

ISSN 2078-6425

ВІСНИК
ЛЬВІВСЬКОГО
УНІВЕРСИТЕТУ

СЕРІЯ ГЕОЛОГІЧНА

Випуск 31

2017

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

Geology Series | **Серія геологічна**

Issue 31 | **Випуск 31**

Scientific journal | Збірник наукових праць

Published 1 issue per year | Виходить 1 раз у рік

Published since 1962 | *Виходить з 1962 р.*

Ivan Franko | Львівський національний
National University of Lviv | університет імені Івана Франка

2017

Друкуються за ухвалою Вченої ради
Львівського національного університету
імені Івана Франка.
Протокол № 44 / 12 від 27.12.2017 р.

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

Висвітлено досягнення наукових шкіл з мінералогії, термобарогеохімії, геології докембрію й мікропалеонтологічних досліджень та актуальні питання геології і метаморфізму кам'яновугільних родовищ, літології, геологічного туризму. Наведено розділи “втрати науки” і “хроніка”.

The achievements of scientific schools on mineralogy, thermobarogeochemistry, Precambrian geology and micro-palaeontological studies and actual issues of geology and metamorphism of coal deposits, lithology, geological tourism are highlighted. Sections “loss of science” and “chronicle” are presented.

Редакційна колегія:

д-р геол. наук, проф. *М. М. Павлунь* (головний редактор); канд. геол.-мін. наук, доц. *П. М. Білоніжка* (відповідальний секретар); д-р геол.-мін. наук, проф. *О. Б. Бобров*; проф. *М. Бомбель* (Польща); проф. *І. Буйнєвич* (США); д-р геол. наук, проф. *В. М. Гулій*; д-р геол.-мін. наук, проф. *В. П. Кирилюк*; д-р геол.-мін. наук, проф. *Ю. З. Крупський*; проф. *П. Кишовец* (Польща); д-р геол.-мін. наук, проф. *Р. Й. Лещух*; д-р фіз.-мат. наук, проф. *В. Ю. Максимчук*; д-р геол.-мін. наук, проф. *О. І. Матковський*; д-р геол.-мін. наук, проф. *М. І. Павлюк*; д-р геол.-мін. наук, проф. *В. М. Ковалевич*; д-р геол.-мін. наук, проф. *М. С. Ковальчук*; канд. геол.-мін. наук, доц. *П. К. Волошин*; канд. геол.-мін. наук, доц. *Л. З. Скакун*; д-р геол.-мін. наук, проф. *О. С. Ступка*; д-р геол.-мін. наук, проф. *В. І. Узюк*; д-р геол. наук *В. О. Федюшин*; д-р геол. наук *Ю. І. Федоришин*; канд. фіз.-мат. наук, доц. *В. В. Фурман*; д-р геол.-мін. наук *Г. М. Яценко*.

Professor *M. Pavlun* – Editor-in-Chief
Professor *A. Sivoronov* – Assistant Editor
Assistant Professor *P. Bilonizhka* – Managing Editor
Відповідальний за випуск *Микола Павлунь*

Адреса редколегії: Львівський національний університет імені Івана Франка, вул. Грушевського, 4, Львів, Україна, 79005 тел.: (38) (032) 272-80-56 www.lnu.edu.ua/faculty/geology/Science/visnyk_geol.htm	Editorial office address: Ivan Franko National University of Lviv, 4, Hrushevsky Str., Lviv, Ukraine, 79005 tel.: (38) (032)272-80-56
---	---

Редактор *Р. П. Спринь*
Технічний редактор *С. З. Сенік*

Адреса редакції, видавця і виготовлювача:

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

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

© Львівський національний університет
імені Івана Франка, 2017

ВНЕСОК НАУКОВЦІВ ГЕОЛОГІЧНОГО ФАКУЛЬТЕТУ ЛЬВІВСЬКОГО НАЦІОНАЛЬНОГО УНІВЕРСИТЕТУ ІМЕНІ ІВАНА ФРАНКА У РОЗВИТОК НАУКОВИХ ШКІЛ – ЄВГЕНА ЛАЗАРЕНКА, МИКОЛИ ЄРМАКОВА І ЄВГЕНА ЛАЗЬКА

О. Матковський, М. Павлунь

*Львівський національний університет імені Івана Франка,
вул. Грушевського, 4, 79005 Львів, Україна
e-mail: mineral@franko.lviv.ua*

Висвітлено внесок мінералогічних, термобарогеохімічних і структурно-формаційних досліджень науковців геологічного факультету Львівського національного університету імені Івана Франка у зародження і розвиток наукових шкіл: мінералогічної академіка Євгена Лазаренка, термобарогеохімічної професора Миколи Єрмакова і геології та металогенії докембрію професора Євгена Лазька. Наведено найвагоміші здобутки цих досліджень і розроблених на їх підставі критеріїв процесів мінерало-, петро-, і рудогенезу, прогнозу, пошуків та оцінки руд родовищ корисних копалин, оцінки якості мінеральної сировини, структурно-, формаційно- і стратиграфічного розчленування.

Ключові слова: науковці школи, мінералогічна, термобарогеохімічна, геології і металогенії докембрію, мінералогенез, рудогенез, петрогенез, структурно-формаційний аналіз.

На геологічному факультеті Львівського національного університету імені Івана Франка зародилися і розвивалися такі наукові геологічні напрями (в дужках названо їх засновників): мінералогічний (*Є. Лазаренко*), петрографічний (*В. Соболев*), термобарогеохімічний (*М. Єрмаков*), палеонтолого-стратиграфічний (*О. Вялов, В. Горецький*), знімально-тектонічний (*Д. Резвой*), докембрійсько-формаційний (заснований *Є. Лазьком*), літологічний (*Д. Бобровник*), кристалографічне вивчення і мінералогічний експеримент (*Г. Піотровський*), вивчення геології горючих копалин (започаткований *В. Порфір'євим* і продовжений *В. Єршовим* та *В. Глушком*). Три з них переросли у відомі наукові школи: мінералогічну академіка Євгена Лазаренка, термобарогеохімічну професора Миколи Єрмакова, геології і металогенії докембрію професора Євгена Лазька (рис. 1) [1].

Нині ці школи офіційно затверджені Міністерством освіти і науки України. В їхньому розвитку головна роль належить науковцям геологічного факультету – засновникам, їх учням і соратникам. Стислі дані про здобутки цих шкіл наведено у книгах “Енциклопедія Львівського національного університету імені Івана Франка” [2, 5, 6]. Досить ґрунтовний аналіз діяльності перших двох шкіл висвітлено у недавніх публікаціях на сторінках “Мінералогічного збірника” [3,4].



Рис. 1. Засновники різних геологічних напрямів і наукових шкіл в Мінералогічному музеї геологічного факультету Львівського університету, 1968. Зліва направо: Василь Горецький (палеонтолого-стратиграфічний напрям), Євген Лазько (школа геології і металогеології докембрію), Дмитро Резвой (знімально-тектонічний напрям), Леонід Колтун (декан факультету, один з перших дослідників термобарогеохімічної школи), Євген Лазаренко (мінералогічна школа), Данило Бобровник (літологічний напрям).

