г. Гоцанюк, Р. Лещух, М. Мураль, А. Черняк та ін. Унаслідок детального вивчення фауністичних решток амонітів (понад 350 екземплярів) з юрських відкладів Пенінської зони палеонтологічно надійно обґрунтовано наявність у цій структурно-тектонічній одиниці усіх відділів юрської системи Міжнародної стратиграфічної шкали та встановлено 11 і 2 підтверджено амонітові хронозони. Зокрема уперше монографічно описано та опубліковано понад 50 видів амонітів і до 20 видів белемнітів. Майже всі виявлені головоногі молюски мають вузьке стратиграфічне та значне географічне поширення і є характерними формами для багатьох регіонів Середземноморської палеозоогеографічної області, що дає підстави деталізувати стратиграфічну схему юрських відкладів Українських Карпат та проводити палеонтологічно надійно обґрунтовані кореляції стратиграфічних підрозділів виділених на нашій території зі стратонами Західних (Польських і Словацьких) та Південно-Східних (Румунських) Карпат.

Зауважимо, що в Приборжавському кар'єрі нема єдиного безперервного розрізу юрської системи. Тут наявні вже цілком вироблені окремі блоки порід, складені хаотично розкиданими різновіковими велетенськими брилами лейасу, догеру і мальму. Лише на підставі окремих відслонень, які надійно схарактеризовані палеонтологічно, побудовано зведений розріз юрських утворень Приборжавського кар'єру. В юрських утвореннях Пенінської зони виділені умовно такі світи: приборжавська, перечинська, жубраківська, які не мають чітко визначеного об'єму та меж, що є вимогою Стратиграфічного кодексу України.

Цінність в науково-пізнавальному плані унікальної геологічної пам'ятки палеонтологічного місцезнаходження викопної макрофауни юри в Приборжавському кар'єрі полягає в численності і різноманітті палеобіоти, в доступності для спостережень і подальшого вивчення як важливої ланки для відновлення історії Землі. Ця геологічна пам'ятка Закарпаття, є цінним природнім об'єктом, що не підлягає відновленню та складає геологічну спадщину, яку необхідно популяризувати (передусім в геотуризмі) та зберегти для майбутніх поколінь. Слід зауважити, що це унікальне місцезнаходження відвідують науковці, проводять конференції та геологічні екскурсії, навчальні практики для геологів та ін.

Ця природня геологічна пам'ятка постійно перебуває у процесі руйнівних перетворень через експлуатацію кар'єру під впливом людської діяльності та потребує особливих заходів з її збереження та заслуговує узаконеного статусу. Нажаль юридично, як геологічна пам'ятка, не оформлений в реєстрі природоохоронних пам'яток, хоча є усі підстави для визнання Приборжавського кар'єру як - тектонічна, палеонтологічна та стратиграфічна геологічні пам'ятки України. Адже Закарпаття надзвичайно перспективний регіон України з огляду геотуризму, який слід розвивати на всеукраїнському та міжнародному рівні.

ГРЕБЕНІВСЬКИЙ КАР'ЄР – «ЗРУЙНОВАНІ УТВОРЕННЯ» (BROKEN FORMATION)

М. Богданова

Львівський національний університет імені Івана Франка,
вул. Грушевського, 4, Львів 79005, Україна
milena_bogdanova@ukr.net

«У майбутньому наука (геологія)буде використовувати не лише індекси віку, але і індекси формацій. І це буде надзвичайно цікава геологія». М.С. Шатський

Традиційним районом проходження навчальних геологічних практик, геологічних екскурсій, проведення польових турів Всеукраїнських студентськиї олімпіад є Гребенівський навчальний полігон. Впродовж останіх років до проходження геокартувальної практики на Гребенівському полігоні долучились викладачі та студенти геологічних факультетів різних ВУЗів України: ЛНУ ім. І.Франка, КНУ ім. Т.Шевченка, «Дніпровської Плітехніки». На території полігону є об'єкти, які включені до переліку геологічних памяток України, До них, зокрема, належить Гребенівський кар'єр на схилах правого берега р. Зелемянка (права притока р. Опір, Сколівський район Львівської обл., (Калінін і ін., 2006). Тут розкрита одна з насувних зон Зовнішніх Карпат – насув скиби Зелем'янка на скибу Парашка. В чудових відслоненнях стінок кар'єру добре видно зони руйнування (аж до тектонічного меланжу) та характерні для прирозломних зон дислокаційні структури, які є об'єктами вивчення геологів та навчання студентів. Проте, ці об'єкти майже не висвітлені в публікаціях. О. Лукієнко зі співавторами (2014) вирізнили цей насув під назвою «Гребенівського субв'язкого розлому», де розвинені зони меланжу та зони прирозломного зім'яття. Причому меланж представлений тектонітами по аргілітах з лінзовидними тілами міцних пісковиків - продуктів будинування. Тут, під керівництвом проф. В. Шевчука, були розпочаті мезоструктурні дослідження (Богданова, 2001).

В Гребенівському кар'єрі розкрита фронтальна частина насуву скиби Зелем'янка на скибу Парашка. Вона сягає в перетині кар'єру триста п'ятдесять метрів і простежується серед сірого верхньокрейдово-палеоценового флішу стрийської світи, яким складений алохтон (скиба Зелем'янка). Паравтохтон (скиба Парашка) заповнений олігоценовими відкладами верецької світи (перехідний стратон від менілітової до кросненської літофацій), які простежується далі на схід за межами кар'єру по руслу річки Зелем'янка догори проти течії.

Головним недоліком традиційного методу геокартування є статична форма відображення його результату. Зазвичай зони тектонічних контактів зображають у вигляді потовщених ліній з відповідними штриховими позначеннями.

При цьому губиться важлива інформація про природні деформаційні утворення, що зазнали структурних перетворень.