Дослідження цих шкіл спрямовані, насамперед, на глибоке мінералогічне і геолого-формаційне вивчення геологічних об'єктів з метою їхнього використання під час розшуків і розвідки, прогнозування й оцінки мінеральної сировини, вирішення деяких дискусійних питань генезису родовищ, стратиграфії, петрології і літології, теоретичних проблем мінералогії і геології. Ці дослідження сприяли відкриттю нових і розширенню перспектив відомих родовищ корисних копалин. Їх виконували співробітники кафедр у тісній співпраці з науково-дослідними підрозділами геологічного факультету (Проблемна і Галузева науково-дослідні лабораторії, лабораторія прикладної термобарогеохімії, Забайкальська експедиція, Інститут геології і мінералогії золота, кольорових металів і алмазів України, наукове керівництво якими забезпечували професори *Є. К. Лазаренко*, *М. П. Єрмаков* і *Є. М. Лазько*), а також з вузівськими, академічними і галузевими науково-дослідними установами та виробничими геологічними організаціями України та інших республік колишнього СРСР (споріднені кафедри Київського, Харківського та Одеського університетів, Криворізького технічного університету, Інститут геохімії і фізики мінералів (нині геохімії, мінералогії і рудоутворення ім. М. П. Семененка НАН України), Інститут геології і геохімії горючих копалин НАН України, Інститут мінеральних ресурсів Держкомгеології України (згодом Кримське відділення УкрДГРІ), геологічний факультет Московського державного університету імені М. В. Ломоносова, Інститут геології і геохронології докембрію АН СРСР, Інститут геології зарубіжних країн Міністерства геології СРСР, Якутське науково-дослідне геологорозвідувальне підприємство ЦНДГРІ АК "АЛРОСА" та ін.).

Мінералогічна школа академіка Євгена Лазаренка. Школа зародилася у Львівському державному університеті імені Івана Франка у другій половині ХХ ст. Її основи закладені кафедрою мінералогії та Львівським геологічним товариством, які майже чверть століття очолював Є. К. Лазаренко. В зародженні та розвитку школи важливу роль відіграли розпочаті регіонально-мінералогічні дослідження Є. К. Лазаренка, кристалохімічні й петрографічні дослідження В. С. Соболева, кристалографічні Г. Л. Піотровського і з вивчення включень у мінералах М. П. Єрмакова та їх учнів і послідовників (рис. 2), а також активна діяльність Львівського геологічного товариства (засновано 1945 р.) і започатковані ним публікації “Мінералогічного збірника” (1947), який став першим періодичним мінералогічним виданням в Україні, тематичного збірника “Вопросы минералогии осадочных образований” та інших видань мінералогічного, петрографічного і геохімічного спрямувань; проведення багатьох наукових форумів різного рівня (міжнародних, всесоюзних і республіканських), присвячених найактуальнішим проблемам мінералогії.



Рис. 2. Євген Лазаренко (у центрі) серед учнів – випускників факультету, 1953. Зліва направо: Мартин Сливко, Юрій Пекун, Михайло Фішкін, Геннадій Смирнов.

Особливе значення у розвитку мінералогічної школи Є. Лазаренка відіграли публікації на сторінках “Мінералогічного збірника” відомих нарисів зі структурної мінералогії (1950–1982) академіка М. В. Белова. Відомий російський кристалограф І. І. Шафрановський у книзі “Кристаллография в СССР (1917–1991)” зазначив: “Огромной заслугой Е. К. Лазаренко является создание “Минералогического сборника”, на страницах

котрого появилася багатейшая и всем известная серия сообщений академика Н. В. Белова под общим названием "Очерки по структурной минералогии". Публикация "Очерков", составивших эпоху в развитии теоретической минералогии, является одной из крупнейших заслуг составителей "Минералогического сборника" и в первую очередь его ответственного редактора Е. К. Лазаренко. Значение этой заслуги трудно переоценить". На сторінках "Мінералогічного збірника" започатковано чимало публікацій результатів досліджень з важливих наукових напрямів сучасної мінералогії, зокрема, структурної мінералогії і кристалографії, мінералогічної кристалографії, термобарогеохімії (вчення про мінералоутворювальне середовище), регіональної мінералогії, космічної мінералогії, друкують матеріали наукових форумів з різних проблем мінералогічної науки й освіти; висвітлюються процеси мінералоутворення, проблеми біомінералогії і прикладної мінералогії, результати досліджень мінералогічного, петрологічного, літологічного, геохімічного і екологічного спрямувань; історії науки.

Започаткували мінералогічну школу перші невеликі монографічні регіонально-мінералогічні праці, опубліковані за редакцією Є. К. Лазаренка: "Минералогия фосфоритовых месторождений Приднестровья" (Е. П. Фурман, 1954), "Минералогия гипсовых месторождений Приднестровья" (С. Г. Дромашко, 1955), "Исследования турмалинов некоторых месторождений СССР" (М. М. Сливко, 1955), "Акцессорные минералы гранитоидов Осницкого комплекса Волини" (О. И. Матковский, 1956), "Минералогия бентонитовых глин Западных областей УССР" (Ю. Ф. Пекун, 1956), "Минералогия калийных месторождений Восточного Прикарпатья" (М. С. Коробцова, 1956), "До мінералогії кори вивітрювання Західної Волині" (Ю. М. Мельник, 1960), "Минералогия и петрография Чивчинских гор (Украинские Карпаты)" (О. И. Матковский, 1971).

Регіонально-мінералогічні дослідження стосувалися, головню, трьох структурно-геологічних одиниць території України: Українського щита і його західного схилу, Волино-Подільської плити та Карпатської складчастої споруди. В межах Українського щита головними об'єктами мінералогічного вивчення були утворення його північно-західної частини: метаморфічні і магматичні породи, пегматити й кори звітрянання кіровоградсько-житомирського, осницького і коростенського комплексів та відклади Білорівницько-Овруцької системи западин. На Волино-Поділлі вивчали рифейські вулканіти венду і пов'язану з ними післявулканічну мінералізацію, а також осадові мінеральні комплекси і пов'язані з ними родовища фосфоритів, гіпсо-ангідритів, самородної сірки, глауконіту тощо. У Карпатському регіоні досліджували давні метаморфічні комплекси Мармароського масиву і пов'язані з ними родовища й рудопрояви, молоді вулканіти і пов'язане з ними золото-поліметалеве, ртутне та інше зруденіння Закарпатського прогину, осадові утворення і пов'язані з ними соляні, озокеритові й інші родовища корисних копалин Передкарпатського прогину.

Результати регіонально-мінералогічних досліджень висвітлені в понад тисячі наукових публікацій і в десятках наукових звітів, захищених дисертаційних роботах та монографічних працях. До перших фундаментальних монографічних зведень належать: "Минералогия выверженных комплексов Західної Волині" (Є. К. Лазаренко, О. І. Матковський, О. М. Винар, В. П. Шапкина, Г. М. Гнатів, 1960); "Минералогия осадочных утворень Прикарпатья" (Є. К. Лазаренко, М. П. Габінет, О. П. Сливко, 1962); "Минералогия Закарпатья" (Є. К. Лазаренко, Э. А. Лазаренко, Э. К. Барышиников, О. А. Малыгина, 1963); "Минералогия Поділля" (Є. К. Лазаренко, Б. І. Сребродольський,

1969); “Минералогия и генезис камерных пегматитов Волыни” (Е. К. Лазаренко, В. Т. Латыш, В. И. Павлишин, Ю. Г. Сорокин, 1973).

У цих працях детальному опису мінералів відповідно до їхньої кристалохімічної систематики передують дані щодо історії геологічних досліджень у регіоні, короткий нарис геологічної будови і характеристика мінеральних комплексів. Мінерали схарактеризовано з різним ступенем детальності та можливості вивчення на відповідний період. У всіх випадках для кожного мінералу наведено відомості про місце знаходження, особливості конституції, кристаломорфології та фізичних властивостей. Майже усі праці завершуються генетичною частиною, у якій описано особливості утворення мінеральних комплексів та окремих мінералів за сукупністю геологічних даних і типоморфними мінералогічними ознаками. У деяких працях акцентовано увагу і на практичному значенні виконаних досліджень.

Наведені вище монографії високо оцінено з боку геологічної наукової громадськості у спеціальних рецензіях на окремі з них, зокрема, відомих російських мінералогів професора А. І. Гінзбурга і академіка М. П. Юшкіна, а також українських вчених академіка Л. Г. Ткачука, професора Д. П. Бобровника, член-кореспондента НАН України Ю. М. Сеньковського, доцента В. Т. Латиша та ін.

Співробітники факультету є також авторами і співавторами монографій: “Літогенез сірчаних родовищ Прикарпаття” (співавтор А. А. Ясинська, 1972); “Геология и полезные ископаемые Украинских Карпат” (соавторы О. И. Матковский, А. А. Ясинская, ч. I, 1976, ч. II, 1977); “Околорудные метасоматиты Закарпатья” (соавторы О. И. Матковский, Б. Г. Ремешило, В. Б. Степанов, 1988); “Природные кристаллы Украины” (соавтор О. И. Матковский, 1990); “Марганцевые руды Украины” (соавтор В. О. Хмеливский, Э. А. Янчук, 1993);

Численними в останньому десятилітті є публікації статей узагальнюючого характеру: про деякі мінерали з геологічних утворень України – барит, апатит й алуніт (О. Матковський, 2004, 2006, 2014), – берил і опал (Є. Сливко, 2005, 2007) та чимало породо- та рудоутворювальних й акцесорних мінералів, з геологічних утворень українських Карпат – циркону і альмандинових гранатів (О. Матковський, 2008, 2009), гідролюд і змішано-шаруватих силікатів (П. Білоніжка, 2009, 2010), смектитів (П. Білоніжка, О. Матковський, 2010). Надзвичайно важливою є нещодавня (2017) поява двох оригінальних монографічних праць Петра Білоніжки “Геохімічні закономірності формування родовищ калійних солей Передкарпаття” і “Нариси з мінералогії гірського Криму (межиріччя Бодраку і Качі)”.

Серед теоретичних проблем мінералогії, що відображені в працях учених факультету, треба назвати питання, пов’язані з класифікацією різних груп мінералів, їхньої термінологією і номенклатурою, уточненням понять мінеральний індивід, вид і різновид. Багато уваги приділено проблемам кристалохімії мінералів, зокрема виконано дослідження, присвячені суті понять ізоморфізму та ізоморфним заміщенням у мінералах, взаємозв’язку між періодичною системою та ізоморфізмом (М. М. Сливко), кристалохімії шаруватих силікатів, особливо змішаношаруватих утворень і силікатів, що містять оксоній (Є. К. Лазаренко, П. М. Білоніжка, Ю. М. Мельник, В. С. Мельников, У. І. Феношина), кристалохімії тригональних карбонатів доломітового ряду (М. М. Сливко, В. І. Павлишин, О. І. Матковський, С. Л. Балабаєва), вивченню валентного стану мангану і деяких кристалохімічних особливостей оксидів і гідроксидів мангану (Е. О. Янчук), виявленню взаємозв’язку склад–оптичні властивості, склад–густина–

метрика елементарної комірки для таких мінералів, як сфалерит, бляклі руди, турмалін, слюди, амфіболи тощо (Є. К. Лазаренко, М. М. Сливко, О. І. Матковський, А. А. Ясинська та ін.). Піонерними були дослідження мінералів із застосуванням нових фізичних методів (М. М. Сливко, Е. О. Янчук). Є. К. Лазаренку належать перші спроби класифікації мінералів глин, запропоновані на міжнародному симпозиумі з глин в Англії й опубліковані у двох виданнях: "Nomenclature and classification of the clay minerals" (Clay Mineral. Bull. 1959. Vol. 4. N 21); "O klasifikaci yilovych minerali" (Časopis ro mineralogii ČSAV. Praha, 1959. Sv. 4. N 1). Вчений разом зі своїми учнями довів, що змішаношаруваті утворення є самостійними мінералами. Спеціальні публікації присвячені значенню мінералогічної номенклатури і термінології у викладанні геологічних дисциплін (О. І. Матковський, А. А. Ясинська, І. С. Квітко, 1981), аналізу поняття "акцесорні мінерали", для яких запропоновано таке визначення: "Акцесорними називають мінерали, що утворюють незначну (звичайно до 1 %), однак якісно характерну складову частину гірських порід. Вони містять акцесорні хімічні елементи, які не розсіюються у ґратках головних мінералів, а вже за незначних кількостей у мінералотворному середовищі (за можливого часткового розсіяння окремих із них у головних мінералах) стають насиченими й кристалізуються у вигляді самостійних акцесорних мінералів, причому виділення їх може відбуватися протягом усього формування породи" (О. І. Матковський, 1965, 1968).

Багато публікацій наших науковців присвячено типоморфізму окремих мінералів, зокрема, самородного золота (О. І. Матковський, А. А. Ясинська та ін.), алмазу (З. В. Бартошинський, С. М. Бекеша, І. В. Побережська та ін.), самородної сірки (Б. І. Сребродольський), акцесорних циркону й апатиту (О. І. Матковський, Г. М. Гнатів, Л. В. Косарчин, Є. М. Сливко та ін.), кварцу (О. І. Матковський, Б. Г. Ремешило, Л. З. Скакун, В. Б. Степанов та ін.), різних шаруватих силікатів (П. М. Білоніжка, Ю. М. Мельник, У. І. Феношина та ін.). Типоморфні особливості мінералів схарактеризовані майже у всіх названих вище монографічних працях. Типоморфізму мінералів присвячені спеціальні монографії: "Типоморфізм мінералів полиметалічних і ртутних месторождений Закарпаття" (Б. В. Заціха, В. Н. Квасниці, С. А. Галій, О. І. Матковський, 1984), "Диагностика мінералов марганца" (С. В. Геворк'ян, В. С. Ляшенко, Э. А. Янчук, 1991). У цих публікаціях з'ясовано індикаторну роль типоморфних ознак мінералів не тільки генетичного, а й прогнозно-розшуково-оцінного характеру.

У Львівському університеті зародилося поняття мінералогічна кристалографія. Його вперше увів у геологічну літературу 1951 р. Є. К. Лазаренко і сформулював як новий напрям у мінералогії в доповіді "Состояние и задачи минералогической кристаллографии", оголошеній на першій Всесоюзній міжвідомчій нараді з мінералогічної кристалографії та опублікованій у Мінералогічному збірнику (1967. № 21. Вип. 2). У цій доповіді зазначено, що "мінералогічною кристалографією треба називати розділ кристалографії і, відповідно, мінералогії, який вивчає кристаломорфологію, внутрішню будову й онтогенію мінеральних індивідів та їхніх закономірних зростків".