Розкритий розріз пропонується виокремлювати в якості ***«зруйнованих утворень» (broken formation*** (Hsü, 1968; Codegone, 2011; Starzek, 2015)). Цей термін використовується для визначення дезінтегрованої товщі з блоковою матричною структурою, що не містить екзотичних уламків - блоків, а лише власні («рідні»). У таких утвореннях тектонічна фрагментація товщі відбувається без перемішування і характеризується поступовим переходом шаруватої і частково когерентної структури до інтенствно порушеної і розчленованої (Hsü, 1968; Cowan, 1985). Фактично ***зруйновані утворення*** (***broken formation)*** зберігають свою літологічну і хроностратиграфічну ідентичність та представляють собою внутрішньоформаційний еквівалент осадових меланжів серед широкого прояву мікститів. Такий тип утворень формується в результаті тектонічної переробки (роздавлення, шар'ювання) теригенних комплексів гетерогенної шаруватої будови, в яких чергуються компетентні та некомперентні шари, що зазнали руйнування в процесі формування покривно-насувної структури. В спрощеному використанні меланжі та ***зруйновані утворення*** представляють собою два кіцевих члени широкого діапазону прояву мікститів, що відрізняються між собою характеристикою і генезисом блоків дезінтегрованої товщі.

За основу опису принято мезоструктурні парагенезиси, які включають в себе розмаїття струтурних елементів, викликаних дислокаційним процесом епізонального тектонічного стилю, характерного для зовнішніх структурно-формаційних зон альпійських орогенів (Паталаха Є.І., 1986).

«Зруйновані утворення» (broken formation) сформовані при насувоутворенні унаслідок тектонізації однотипних, флішових утворень стрийської світи на цій ділянці складають лінзоподібне тіло потужністю (видимою) до 350 м, протяжністю (простеженою) до 1500 м. Матричний тектоніт розвинений по некомпетентним глинисто-аргілітовиим шарам різної потужності, що катаклазовані та розсланцьовані. Класти - це продукти будинажу шарів дрібно та середньозернистих пісковиків. Уламки і матрикс часто несуть чітко виражені ознаки тектонічної перебки.

Насиченість розрізу кластолітами різна. На окремих ділянках відзначається значна скупченість крупних кластів та брил, розмежованих малопотужними зонами матричного тектоніту. В іншому випадку візуально чітко спостерігаються різке переважання матриксу де затерті включення розподілені рідко, і переважно локалізовані біля зон контакту з крупними блоками-кластами.

Розміри кластитів суттєво різняться. Дуже крупні класти, які по суті є окремими слабко тектонізованими реліктовими блоками, в межах досліджуваного розрізу, сягають 10–30 м. Їм притаманне будинування верств та інтенсивна тріщинуватістьпісковиків (компетентні шари), пошаровий призматичний крихкий кліваж алевролітів, пошарова механічна сланцюватість (лускуватість) аргілітів (некомпетентних верств). Мережа тріщин об'єднує кілька систем тріщин різної морфології та різної орієнтації. Багатьом площинам тріщинуватості та поверхням нашарування притаманні різноспрямовані

дзеркала ковзання. Самі тріщини часто виповнені кристалічним кальцитом (Фіг.6.). Серед новоутворених гідротермальних мінералів окрім кальциту зустрічаються гніздоподіпні скупчення дрібнокристалічної сульфідної мінералізації. Дрібні класти розміром від 0.1 до 0.7 м складені кутуватими і слабообточеними тріщинуватими уламками пісковиків, алевролітів, що затерті в тонкорозсланцьовані (подекуди до глинки тертя) аргіліти, спостережені на ділянках з різким переважанням матриксу.

Детально досліджені ділянки структурно-тектонічних перетворень розрізу дозволили вирізнити серед набору дислокаційних структур ряд асиметричних структур різного масштабу таких як будинаж, кліваж, тектонічні брекчії, насувні системи дуплексного типу та дизплікати,

Загалом дуплекси (англ. duplex), які посідають особливе місце в будові орогенів. В досліджуваному розрізі дуплекси чітко виражені в малих структурних формах і добре спостережені в різних частинах карєру. Найбільш представницькі презентуємо в центральній частині карєру. Кластоліти тут мають розміри від 1 до 3 метрів. Вони або грубоізометричні, частіше мають форму тектонічних лінз - дуплексів або хорсів). Унаслідок тектонічної течії набувають субпаралельну орієнтацію, що загалом узгоджується з з моноклінальними заляганням розрізу товщі, однак кути падіння стають досить крутими (65–85°) до субвертикальних, місцями до перекиненого залягання. Лінзоподібні форми типу дуплексів різного масштабу часто фіксуються і в матриксі меланжованої товщі на контакті з крупними блоками брилами. В ценральній частині нижнього ярусу кар`єру добре спостерігається дуплекс з фронтальним падінням хорсів (дуплекс стиснення), що обумовлено, на мою думку, різноспрямованістю пошарових переміщень по насуві підошви (floor thrust) та насуві покрівлі (roof thrust).

Зруйновані утворення (***broken formation)*** слід вирізняти і зображати на крупно-середньомасштабних геологічних картах в якості окремого геологічного тіла. Характерними ознаками для вирізнення такого тіла за нашими спостереженнями є:

- лінійність зони розповсюдження «***зруйнованих утвореннь»***;

-суттєва мономіктовість складу, відсутність аллотигенних екзотичних утворень;

- наявність інтенсивно тектонізованого матриксу з ксенолітами різного розміру водночас з присутністю порівняно слабко тектонізованих реліктових ділянок;

- наявність в тріщинах кластолітів новоутворених гідротермальних мінералів;

- верхній і нижній контакти, що обмежують таке геологічне тіло, мають тектонічну природу;

Структурні ознаки свідчать, що деформації в утвореннях цього типу мали крихкий характер. Процесів дезінтеграції зазнавали вже повністю літифіковані породи.

Розвиток розривів разом зі зміщенням (в тому числі пошаровим проковзуванням) окремих верств гетерогенної, за реологією, флішевої товщі при загальному стесовому стисненні є першопричиною, на нашу думку, формування такого типу структур.

Розуміння природи цих структур важливе як для навчальних цілей, так і для розшифрування будови усієї Карпатської споруди. Їх вивчення є необхідним для побудови геологічних карт, подальшої розробки пошукових критеріїв, прогнозу небезпечних геологічних явищ. Методика дослідження грунтується на елементах структурного аналізу, описаного в роботах (McClay & Insley, 1986; McClay, 1992; Starzec et al., 2015; Fossen, H., 2016).

ДОСВІД ДИСТАНЦІЙНОГО ПРОВЕДЕННЯ НАВЧАЛЬНОЇ ГЕОКАРТУВАЛЬНОЇ ПРАКТИКИ ЧЕРЕЗ ВІДЕОЗВ'ЯЗОК

М. Богданова, О. Костюк, Т. Коваль

Львівський національний університет імені Івана Франка,
79005 Львів,вул. Грушевського, 4, Україна
milena.bohdanova@lnu.edu.ua
oleksandr.kostyuk@lnu.edu.ua

«Дистанційне навчання – це форма навчання з використанням комп'ютерних і телекомунікаційних технологій, які забезпечують інтерактивну взаємодію викладачів та студентів на різних етапах навчання і самостійну роботу з матеріалами інформаційної мережі». (*Вікіпедія).*

Різке підвищення ролі та цінності інформації в умовах дистанційного здобуття освіти веде до заміни традиційних методів викладання у навчальних закладах. Однак при цьому виникає низка проблем у підготовці фахівців геологічних спеціальностей, насамперед це стосується проведення польових практик. Польова практика, як і весь навчальний процес, має професійну спрямованість. Від якості проведення практики багато в чому залежить і кваліфікація майбутніх фахівців. Здобуття геологічної освіти без проведення польових геологічних практик формується при постійному дефіциті фактичних даних. Традиційні методи польових спостережень потребують значних затрат людських і матеріальних ресурсів. Ці аспекти вимагають пошуку нових підходів до викладання і проведення практики та удосконалення подачі інформації. За таких обставин суттєвого значення набуває застосування інформаційних технологій, що активно запроваджуються у геологічні дослідження. Використання сучасних польових вимірювальних і інформаційних технологій для картографування дає змогу ефективно вирішувати таку проблему.

Проходження практики в дистанційному режимі передбачає роботу як асинхронному режимі під час якого застосовується електронна пошта, форум, соціальні мережі тощо; та проведення відеоконференцій в синхронному режимі, коли усі учасники практики одночасно перебувають у веб-середовищі

дистанційного навчання. При проведенні підготовчого етапу практики ми працювали і синхронному, і в асинхронному режимах. Окрім прослуховування та перегляду відеолекцій, що стосуються методичних засад проходження практики та присвячені геологічній будові і корисним копалинам досліджуваної ділянки, передбачена підготовка студентами власних презентаційних матеріалів загальногеологічного змісту.

Для проведення «польового» (умовно) етапу ми використали безкоштовний і доступний для усіх картографічний веб-сервіс *Карти Гугл (Google Maps)*, що дозволяє переглядати топографічну карту, знімки із трьохвимірним зображенням з урахуванням рельєфу місцевості та має можливість плавної зміни масштабу. З цим сервісом також пов'язаний застосунок Field-Map. Field-Map являє собою ГІС (географічну інформаційну систему), яка дозволяє в режимі реального часу користуватись кількома програмними блоками. Територіальний блок призначений для просторово-часової орієнтації з GPS-навігацією; галузевий блок представлений пакетом прикладних програм фіксації результатів вимірювання і спостереження, такими як: гірничий компас, умовні позначення для геологічного картографування, польовий щоденник, тощо. Програмний блок забезпечує використання перелічених блоків, складається з бази даних системи самоуправління, вибору та реалізації пакетів прикладних програм обробки початкових матеріалів. Розпаралелювання отриманої інформації дає змогу використовувати методи автоматичного картографування. Система може працювати з різними електронними вимірювальними приладами в польових умовах. Вона поєднує вимірювальні прилади та польову ГІС у єдиний мобільний приладово-технологічний комплекс, основу якого становлять: лазерний далекомір-кутомір Forest-Pro, електромагнітний компас Map-Star, польовий комп'ютер Hummerhead. Технологія Field-Map є гнучкою системою, що дає змогу легко змінювати структуру бази даних. Користувач має змогу сам вибирати та призначати параметри і показники, які будуть відображатися на карті або заноситися в базу даних. При цьому типи вимірюваних показників і структура баз даних можуть змінюватися користувачем Field-Map залежно від завдань обстеження. Безпосередньо в польових умовах можна додавати нові показники для вимірювання, їх вибирають зі списку або створюють нові показники. Важливо, що для роботи із таким застосунком користувачеві не потрібно бути фахівцем з програмування – для створення бази використовуються готові шаблони та застосовуються покрокові дії. Сформовані при польових дослідженнях бази даних і електронні карти в Field-Map зберігаються в загальноприйнятих форматах, що дозволяють за бажанням легко переносити зібрані дані в інші програмні продукти для обробки та аналізу.

Застосування згаданих веб-ресурсів для інтерактивного навчання під час проходження польових геологічних практик дозволило вирішити проблему фізичної присутності студентів на геологічних об'єктах.

Спостережувальна мережа полігону практики охоплює тридцять одну точку спостереження на території м Львів та його околицях, в таких населених пунктах: м. Винники, смт. Брюховичі, сс.Бірки, Воля-Гомулецька, Гряда, Дубровиця, Завадів, Зашків, Малі Грибовичі, Лисиничі, Лозина, Рокитне,

Страдч. Більшість з них є природними відслоненнями, деякі – закинутими на даний час кар'єрами. Нами заздалегідь підготовлені презентації для кожної точки спостереження з детальним пошаровим літологічним описом і стратиграфічною колонкою. При проведенні відеолекцій цей матеріал презентувався увазі студентів.