Найважливіші дослідження з мінералогічної кристалографії присвячені алмазу (З. В. Бартошинський, С. М. Бекеша, Т. Г. Винниченко, В. П. Жихарева), самородній сірці, бариту й целестину (В. М. Брандibuра, Г. О. Вартаресевич, Є. К. Лазаренко, Г. Л. Піотровський, М. М. Сливко, Б. І. Сребродольський), сфалериту (А. А. Ясинська), турмаліну (М. М. Сливко), церуситу (Є. К. Лазаренко, О. І. Матковський), берилу і си-

дериту (З. В. Бартошинський, О. І. Матковський, Б. І. Сребродольський), топазу і флюориту (М. М. Павлунь, В. Л. Крочук), піриту (М. М. Павлунь). Результати висвітлено в численних публікаціях, в окремих названих вище монографіях з регіональної мінералогії та в монографічній праці “Кристалломорфология алмаза из кимберлитов” (З. В. Бартошинский, В. Н. Квасница, 1991). З. В. Бартошинському належить розробка кристалломорфологічної класифікації алмазу, яка одержала загальне визнання і широко використовується у навчальному процесі та наукових дослідженнях. Зокрема, ця класифікація лягла в основу книги “Атлас с видоизображениями кристаллов алмаза кристалломорфологической классификации З. В. Бартошинского” (1996), автором якої є колишня аспірантка професора З. В. Бартошинського, В. П. Жихарева. Останнім часом І. Т. Бакуменко (2002) розглянув морфологічні особливості й умови утворення різних типів автодеформованих кристалів з неупорядкованою і впорядковано-мозаїчною будовою (зігнуті, скручені та розщеплені).

Напрацювання Є. К. Лазаренка та І. І. Шафрановського, їхніх учнів і послідовників у галузі мінералогічної кристалографії, її розвиток і завдання досить ґрунтовно проаналізовані у спеціальній публікації О. І. Матковського і З. В. Бартошинського “Шляхи розвитку мінералогічної кристалографії” (Мінерал. журн. 1998. Т. 20. № 2), де виділено і схарактеризовано три головні періоди її розвитку: 1) від найдавніших часів до кінця ХХ ст., коли кристалографія перебувала в лоні мінералогії і була її невід’ємною частиною; 2) перша половина ХХ ст. – оформлення кристалографії як самостійної науки, її поступовий відхід від мінералогії в бік фізики і хімії; 3) друга половина ХХ ст. – оформлення мінералогічної кристалографії в самостійну наукову дисципліну. Автори зазначили, що на кінець ХХ ст. мінералогічна кристалографія сформувалась як самостійна наукова дисципліна зі своїми цілями, об’єктами досліджень і методами.

Дослідження з космічної мінералогії розпочато на кафедрі мінералогії з 1960 р. Вони заклали основу нового напрямку в мінералогії, піонером якого є А. А. Ясинська. Результати цих досліджень висвітлені в її численних працях та узагальнені в трьох фундаментальних статтях, опублікованих разом із Є. К. Лазаренком під загальною назвою “Некоторые современные аспекты комической минералогии” (Мінерал. зб. 1970. № 24. Вип. 4; 1972. № 26. Вип. 1; 1976. № 30. Вип. 2). Значну увагу приділено комплексному вивченню складу і різних властивостей мінералів метеоритів та їхньому порівнянню з земними, дослідженню явищ ударного метаморфізму в метеоритних і місячних мінералах, його ролі в алмазоутворенні. А. А. Ясинська запропонувала одну з перших класифікацій ознак ударного метаморфізму в метеоритних мінералах та першу генетичну класифікацію включень у мінералах метеоритів і порід Місяця. Вона описала органічну речовину в космічних тілах Сонячної системи, дослідила кам’яні метеорити *Княгиня*, *Пултуск* і два нові хондрити *Андрійвка* й *Горлівка*.

У центрі уваги науковців факультету постійно були і є проблеми прикладної мінералогії. До перших публікацій прикладного характеру належать монографії “Надрові багатства західних областей України” (Є. К. Лазаренко, 1946) та “Агрономічні руди України” (Є. К. Лазаренко, Д. Н. Коваленко, 1966). Нові можливості мінералогічних досліджень у вирішенні прикладних завдань є у публікації Є. К. Лазаренка і З. В. Бартошинського “Роль кристалломорфологии в практике геологических исследований и при оценке качества минерального сырья” (1966). Деякі питання прикладної мінералогії порушені і в статті “Развитие минералогии на Украине за годы Советской власти” (Є. К. Лазаренко, О. І. Матковський, М. М. Сливко, 1967), у якій автори вперше

наголосили на важливості й необхідності виконання мінералогічного картування в Україні, доцільність складання за єдиним планом мінералогічних зведень і карт та залучення мінералогічного картування у загальний комплекс методів геологічного вивчення. Ці дослідження пов'язані з розшуково-розвідувальними роботами на п'єзокварцову сировину і коштовне каміння, корінне і розсипне золоте зруденіння, а також на вивчення алмазоносності окремих геологічних структур.

Вивчення благороднометалевого зруденіння в межах Карпатського регіону і блоково-рифтової структури в північно-західній частині УЩ, супроводжувалось великомасштабним мінералогічним картуванням, окремі аспекти методики якого схарактеризовано у спеціальній публікації *О. І. Матковського* і *Л. З. Скакуна* "Мінералогічне картування під час розшукових та розвідувальних робіт на золото" (Мінерал. зб. 1995. № 48. Вип. 1). Результати досліджень золотоносності висвітлено у наукових звітах і багатьох публікаціях, авторами яких є: по Карпатському регіону – *Є. К. Лазаренко*, *О. І. Матковський*, *Н. М. Разумєєва*, *Б. Г. Ремешило*, *Л. З. Скакун*, *В. Б. Степанов*, *А. А. Ясинська* та ін.; по Українському щиту – *О. І. Матковський*, *І. В. Мудровська*, *Л. З. Скакун*, *Є. М. Сливко*, *У. І. Феношина* та ін. Частину цих публікацій вміщено у двох спеціальних вісниках Львівського університету, серія геологічна: "Золото в надрах України" (1992. № 12), "Перспективи золотоносності надр України" (1994. № 13). Науковці факультету є також співавторами монографій: "Месторождения золота в гнейсовых комплексах докембрия Украинского щита" (*Г. М. Яценко*, *Є. М. Сливко*, 1998); "Майське золоторудне родовище (геологія, речовинний склад, модель утворення)" (*О. Б. Бобров*, *А. О. Сіворонов*, *Л. З. Скакун та ін.*, 2000). Перші узагальнення щодо золотоносності Українських Карпат наведено в публікаціях "Некоторые проблемы золотоносности Украинских Карпат" (*Є. К. Лазаренко*, *О. И. Матковский*, 1975); "Родовища та рудопрояви золота Українських Карпат" (*О. І. Матковський*, 1992). У них виділено і схарактеризовано золотоносні райони з корінною і розсипною мінералізацією, виконано генетичну типізацію і формаційне розчленування золотого зруденіння, наголошено на перспективності корінної золотоносності, що підтверджено відкриттям і навіть частковим освоєнням відомих родовищ золота в Березівському (Березівське і Мужівське) та Рахівському (Сауляк) рудних районах.