Після прослуховування лекцій, кожен студент, отримавши індивідуальне маршрутне завдання може самостійно, в домовлений час, вирушити на геологічний об'єкт. Обов'язковою умовою виконання завдання студентом є відзняте відео із відслонення та коментарями щодо геологічної ситуації досліджуваного об'єкту. Для того, щоб студент мав змогу потрапити на потрібний геологічний об'єкт, викладач може йому у цьому допомогти надіславши у програмі *Google map* мітку про місце розташоване відслонення. Відеозапис роботи на відслоненні студент надає викладачеві або в режимі реального часу, або у вигляді запису.

В програмі відеоконференцій MS Teams, використовуючи додаткові сесійні зали, студенти зібравшись по бригадах отримують можливість обговорювати загальні питання звіту та планувати індивідуальні маршрути. Водночас, викладачі долучаються для надання консультації різним бригадам студентів відвідуючи різні сесійні зали.

На камеральному етапі занять зі студентами, викладач в режимі реального часу синхронно, використовуючи програму для рисування стилус та електронну дошку, може скоректувати зображення геологічної ситуації на індивідуальних робочих картах, схемах, геологічних розрізах студентів та внести правки в побудову стратиграфічної колонки.

Результатом проведеної навчальної геологічної геокартувальної практики є написання студентами звіту, що за змістом відповідає пояснювальній записці до геологічних карт. Захист звіту, як результат проходження навчальної польової практики, на нашу думку, повинен відбуватися в онлайн режимі у присутності комісії та наявності відеозапису. Це забезпечить прозорість і, певною мірою, академічну доброчесність при захисті здобувачем освіти досягнутих результатів.

Перевагами використання програми відеоконференцій у навчальному процесі є оптимальна гучність звуку для кожного студента; добра візуалізація слайдів презентації чи відео для всіх; зручність для викладача, який завдяки мікрофону може тривалий час виголошувати лекцію і не зривати свій голос.

Серед загальновизнаних недоліків навчання в режимі відеоконференцій, є брак соціалізації та психологічні потреби присутніх, пов'язані з індивідуальною схильністю до фобій.

Ми проаналізували можливості і перспективи застосування згаданих вище веб-ресурсів та ГІС програм в якості навчальної системи сповіщення, відеозв'язку, спостереження і моніторингу для проходження студентами геологічної спеціальності навчальної практики з геокартування. Отриманий нами досвід дозволяє надалі працювати над алгоритмом оптимізації проведення польових практик, що сприятиме розробці методичних рекомендацій зі стратегії їхнього проведення.

ПАЛЕОНТОЛОГІЯ ЛЬВОВА

В. Білай[1], А. Павленко[2], А. Іваніна[3]

Львівський національний університет імені Івана Франка
вул. Грушевського, 4, 79005 Львів, Україна
[1]veronika.bilai@lnu.edu.ua; [2]anastasiia.pavlenko@lnu.edu.ua;
[3]antonina.ivanina@lnu.edu.ua

Світ стрімко розвивається. Невпинно росте і прагнення людей до чогось нового, але ми починаємо забувати, що без минулого не буде і майбутнього. Ази і поняття існування нашого всесвіту сформувались у науці «Палеонтологія». Людство вважає, що все, що можна було вивчити, уже вивчено, і відкладає це вчення на дальню полицю. Проте палеонтологія живе і буде жити завжди. Предмети вивчення цієї науки є фундаментом для формування колишніх екосистем і майбутніх цивілізацій.

Львів багатий на палеонтологічні знахідки. Рештки доісторичних істот можна бачити у Львові повсюдно: і під ногами у тротуарному чи бордюрному камені, й у стінах давніх споруд; і у природних відслоненнях, яких є вдосталь у паркових зонах Львова. Мета нашого дослідження – популяризація палеонтології й огляд найцікавіших палеонтологічних знахідок Львова.

Урбанз-фосилії. Чи існує місто, побудоване на кістках? Культурна столиця України дивує нас не тільки своєю архітектурною спадщиною, а й палеонтологічними родзинками. Зокрема, стіни давніх споруд, бруківка юнескової частини Львова з природного каменю містять фосилії (скам'янілості) - залишки доісторичного життя, яке вирувало на Землі мільйони років тому, задовго до появи людини. Це урбан-фосилії, або міські фосилії, специфічні скам'янілості, які трапляються на вулицях міст у несподіваних місцях – під ногами на тротуарах, у бруківці, у стінах будівель, у пам'ятниках – всюди, де під час спорудження тих чи інших об'єктів використовували будівельний або облицювальний камінь із осадових порід. Міські фосилії, як і будь-які інші, є фактичною документацією певних форм життя і етапів розвитку живого. Відмінність полягає в тому, що вони відірвані від своїх територій, на яких колись існували, і перенесені людською рукою в архітектурні форми міст.

Урбаністичні фосилії потребують специфічних підходів до вивчення. Методика вивчення власне урбан-фосилій відрізняється від традиційних палеонтологічних досліджень передусім специфікою предмета досліджень. Їх не можна вилучати з породи, препарувати, перевертати, щоб подивитися на нього з іншого ракурсу, не можна застосувати точніші методи діагностики тощо. Нам доступний лише один ракурс із обмеженим числом ознак. Тому головним методом виявлення та вивчення міських фосилій є візуальні спостереження та фотографування, а під час визначення й опису урбан-фосилій використовували морфолого-порівняльний аналіз.

Далі наведено стислий опис найцікавіших палеонтологічних знахідок на вулицях Львова.

У природному камені, з якого побудований Львів трапляються різні типи урбаністичних скам'янілостей: фітофосилії, зоофосилії, їхнофосилії. Поміж фосилій рослинного походження найпоширенішими є скам'янілі колонії нижчих рослин – червоних водоростей роду *Lithothamnium*, більшість представників якого є вимерлими. Їхні залишки складають літотамнієві вапняки – головний будівельний камінь середньовічного Львова. Літотамнієві водорості – будівничі міста Лева, зокрема, каменю стін, фундаментів і цокольних частин будівель старої частини міста, бруку. Літотамнієвий вапняк є унікальним творінням біосфери, і його природне багатство у Львові може бути науковим і туристичним символом міста.

Окрім літотамнієвих вапняків, своєрідним брендом Львова можуть бути шматки скам'янілих дерев (інакше їх називають ксилолітами, або петрифікаціями). Процес утворення скам'янілої деревини складний; відбувається в анаеробних умовах: нестача кисню запобігає процесам гниття, а вода, багата на мінеральні речовини, зберігає структуру дерева, заміщаючи органічні речовини в рослинних клітинах мінеральними. Наше місто розташоване в межах родовища ксилолітів. Недалеко від Львова є геологічний парк «Кам'яний ліс Розточчя», який має перспективи стати цікавим геотуристичним об'єктом України. Територію Розточчя на українській стороні почали досліджувати кілька років тому, у рамках проекту Євросоюзу. Є перспектива створити музей ксилолітів на Львівщині. Найяскравіші та найбільші ксилоліти - це декор вулиць у старій частині Львова навпроти будівлі ЛОДА, біля геологічного факультету ЛНУ ім. Івана Франка, у внутрішньому дворику Державного природознавчого музею НАН України, на подвір'ї одного з корпусів Лісотехнічного університету тощо. Ці великі фрагменти скам'янілих дерев були знайдені геологами в околицях міста у неогенових пісках віком 14–16 млн років. Як і фосилії літотамнієвих водоростей, ксилоліти є чудовим виробним каменем для створення різноманітних сувенірів, що також дасть поштовх популяризації палеонтологічних цікавинок Львова.

У природному камені Львова багато решток безхребетних тварин. Значно переважають залишки двостулкових молюсків, фосилії яких у вигляді скелетів та їхніх фрагментів, відбитків стулок, ядер є як у стіновому, так і у тротуарному камені. У пісковиках бруківки та бордюрному камені відмічено поодинокі скелети морських їжаків і відбитки морської зірки.

На площі Музейній можна неозброєним оком побачити багато цікавих знахідок. Бруківка Львова береже в собі скам'янілості: переріз через панцир морського їжачка, який існував на планеті задовго до появи його сучасників; відбитки та ядра двостулкових молюсків. Також деякі бруки містять у собі велику кількість алохтонних невпорядкованих залишків молюсків, зокрема, таке скупчення скелетів бівальвій знайдено в несподіваному місці – у бруківці біля Домініканського костелу. Скелети хорошої збереженості, щільно дотулені одні до одних, зцементовані між собою і є фрагментом прижиттєвого поселення устриць (рід *Ostrea*). Це є рідкісна і важлива палеонтологічна знахідка для

Львова, оскільки вона свідчить, що для брукування використовували специфічний камінь – устричний вапняк, єдине природне відслонення якого нині збереглось на горі Лева (парк Знесіння).

У дворику Успенської церкви, вхід до якого розташований недалеко від залишків Руської брами, зберігаються скарби доісторичного минулого. Просто під ногами можна побачити чимало фосилій, ядра та відбитки скелетів двостулкових і черевоногих молюсків. Неподалік пам'ятника Іванові Федорову у стінах є ходи мулоїдів та, ймовірно, копрофосилії.

Зовсім поряд біля входу у музей «Арсенал» у брилах «відпочивають» скелети одноклітинних форамініфер нумулітесів, які є найпримітивніше організованими організмами, виявленими у стінах Львова. Це залишки протист – одноклітинних мікроскопічних тваринноподібних істот. Численні монетоподібні вапняні скелети діаметром від 0,3 до 10 мм є в бордюрному камені біля Міського Арсеналу, а в його стінах знайдено відбитки стулок і скелети двостулкових молюсків та їхнофосилії - сліди повзання безхребетних тварин.

Морські зірки – ще один представник морських рухливих донних голкошкірих. Їхнє тіло складене центральним диском і променями, які відокремлені одні від одних. Не мають скелету і тому у викопному стані трапляються зрідка. У літературі з палеонтології Західної України вони не описані та майже не згадуються. Тому відбиток тіла морської зірки, знайдений у бордюрному пісковику на вул. Гнатюка, є не лише цікавою міською фосилією, а і цінним науковим об'єктом.

Фосилії з природних відслонень. На території Львова є численні відслонення відкладів крейди, неогену та четвертинної системи. Вивчення фосилій із цих відслонень активно розвивається. Майже в центральній частині Львова у регіональному ландшафтному парку Знесіння є унікальний палеонтологічний об'єкт – «дно міоценового моря», яке детально описане співробітниками геологічного факультету. Там відслонені баранівські шари неогену, які містять численні рештки тваринного (відбитки скелетів і ядра) та подекуди рослинного походження. Серед представників органічного світу неогенового періоду тут можна знайти 16 видів двостулкових молюсків, один вид брахіоподів, голки морських їжачків, два види форамініфер, літотамнієві водорості й рештки вищих рослин. Винятковість місцезнаходження полягає в численних і різноманітних залишках біоти міоцену, більшість яких є автохтонними – похованими в межах їхніх біотопів. «Дно міоценового моря» – картинка застиглого в часі життя, яке вирувало мільйони років тому. Це місце потребує охоронного статусу і може стати відомою геотуристичною місциною.

Також територія парку є осередком знахідок вищезгаданих ксилолітів, але вже у природному стані – їхні фрагменти різного розміру знаходять у відслоненнях пісків неогену схилів Знесенської височини.

Гора Лева (гору ще називають Пісковою, Лисою, Княжою, «Кальварія») має висоту 388 м над рівнем моря і є найвищою горою Львова природного походження. Вона занесена в реєстр природоохоронних об'єктів парку «Знесіння» з 1993 р. Наприкінці 17 ст. тут активно видобували пісок і камінь для будівництва кам'яниць, що, у свою чергу, суттєво зменшило її розміри.

Згодом каменоломню та кар'єр на цій горі ліквідували, але матеріали з гори досі лежать у стінах нашого міста. Складена гора з пісків і пісковиків, семи прошарків бентонітів кайзервальдських шарів і вапняків із численними устрицями тернопільських шарів лангійського ярусу неогену. Крім устриць, у відслоненні гори знаходять ядра і відбитки черевоногих молюсків, скам'янілі літотамнієві водорості й інші залишки типово морських організмів.