Алмазоносна тематика пов'язана з вивченням кристаломорфології та деяких фізичних властивостей (люмінесценція, електронно-парамагнітний резонанс, аномальне дво-заломлення тощо) алмазів із корінних і розсипних родовищ Ботуобінського, Амакінського й Айхальського районів Якутії та Архангельського регіону Росії. Ці дослідження виконували під науковим керівництвом професора *З. В. Бартошинського* у тісній співпраці з кафедрою експериментальної фізики Львівського університету і деякими лабораторіями Інституту мінеральних ресурсів. Результати висвітлено в численних наукових звітах, десятках публікацій (*З. В. Бартошинський*, *С. М. Бекеша*, *Т. Г. Винниченко*, *В. П. Жихарева*, *І. В. Побережська* та ін.).

Співробітники факультету брали і беруть участь у дослідженні алмазоносності України, на території якої виявлено прояви розсипних і корінних алмазів. Результати цих досліджень висвітлено в публікаціях (*З. В. Бартошинський*, *О. П. Бобрівич*, *С. М. Бекеша*, *Є. М. Сливко*, *У. І. Феношина*), а також узагальнено в спеціальному випуску вісника Львівського університету, серія геологічна (1999. Вип. 14) і в монографії "Алмазоносные формации и структуры юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы. Опыт минерагении алмаза" (*Г. М. Яценко*, *Д. С. Гурский*, *Е. М. Сливко* и др.,

2002). Мінералогічні особливості конгломератів білокоровицької структури північно-західної частини УЩ у зв'язку з їх алмазонасністю продемонстровано в нещодавній публікації *О. І. Матковського* і *Є. М. Сливко* (Зап. Укр. мінерал. т-ва, 2015. Т. 12). Прикладну спрямованість має недавня публікація *О. І. Матковського* і *М. М. Павлуна* "Генгельвін, петаліт – яскравий приклад залучення мінералів у практичне використання" (Зап. Укр. мінерал. т-ва, 2016. Т. 13).

За останні три десятиліття науковці факультету особливу увагу приділяють дослідженням, пов'язаним з моделюванням (у тім числі комп'ютерним) процесів мінералоутворення як в геологічних, так і в організмі людини. Зокрема, такими дослідженнями на прикладі вивчення золотого і срібного зруденіння й жовчних камінців присвячено сім кандидатських дисертацій, що їх захистили аспіранти кафедри мінералогії. Дисертацію *В. Б. Степанова* (1993) присвячено мінералого-геохімічним особливостям золотого зруденіння в доверхнепалеозойських метаморфічних утвореннях Українських Карпат, *Л. З. Скакуна* (1994) – розробці мінералого-генетичної моделі Мужийвського золото-поліметалевого родовища, *І. В. Мудровської* (2000) – розробці мінералого-генетичної моделі золотого зруденіння Савранської площі Українського щита, *О. В. Ємця* (2001) – онтогенезу мінералів срібного зруденіння Берегівського рудного поля, *Н. О. Словотенко* (2007) – онтогенезу флюорит-барит-кварцових жил Берегівського рудного поля. Дисертація *В. Дяківа* (1999) стосувалася мікроструктурної будови жовчних камінців та ролі фрактальної кристалізації в їхньому формуванні, а *У. Борняк* (2008) – біомінералогічних чинників стійкості жовчних камінців.

Значний доробок мінералогічної школи у підготовці навчально-методичної літератури: підручники – *Є. К. Лазаренко* "Курс мінералогії" (шість видань – три російською (1951, 1963, 1971), два українською (1958–1964, 1970), одне китайською (1957) мовами). *В. І. Павлишин*, *О. І. Матковський*, *С. О. Довгий* "Генезис мінералів" (два видання – 2003, 2007). *О. Матковський*, *В. Павлишин*, *Є. Сливко* "Основи мінералогії України" (2009); навчальні посібники – *П. М. Билонижка*, *О. І. Матковський* "Геохимия элементов главных подгрупп III группы периодической системы Д. М. Менделеева" (1984), *О. І. Матковський*, *Б. І. Пирогов* "Прикладна мінералогія" (2002); конспекти і цикли лекцій – *М. М. Сливко* "Хімічний склад земної кори"; "Вступні лекції до курсу "геохімія"; "Міграція хімічних елементів у земній корі"; *І. Т. Бакуменко*, *Т. Г. Винниченко*. "Кристалографія"; *Л. З. Скакун*. "Мінералогія" (в трьох частинах); *Є. М. Сливко*. "Космічна мінералогія", "Мінералогічний аналіз", "Загальна геохімія"; *С. М. Бекеша*, *Є. М. Сливко*, *Н. Т. Білик*. "Методи мінералогічних досліджень"; *Н. О. Словотенко*, *І. Т. Бакуменко*. "Кристалографія".

Важливі дані з мінералогічних досліджень останніх років торкаються катодолімінесцентного імідж-аналізу як нового методу онтогенічних досліджень, який дає змогу розкрити анатомію індивідів, установити походження флюїдних включень, характер росту, діагностику подій розчинення і регенерації тощо (*Н. Словотенко*, *Л. Скакун*, *Р. Серкіз*); мінеральних парагенезисів та Р–Т-еволюції гранат-біотитових порід Хашувато-Завалівської структури на Середньому Побужжі і мінеральних асоціацій графіту на Завалівському родовищі Українського щита (*Н. Білик*, *К. Шакіна*, *Л. Скакун* та ін.); онтогенічних особливостей мінеральних утворень мірабіліту із вторинної ропи та динаміки самоізоляції хвостосховищ і солевідвалів калійних родовищ Передкарпаття (*В. Дяків*, *Х. Цар*); геолого-мінералогічної характеристики травертинових проявів на Рахівщині (*С. Кріль*, *С. Ціхонь*); застосування неруйнівного методу визначення просто-

рової мінливості мінералого-фізичних характеристик піриту і арсенопіриту, позиції самородного золота у кварц-карбонатних сульфідних жилах Бобріківського золото-поліметалевого родовища Донбасу (О. Цільмак, Л. Скакун, О. Литвинович, Р. Серкіз та ін.). Мінералого-геохімічній моделі Бобріківського золоторудного родовища присвячено нещодавно захищену (2016 р.) кандидатську дисертацію О. Цільмак. Прицезійними є експериментальні дослідження перетворень деяких сульфатних мінералів (шеніт, астраханіт, сингеніт (калушит), каїніт, леоніт, карналіт, гіпс та ін.) соляних родовищ Передкарпаття під час нагрівання, продукти якого вивчалися рентгенівським і термічним аналізами. З'ясовано, що у постседиментаційний період, на стадіях пізнього діагенезу і катагенезу, поклади калійних солей зазнали суттєвих змін. Зокрема, відбулася перекристалізація безводних мінералів (галіту, сильвіну), новоутворення кристалів астраханіту, каїніту, чемберситу і фазові перетворення кристалогідратів, а прожилки і гнізда карналіту, галіту, епсоміту в зонах розривних порушень сформувалися із "солянок", які з'являлися внаслідок виділення води з кристалогідратів у разі термодинамометаморфізму (П. Білоніжка).