Парк «Високий Замок» розташувався на горі, що височіє над старою частиною міста Лева. Сама місцина належить до історичних пам'яток міста й залучена до геологічних пам'яток. Плосковерха вершина гори (414 м) увінчана штучно насипаним протягом 1869-1900 років конусоподібним горбом заввишки 36 м. Нижня частина гори складена мергелями маастрихтського ярусу, верхня - пісковиками баденського регіоярусу міоцену, які містять залишки літотамнієвих водоростей і двостулкових молюсків.

Одним із найцікавіших місць Львова для вивчення палеонтології є колишній кар'єр у районі вул. Богданівська, у стінках якого відслонені відклади трьох систем: крейдової, неогенової і четвертинної. Основними породами у кар'єрі є пісковики, глини, мергелі, кварцові піски. Кар'єр багатий на фосилії головоногих молюсків – відбитки скелетів амоноідей і дуже добре збережені ростри белемнітів крейдового віку; двостулкових молюсків, брахіоподів, ядра U-подібних нірок неогену. На даний момент на території кар'єру відбуваються будівельні роботи, що перешкоджає дослідженню решток і призводить до їхнього знищення.

Як показали виконані дослідження, на території Львова є унікальні палеонтологічні об'єкти – міські фосилії, які можна спостерігати і вивчати безпосередньо на вулицях Львова; та фосилії природних відслонень. Вони фактично є музеєм під відкритим небом, важливі для пізнання геологічного літопису території Львова. Це унікальні об'єкти, які найбільш виразно характеризують історію розвитку Землі, мають наукове й освітнє значення і потребують охорони. Міські фосилії постійно перебувають у процесі руйнівних перетворень під дією природних чинників і людської діяльності та потребують особливих заходів з їхнього збереження. Як приклад, про літотамнієві водорості мало відомо пересічним людям, а це негативно впливає на збереженість головного будівельного матеріалу Львова – літотамнієвих вапняків. Фасади історичної частини Львова з літотамнієвого вапняку покриті тиньком, який зумовлює прискорене руйнування фосилій та будівель і робить необхідним їхнє реставрування. У нашій країні реставраційні роботи проводяться без консультації зі спеціалістами у сфері геології/палеонтології. Відновлення споруд виконують не оригінальним первинним, а будь-яким каменем. Це впливає на стійкість будівель і зменшує їхню історичну цінність. Поширення відомостей про значення залишків доісторичного минулого спонукатиме до правильного відновлення та збереження цінностей нашого міста.

Палеонтологічні знахідки Львова є готовим демонстраційно-навчальним комплексом. Їх потрібно популяризувати (передусім у геотуризмі), оскільки в них зареєстрована історія розвитку Землі, пізнання якої позитивно впливає на

освіту, культуру, формування світоглядних принципів і взаємин людей з довкіллям.

Інформаційно-освітня робота має бути сконцентрована на таких основних напрямах: ознакування території, виявлення і вивчення найцікавіших об'єктів; опрацювання тематичних і оглядових майданчиків; створення геотуристичних маршрутів, які би сполучали унікальні геологічні та історико-культурні об'єкти і показували взаємозв'язок між геологією, геоморфологією та міським розвитком. Їхнє головне призначення – поповнення знань у галузі охорони довкілля, виховання шанобливого відношення до довкілля, наших надбань, історичних і природних пам'яток, розуміння взаємного зв'язку між природними та історико-культурними елементами довкілля.

Геологічним туризмом зазвичай займаються лише спеціалісти і науковці, проте поширенням «палеонтології Львова» можна зацікавити містян і туристів. На сьогоднішній день у Львові діє комерційне агентство «Geoattractions», яке проводить гео- й екотури. Такі організації заохочують людей до пізнання навколишнього світу.

Студрада геологічного факультету Львівського національного університету імені Івана Франка активно займається популяризацією надбань палеонтології. Ініціативні студенти проводять екскурсії на тему «Урбан-фосилії Львова» для бажаючих. Завдяки подібним заходам люди навчаються берегти і бачити красу доісторичних епох.

Питання захисту фосилій на державному рівні є гострою проблемою сьогодення. Місто Лева зберігає убруківці та стінах унікальні скарби палеонтологічного світу, що потребують охорони від зовнішніх чинників, зокрема, від вандалізму.

Осередки залишків доісторичного минулого завжди потребуватимуть захисту. Формування нашого майбутнього залежить від нашого ставлення до надбань природи. Допомогти зберегти палеонтологічну спадщину зможе її популяризація, розуміння важливості цих об'єктів.

ДО ПИТАНЬ ЗМІНИ КІЛЬКОСТІ ВОДИ НА СУХОДОЛІ ЗЕМНОЇ ПОВЕРХНІ

Ю. Крупський

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

В теперішній час дуже гостро постало питання зміни клімату на поверхні Землі. Вона відбувається в бік потепління, що призводить до збільшенням засушливих діляної на її поверхні. Поясненням цьому явищу є зростання кількості так званих, «парникових газів» і накопичення їх в атмосфері. Парникові гази – гази, що поглинають теплове випромінювання поверхні Землі та хмар і відбивають його назад до Землі. Загалом, це пари води, вуглекислий газ, газ метан та озон.

Для зменшення впливу вуглекислого газу пропонується перехід на «зелену енергетику», тобто відмову від спалювання вуглеводнів та вугілля і використання енергії сонця, вітру, води, атома, можливо водню. На зменшення впливу метану людство має обмежені властивості, так, як постійно відбуваються процеси деметанізації кристалів величезних просторів вічної мерзлоти. Таким чином, вплив діяльності людей на зміну клімату обмежений.

Із земних надр видобуто величезну кількість нафти та газу, розробляються кар'єри, відбувається підземний видобуток вугілля, солей, поширюються карстові процеси. Все це призводить до просідання земної поверхні. Видобуток великої кількості нафти на найбільших родовищах Західної України – Бориславському, Долинському і Надвірнянському призвело тут до просідання території і навіть, до незначних землетрусів. Ця територія ніколи не була сейсмічно активною і пояснювати активацію тут сейсмічності з північним закінченням смугово-дугових субмеридіональних-діагональних структур Закарпатського прогину, на нашу думку помилково.

В процесі субдукції (підсовування літосферних плит океанічної кори і порід мантії під край інших плит) вода відіграє роль мастила, яке приводить до кращого ковзання плити, що підсовується. Частина плити, яка підсувається також характеризується просіданням.

Просідання земної поверхні може призвезти до появи глобальних водних потоків. В той же час, потепління викликало інтенсивне танення льодовиків. Вода почне все більше затоплювати суходіл. В результаті може настати новий потоп. Звичайно, це відбудеться на скоро, однак описані процеси можуть мати місце. Поки що, в результаті потепління, на яке людство має обмежений вплив, відбувається зниження рівня води на суходолі Землі.

НОВІ ЗНАХІДКИ КАМ'ЯНОВУГІЛЬНОЇ ЕКЗОТИКИ У ВЕРХНЬОКРЕЙДОВИХ ВІДКЛАДАХ СТРИЙСЬКОЇ СВІТИ УКРАЇНСЬКИХ КАРПАТ.

В. Узіюк, І. Шайнога, І. Козопас

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

Упродовж тривалого часу дослідники, що вивчали українські Карпати зазвичай ненадавали належної уваги решткам вугілля, що трапляється у значних кількостях у відкладах стрийської світи верхньокрейдового віку. Вугілля – це типовий вуглеводень, що у надрах знаходиться у твердій фазі. Низка дослідників стверджує про існування генетичного зв'язку вугілля з матаморфогенним вугільним метаном (CH_4), його гомологами та іншими газами вугільних басейнів. Вченими було підраховано, що при утворенні 1 тони бурого вугілля вуглетворна фітомаса генерує 68 м^3, бурого блискучого – 100 м^3, кам'яного різних технологічних марок – від 212 до 333 м^3 та антрациту – 419 м^3 метану. Виконавши величезну роботу по узагальненню наявної інформації було

встановлено, що сумарний вміст метану у вугіллі та вуглевмісних породах басейнів України змінюється від сотень мільйонів до десятків трильйонів $м^3$. Тому всі вугільні басейни тепер науково правильно слід називати газо – вугільними, а метан, який нерідко вибухає в шахтах і видобувають різними способами, – корисною копалиною.

Дотепер походження рідких вуглеводнів достименно ще не встановлено. Величезна кількість дослідників усього світу дотримуються гіпотези неорганічного, інші – органічного їх походження. Автори роботи дотримуються дуалістичної гіпотези та вперше запропонованої В.І. Узіюком біогенно-фітогенної.

Один з авторів (В. Узіюк) особисто спостерігав виділення рідких вуглеводнів з вугільного пласта у гірничій виробці шахти, а також із керну геологорозвідувальних свердловин Донбасу. У 1976 році було опубліковано матеріал в якому повідомлялося, що в Донбасі у вибої магістрального штреку однієї з шахт, спочатку запахло гасом (керосином), а потім із пор пісковику почала капати нафта. В 1992 році М.В. Голіцин опублікував статтю в якій науково обґрунтував тісний генетичний зв'язок родовищ нафти і газу з родовищами вугілля та наголосив на тому, що їх ресурси в процесі видобутку повністю не вичерпуються оскільки постійно генеруються вугіллям. В наступній праці він довів наявність генетичного взаємозв’язку між вугленосними і нафтогазоносними формаціями.

Представники «Львівської школи» В. Глушко і Г. Досін започаткували вирішення дуже важливої з наукової і практичної точок зору проблеми можливого знаходження у автохтоні Карпат під покривом порід алохтону на глибині 12–14 км окремого кам’яновугільного басейну і його ролі в генерації рідких та газоподібних вуглеводнів Карпатської нафтогазоносної провінції. Метою наших досліджень, є наукове обґрунтування цієї гіпотези результатами комплексного вивчення вуглетворної фітомаси і утвореної з неї кам’яно-вугільної екзотики стрийської світи верхньої крейди Український Карпат.

Згідно з нашими визначеннями «фітомаса» однієї рослини – це сукупність всіх її клітин і тканин та органів різного функціонального призначення – коріння, стовбура (стебла), листя та репродуктивних органів. Фітомасу живих клітин і тканин всіх органів живої рослини ми називаємо «прижиттєвою її фітомасою», а клітин і тканин одного або всіх органів однієї рослини у яких припинився обмін речовин і тому вони більше не виконують фізіологічної функції забезпечення життя свого або всієї рослини – «відмерлою фітомасою» окремих клітин, тканин, органів і всієї рослини. Сукупність рослин на певній території утворює типовий для її екологічних умов фітоценоз. Масу всіх живих клітин, тканин і органів рослин фітоценозу називаємо «прижиттєвою фітомасою фітоценозу», а померлих клітин, тканин, органів і цілих рослин фітоценозу - «відмерлою фітомасою фітоценозу» з якої в болотах утворюється торф, а з нього в надрах Землі – буре і кам’яне вугілля та антрацит.

Рештки різних органів викопних рослин, захоронені в неорганічних породах, називають фітофосиліями. За розмірами вони поділені нами на «макрофітофосилії» і «мікрофітофосилії». Макрофітофосилії спостерігаємо

неозброєним оком і вивчаємо комплексом макро- і мікропалеоботанічних та геологічних методів. Це фітолейми і відбитки. До мікрофітофосилій відносимо мікроскопічні складові вуглефікованої фітомаси вугілля, тобто мацерали, фітерали і петрогенетичні типи вугілля, що утворилися із різних тканин та органів розмноження рослин. Вони представлені у шліфах вугілля мікро- і мегаспорами, органами спороносіння, кутикулою, смолою, штрихами та смугами вітрену, лінзами фюзену, вугільним атритом і десмітом різних органів рослин.