Мінералого лазаренківської школи вперше відкрили в Україні нові мінералогічні види – донбасит $Al_4[(OH)_8(Si,Al)_4O_{10}]$ і тарасовіт $(Na_{1,24}K_{1,18}(H_3O)_{0,61}Ca_{0,18}Al_8 \cdot [(OH)_8Si_{12,65}Al_{3,35}O_{40}] \cdot 2H_2O$ у Донбасі (Є. К. Лазаренко), карпатит $C_{24}H_{12}$ у Закарпатті (Г. Л. Піотровський), ацетамід CH_3CONH_2 і параалюмогідрокальцит $CaAl_2(CO_3)_2(OH)_4 \cdot 6H_2O$ у техногенних продуктах (Б. І. Сребродольський). Відкрито також нові мінеральні різновиди: брункіт – прихованокристалічний сфалерит (виявив Є. К. Лазаренко серед свинцево-цинкових руд Трускавця у Передкарпатті), Мп-феростильпно-мелан – різновид стильпно-мелану (відшукав О. І. Матковський у складі карбонатно-силікатних марганцевих руд Чивчинських гір). Представникам школи належать перші знахідки в Україні дуже рідкісних мінералів – хлорофейту у змінених рифейських вулканітах Західної Волині (В. П. Шашкіна), залізного сапоніту в корах звітрювання вивержених порід Західної Волині (Ю. М. Мельник), чемберситу в калійних соляних рудах Передкарпаття (друга знахідка у світі. П. М. Білоніжка, О. М. Винар, В. С. Мельников та ін.), піроксмангіту й данемориту серед манганових силікатно-карбонатних руд Чивчинських гір (С. Синиця, О. Матковський), дафніту (залізного різновиду хлориту) у волинських камерних пегматитах (О. І. Матковський, В. І. Павлишин), граугіту в мангановмісних породах Завалівського графітового родовища (Л. З. Скакун, Б. З. Манчур, А. І. Мартишин) та багато інших. Нещодавно в конгломератах білокоровицької світи північно-західної частини Українського щита виявлено першу знахідку карбиду вольфраму – кусонгіту (І. Г. Яценко, Н. Т. Білик, І. В. Побережська та ін.).

Учені факультету, зокрема кафедри мінералогії, періодично піднімають і висвітлюють стан, перспективи і проблеми мінералогії на різних етапах її розвитку. Зокрема, шляхам розвитку мінералогічної науки присвячено статтю Є. Лазаренка і М. Сливка в журналах "Советская геология" (1967. № 4) та "International Geological Review" (1967. Vol. 9. № 10). Розвиток і проблеми мінералогії в Україні проаналізовано в таких публікаціях: Є. К. Лазаренко, О. І. Матковський, М. М. Сливко. "Развитие минералогии на Украине за годы Советской власти" (1967); Є. К. Лазаренко, О. І. Матковський. "Успіхи мінералогії та кристалографії на Україні в роки Радянської влади" (1967); О. Л. Литвин, О. І. Матковський, Ю. П. Мельник и др. "Состояние и задачи минералогических исследований на Украине" (1981); О. І. Матковський. "Состояние и задачи регионально-

минералогических исследований на Украине” (1983), “Некоторые проблемы и задачи минералогии на современном этапе” (1986), “Стан і перспективи розвитку мінералогії на межі тисячоліть” (2011).

Величезним є доробок з історії науки. Численні статті, монографії, довідково-інформаційні та інші видання стосуються історії розвитку мінералогії загалом та окремих її розділів, внеску видатних учених у розвиток мінералогії, передусім таких корифеїв мінералогічної науки, як академіки *М. В. Белов*, *В. І. Вернадський*, *Є. К. Лазаренко*, *О. С. Поваренних*, *В. С. Соболев*, професори *Д. П. Григор'єв*, *М. П. Єрмаков*, *І. І. Шафрановський* та інші вчені. Серед монографічних та інших праць варто виокремити такі: “Кафедра мінералогії у Львівському національному університеті імені Івана Франка (1864–2004)” (*О. Матковський*, *П. Білоніжка*, *Л. Скакун*, *Є. Сливко*, 2004); “Академік Євген Лазаренко. Нарис про життєвий і творчий шлях, спогади, альбом” (автори нарису й упорядники *О. І. Матковський*, *П. М. Білоніжка*, *В. І. Павлишин*, 2005); “Геологічний факультет Львівського національного університету імені Івана Франка” (*П. Білоніжка*, *О. Матковський*, *М. Павлунь*, *Є. Сливко*, 2008, 2010); “Євген Лазаренко – видатна постать ХХ ст. (до 100-річчя від дня народження)” (автори доповідей та упорядники *О. Матковський*, *П. Білоніжка*, *В. Павлишин*, 2012).

Цікавою є нещодавня публікація щодо реалізації стану задуманих і розпочатих *Євгеном Лазаренком* праць з мінералогії України загалом та Карпатського регіону. Її скорочений варіант під загальною назвою “Про стан реалізації задуманих і розпочатих *Є. К. Лазаренком* наукових праць з мінералогії України та Карпато-Балканської гірської системи” (автори *О. Матковський*, *Є. Сливко*) міститься у матеріалах Десятих наукових читань імені академіка Євгена Лазаренка, розширений варіант англійською мовою – у “Мінералогічному збірнику” № 66, вип. 1 (2016).

У цих публікаціях зазначено, що задуми Євгена Костянтиновича не залишилися поза увагою його учнів та послідовників. У 1990 р. вийшла праця великого колективу авторів – представників лазаренківської мінералогічної школи “Мінерали України. Краткий справочник” за редакцією академіка *М. П. Щербак*. У ній стисло підсумовано наявні на той час дані про мінерали України та наведено аналіз й тогочасну інтерпретацію мінералів, відкритих в Україні, а 2009 р. опубліковано підручник “Основи мінералогії України” (автори *О. Матковський*, *В. Павлишин*, *Є. Сливко*), який фактично став першим монографічним зведенням з мінералогії України. Звичайно, у ньому порівняно стисло схарактеризовано тільки найпоширеніші й найважливіші мінерали, відповідно до вимог навчальної програми.

Ще один задум *Є. К. Лазаренка* пов'язаний зі створенням Мінералогічного словника-довідника Карпато-Балканської гірської системи (пізніше – енциклопедії). На жаль, за життя Євгена Костянтиновича цей задум не реалізували. Натомість вирішили спочатку підготувати й опублікувати мінералогічні зведення за окремими країнами-учасницями КБГА, що зумовлено різним станом мінералогічної вивченості надр цих країн. В Україні послідовники *Є. К. Лазаренка* здійснили задум свого вчителя публікацією п'ятитомної праці, що видається по лінії КБГА, під загальною назвою “Мінерали Українських Карпат”: Простые вещества, теллуриды и сульфиды (1990); Оксиды, гидроксиды, фториды, хлориды и бромиды (1995) – гол. ред. *М. П. Щербак*; Бораты, фосфаты, арсенаты, молибдаты, сульфаты, карбонаты, органичні мінерали і мінералоїди (2003); Силікати (2011); Процеси мінералоутворення (2014) – гол. ред. *О. Матковський*, університетські автори: *П. Білоніжка*, *В. Дяків*, *С. Кріль*, *О. Матковський*, *Б. Ремешило*,

Л. Скакун, Є. Сливко, Н. Словотенко, Б. Сребродольський, В. Степанов, Е. Янчук, А. Ясинська, С. Ціхонь).