Включення кам'яновугільної екзотики у породах стрийської світи верхньої крейди ми макроскопічно вивчали і опробовували у природно-штучному відслоненні «Сколівському кар'єрі». Уламки вугілля були виявлені у пісковикові сірому, середньозернистому, шаруватому, подекуди масивному, не звітрілому, дуже міцному з карбонатним цементом. Вони мали різні розміри від долей мм у вугільному шламі на площинах нашарування пісковику, до уламків довжиною 80 мм, шириною 35 мм і товщиною 42 мм. Рідше зустрічалися уламки вугілля довжиною 26–38 мм, шириною 20–35 мм і товщиною 10–20 мм. Один з найбільших нами виявлених штуфів у пісковику мав товщину 100 мм і ширину 125 мм. В кусках вугілля чорне, блискуче і напівблискуче зі смугами напівматового і матового, шарувате, штрихувати і тонкосмугасте, крихке, рідше в'язке, з нерівним і сходинковим зломом, рідше тріщинувате, без макроскопічно видимих мінеральних включень.

Макрофітофосилії, тобо фітолейми і відбитки вуглетворних рослин, у місці відбору проб вугілля нами не виявлені вірогідно по причині повного їх руйнування процесами перенесення з області денудації в басейн седиментації. Тому родову приналежність рослин, що формували нафто-газо-вуглетворну фітомасу, визначали за морфологічними ознаками мегаспор описаними та проілюстрованими в розробленій В.І. Узіюком штучній їх класифікації.

За допомогою мікроскопу в прозорих вугільних шліфах виявлені рештки рослин родів лепідодендрон, лепідофлоіос, ботродендрон, сигілярія, птеридосперми. Сформована їх тканинами і органами розмноження фітомаса складена мацералами груп вітриніту, семивітриніту, інертиніту та ліптиніту. Мацерали груп вітриніту і семивітриніту представлені телінітом і колінітом, що утворилися переважно із зовнішньої кори (перидерми) стовбурів лепідодендронів, леподофлойосів, ботродендронів, сигілярій, рахисів птеридоспермів та тканин листя. Мацерали групи інертиніту (семифюзиніт, макриніт, фюзиніт, склеротиніт, інертодетриніт, мікриніт) утворилися із тканин тих же рослин, але в умовах меншої обводненості торф'яного болота і значно більшому доступі кисню.

Група ліптиніту представлена головним чином мікроспорами, ліптодетринітом, ліпідними рештками спороносіння, мегаспорами, рідше рештками кутикули листових подушок стовбурів, кутикули листя різних рослин та спорангіїв. В меншій кількості зустрічаються окремі включення смоли різних розмірів та їх скупчення. Всі названі мацерали мають в шліфах свою генетичну типову але завжди правильну форму і залягають згідно з площинами нашарування петрогенетичних типів вугілля утворених їх сумішами.

Своєрідними є включення у вугільних шліфах речовини, що утворилася із мацералів групи ліптиніту і, можливо, групи вітриніту та біомаси. Сучасний твердий її стан і особливо форма залягання у вугіллі свідчать про те, що на певних етапах вуглеутворення вона була у рідкому стані, розпливалася по горизонтальних і вертикальних тріщинах у мацералах групи вітриніту, між мацералами інших груп і при переході в пластичний та твердий стан утворювала включення у вугіллі різної, часто неправильної форми. Цю речовину ми умовно називаємо «рідкі вуглеводні» або просто «загустіла нафта». В.І. Узіюк вивчав цю речовину у вугільних шліфах різних пластів Донбасу, а також в окремих шліфах вугілля пластів Львівсько-Волинського басейну. Вона також добре представлена в шліфах вугільної екзотики, відібраної з порід стрийської світи. Елементний склад цієї речовини безумовно необхідно вивчати комплексом методів, але факт значних її відмін від мацералів груп вітриніту, семивітриніту та інертиніту безсумнівний і лише жовтим кольором вона подібна до мацералів групи ліптиніту. На нашу думку вона утворювалася із накопиченої в болотах фітомаси рослин і біомаси макро- та мікроорганізмів. Упродовж біохімічної стадії останні перетворювали тканини рослин в торф, періодично помирали і накопичувалися в ньому. Під дією геологічних процесів торф з відмерлими організмами захоронявся в надрах Землі і в нових термодинамічних умовах біогенно-фітогенна маса перетворювалася у вугілля, метаморфогенні гази і рідкі вуглеводні. Наступна зміна термодинамічних умов і відповідно фізико-хімічних процесів зумовила їх загустіння і набуття сучасного твердого стану. Важливим підтвердженням достовірності такої послідовності можливого утворення загустілої нафти вугільної екзотики стрийської світи Українських Карпат є приклади, наведені на початку публікації, і особливо пластина загустілої нафти відібраної з пласта $l_7^н$ в шахті Червоноградська Львівсько-Волинського басейну. Вона швидко загоряється від сірника, горить довгим полум’ям з виділенням чорного диму та інтенсивного запаху горілих нафтопродуктів. Виявлені та описані авторами роботи включення «загустілої нафти» у шліфах кам’яновугільної екзотики із Сколівського кар’єру – це важливе підтвердження можливої наявності кам’яновугільного басейну в автохтоні Карпат та генерації його вуглетворною фітомасою рідких вуглеводнів (на теперішній час «загустілої нафти») і метаморфогенних газів. Комплексне наукове вирішення цієї проблеми з наукової і практичної точок зору потребує всебічного і детального вивчення.

ПРОБЛЕМИ ГЕОЛОГІЇ УКРАЇНИ

Збірник наукових праць
за матеріалами
XIII Всеукраїнської наукової конференції

.

Віддруковано у Малому видавничому центрі
біологічного та геологічного факультетів
Львівського національного університету імені Івана Франка.
вул. Грушевського, 4, Львів, 79005

ДЛЯ НОТАТОК

ДЛЯ НОТАТОК

ДЛЯ НОТАТОК