Важливими є здобутки представників лазаренківської школи у проведенні досить систематичних періодичних наукових форумів різних рівнів, присвячених різноманітним проблемам мінералогічної науки і освіти. Особливе місце серед них посідають розпочаті 1997 р. наукові Читання імені академіка Євгена Лазаренка, шість (1, 2, 5, 7, 8, 10-ті) з яких відбулися у Львівському університеті. Перші читання присвячено проблемам регіональної мінералогії. На них заслухано одну доповідь, дещо розширений варіант якої опублікований – “Стан і перспективи розвитку регіонально-мінералогічних досліджень в Україні” (О. І. Матковський, В. І. Павлишин, 1998). Авторам належить спроба сучасного мінералогічного районування території України, яка уже на початку ХХІ ст. була дещо доповнена у зв’язку зі створенням першої схематичної карти мінералогічного районування, опублікованої в тезах доповідей міжнародної наукової конференції “Мінералогія: історія, теорія і практика” і на сторінках першого тому “Записок Українського мінералогічного товариства” (О. І. Матковський, Є. М. Сливко, 2004), в підручнику “Основи мінералогії України” (О. І. Матковський, В. І. Павлишин, Є. М. Сливко, 2009). Другі читання (1999) стосувалися проблем генетичної мінералогії, п’яті – проблем мінералогічної кристалографії (Львів, 2007); сьомі – розвитку ідей Є. К. Лазаренка в сучасній мінералогії (Львів–Карпати, 2012); восьмі – теми “Мінералогія: сьогодні і майбуття” (Львів–Карпати, 2014); десяти, головно, реалізації задуманих і розпочатих Євгеном Лазаренком наукових праць з мінералогії України та Карпато-Балканської гірської системи (Львів–Карпати, 2016). Матеріали перших, восьмих і десятих читань висвітлено в окремих виданнях, інші – на сторінках “Мінералогічного збірника”.

Завершимо огляд внеску науковців факультету у розвиток наукової школи Є. Лазаренка цитатою професора *І. І. Шафрановського*, наведеної у статті “Е. К. Лазаренко – основатель и глава минералогического центра в Украине”: “Тут хотелось бы напомнить о нескольких фактах, которые характеризуют Е. К. Лазаренка как прекрасного организатора и пылкого пропагандиста новаторских направлений нашей науки. Именно с этой целью он объединял и группировал прежде всего самых близких учеников, которых привлекал к своим творческим начинаниям как самых активных сотрудников и соавторов своих замыслов и разрабатываемых тем. Всем запомнилась плеяда его воспитанников, которые стали позднее выдающимися и активными деятелями на ниве минералогии. ... Благодаря организаторскому таланту, увлечению и энергии Евгений Константинович создал в свое время во Львовском университете жизнеспособный и полный интересов центр минералогической науки, который притягивал к себе многих минералогов и кристаллографов. К их числу принадлежит автор ...” (И. И. Шафрановский, 1992).

Термобарогеохімічна школа професора Миколи Єрмакова теж зародилася на геологічному факультеті Львівського університету в кінці 40-х–на початку 50-х років ХХ ст. Її основи започатковані за результатами досліджень включень у мінералах, розпочатих за керівництва і безпосередньою участю *Миколи Порфіровича Єрмакова* на кафедрі загальної геології, яку він очолював, і коли нетривалий час був деканом геологічного факультету (1945–1952). Йому належить ініціатива назви нового напрямку геолого-мінералогічної науки – термобарогеохімія, яку офіційно затверджено 1970 р. на Другій Міжнародній нараді Комісії з рудоутворювальних флюїдів у включеннях в Токіо.

Там вона виборола першість в альтернативній назви “термодинамічна геохімія”. Історично цю галузь знань *М. П. Єрмаков* спочатку назвав вченням про мінералоутворювальне середовище (1957), пізніше вона отримала назву мінералогічної термометрії і барометрії за включеннями у мінералах, а *В. А. Калюжний* 1982 р. запропонував дещо іншу назву – мінералофлюїдологія.

У зародженні і становленні термобарогеохімічної школи важливу роль відіграли:

– створення *М. П. Єрмаковим* першої у світі спеціалізованої лабораторії для дослідження включень і залучення до цих досліджень перших випускників геологічного факультету;

– на початку розпочато переважно дослідження методичного характеру як конструювання нових приладів, удосконалення апаратури для нагрівання включень у повітряному середовищі (камера *М. Єрмакова*) і в контакті з металом (камера *В. Калюжного*), створення і застосування автоматичного термозвукореєстратора (*Ю. Долгов*), розроблення способів і приладдя для ультрамікроскопічних визначень складу і концентрації розчинів окремих включень (*В. Калюжний*);

– підтримка цих досліджень професорами *Є. К. Лазаренком* (тоді деканом геологічного факультету і завідувачем кафедрою мінералогії) і *В. С. Соболевим* (тоді завідувачем кафедрою петрографії);

– перші публікації *М. П. Єрмаковим* результатів власних досліджень і глибокого аналізу досліджень попередників, що комплексно відображені у праці “Критерии познания генезиса минералов и среда рудообразования”, надрукованої 1949 р., яка закріпила пріоритет його досліджень, розпочатих вченим ще у далекі й важкі воєнні роки на родовищах оптичного флюориту на Памірі, і у фундаментальній монографії “Исследования минералообразующих растворов (температура и агрегатное состояние) (1950), за яку він був удостоєний Державної премії СРСР і яка одержала високу оцінку провідних вітчизняних учених і зарубіжних дослідників;

– захищені дисертації – докторська *М. П. Єрмакова* “Исследования температуры и агрегатного состояния минералообразующих растворов” (1950) і *Є. М. Лазька* “Геологические условия формирования пьезокварцевых месторождений Алдана” (1955) з широким залученням досліджень флюїдних включень та кандидатські – *В. Ф. Лесняка* “Выявление генезиса некоторых месторождений Северного Кавказа с помощью термометрического анализа включений в минералах” (1952), *Ю. О. Долгова* “Опыт применения термозвукового анализа к исследованию геологических объектов” (1953), *Є. І. Вульчина* “Материалы к изучению минералообразующих систем” (1953), *Л. І. Колтуна* “Опыт генетического исследования некоторых эндогенных месторождений по включениям в минералах” (1953), *Р. Ф. Сухорського* “Температурный режим образования некоторых хрусталеносных месторождений Алдана” (1955), *В. А. Калюжного* “Многофазовые включения в минералах (методы изучения состава и отдельные вопросы применения)” (1955), *Н. І. М'язь* “Кристаллогенез и структура кварца хрусталеносных жил Казахстана” (1961), *А. В. Пізнюра* “Особенности генезиса хрусталеносных кварцевых жил Приполярного Урала и Алдана” (1962).

За результатами проведених досліджень (рис. 3) розроблено теоретичні й методичні основи термобарогеохімії та обґрунтовано можливості використання флюїдних включень для з'ясування термобаричних і геохімічних характеристик флюїдного середовища кристалізації мінералів та їхніх парагенезисів, у тім числі для вирішення деяких прикладних завдань на родовищах корисних копалин.



Рис. 3. Перша група дослідників включень у мінералах (геологічний факультет Львівського університету, 1951). Зліва направо сидять: Микола Єрмаков, Ніна М'язь, Андрій Пізнюр; стоять: Володимир Калюжний, Леонід Колтун, Юрій Долгов, Євген Лазько, Василь Лесняк.

Вчення про мінералоутворювальні флюїди лише розпочинало свій шлях, а вже 1949 р. *В. С. Соболев* зазначив таке з приводу вивчення включень у мінералах: “Ключ к окончательному доказательству этих выводов ... лежит, с одной стороны, в изучении критических явлений природных растворов, остатки которых мы имеем в пузырьках, заключенных в минералах, а с другой стороны, связан с разработкой абсолютной температурной градуировки процессов минералообразования, важнейшим методом которой является изучение тех же пузырьков, что детально разобрано в работах *Г. Г. Леммлейна* и *Н. П. Ермакова*” (*В. С. Соболев*, 1949). Потужно підтримав нову науку і *Є. К. Лазаренко*, який наголошував, що саме “При изучении различных закономерностей возникновения, развития и разрушения как отдельных минералов, так и минеральных месторождений важное значение приобретает исследование минералообразующей среды. ... Значительным вкладом в этом отношении являются работы *Н. П. Ермакова*, намечающие пути к установлению объективных критериев познания процессов минералообразования.” (*Є. К. Лазаренко*, 1951). Це відобразилося і в позитивній рецензії на книгу *М. П. Єрмакова* “Исследования минералообразующих растворов (температуры и агрегатное состояние)” (*Є. К. Лазаренко*, *Є. М. Лазько*, 1951). *Є. К. Лазаренко* перший звернув увагу на значення включень у мінералах осадових і метаморфічних порід. У 1967 р. він констатував: “Включення могут стати найважливішими показниками тиску та складу мінералоутворювального середовища і дадуть змогу розшифрувати головні термодинамічні параметри середовища, мінералоутворення та їхню еволюцію, їхнє значення збільшуватиметься відповідно до ступеня розвитку методик і теорії дослідження”.

До 1950 р. включення мінералоутворювального середовища класифікував *М. П. Єрмаков* за складом й агрегатним станом заповнення вакуолей, за відносним часом і способом консервації в них розчинів і розплавів. Крім обґрунтування, раніше невідомих типів і видів гомогенізації включень, особливо важливим було вирішення нового класу, вірогідно, найпоширеніших первинно-вторинних включень, що самоконсервувалися в субсингенетичних тріщинах мінералів. Такі включення тривалий час уважали епігенетичними і непридатними для генетичних висновків, хоча саме вони є найпоширенішими і представницькими мікрооб'єктами термобарогеохімічних досліджень в багатостадійних рудних родовищах різних генетичних класів і з'ясуванні їхньої природи та для пошуково-прикладного використання. У цей ранній львівський період вченому разом з послідовниками вдалося також перемогти сумніви щодо високих надкритичних температур гомогенізації включень в гідротермальних мінералах (>374 °C) і довести їхню відмінність для різних зон росту кристалів.

1952 р. *М. П. Єрмаков* переїжджає до Москви, де працює на геологічному факультеті Московського державного університету та активно займається створенням унікального музею – Музею землезнавства, першим директором якого був багато років. Водночас учений продовжує працювати над проблемами термобарогеохімії. За його ініціативи об'єднано в очолювану ним національну секцію термобарогеохімії відділення, що виникли в різних містах колишнього СРСР (Львів, Москва, Ленінград, Новосибірськ, Улан-Уде, Алма-Ата, Ростов на Дону). Започатковуються тісні міжнародні наукові зв'язки, з'являються світового значення капітальні монографічні узагальнення з флюїдних включень у мінералах: “Research on the nature of mineral forming solutions” (N.P. Ermakov et. al. // Ser. of monographs in Earth Sciences. – New York : Pergmon Press, 1965. – Vol. 22. – 743 p.), “Геохимические системы включений в минералах” (1972) і “Термобарогеохимия” (1979, співавтор *Ю. О. Долгов*). З 1963 р. під егідою *М. П. Єрмакова* започатковуються періодичні Всесоюзні та регіональні (республіканські) наради, друкують збірники матеріалів і тез доповідей, видають щорічні бібліографічні покажчики вітчизняної та іноземної літератури з термобарогеохімії.

В Україні після переїзду *М. П. Єрмакова* до Москви термобарогеохімічні дослідження продовжують активно розвиватися не тільки у Львівському університеті, де зародилася термобарогеохімічна школа, а й в академічних інститутах, особливо у двох: Інституті геології корисних копалин АН УРСР (нині Інститут геології і геохімії горючих копалин (ІГГГК) НАН України) у Львові та Інституті геохімії і фізики мінералів АН УРСР (нині Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення (ІГМР) ім. М. П. Семененка НАН України) в Києві, у яких виникли нові надзвичайно продуктивні центри термобарогеохімічних досліджень.

Стислий аналіз термобарогеохімічних досліджень провів *Д. К. Возняк* у статті “Розвиток в Україні вивчення флюїдних включень в мінералах” (2005), у праці *М. М. Павлуня* “Історія термобарогеохімічних досліджень на геологічному факультеті: етапи становлення і теоретико-прикладні наслідки” (2012), в публікаціях, присвячених 100-річчю від дня народження *М. П. Єрмакова* “Професор Микола Порфірович Єрмаков – теоретик і засновник нової галузі геологічних знань - термобарогеохімії” (*Ю. Ляхов, О. Матковський, М. Павлунь, А. Сіворонов*, 2013) і “Феномен успіху термобарогеохімії Миколи Єрмакова” (*Г. Кульчицька, Д. Возняк, Д. Черниш*, 2014) та в розділі “Флюїдний режим катагенно-гідротермального процесу періоду формування жильної, прожиткової і крапленої мінералізації в осадових товщах” (*І. Наумко, М. Братусь, І. Дудок* та ін.,

2004) в монографічному зведенні “Карпатська нафтогазоносна провінція”. Найповніший аналіз термобарогеохімічних досліджень наведено в уже згадуваній вище публікації (О. Матковський, І. Наушко, М. Павлунь, 2017).

У Львівському університеті термобарогеохімічні дослідження (з 60–70 років ХХ ст. і донині) мали переважно прикладний характер і торкалися, головню, ендегенного рудоутворення на прикладі родовищ кольорових, рідкісних і благородних металів різних геолого-генетичних і формаційних типів. Їх проводили на кафедрі пошуків і розвідки родовищ корисних копалин (нині кафедра геології корисних копалин), у Забайкальській експедиції науково-дослідної частини, Проблемній науково-дослідній лабораторії геохімії і глибинних тектонічних процесів, лабораторії прикладної термобарогеохімії – єдиної в колишньому СРСР, а в останнє десятиліття ХХ ст. – в Інституті геології і металогенії золота, кольорових металів та алмазу. Їх очолювали професори С. М. Лазько, А. В. Пізнюра, а наприкінці ХХ–на початку ХХІ ст. – М. М. Павлунь. У проблемній лабораторії провели дві апаратурні розробки: сконструювали охолоджувальну камеру для виявлення рідкого CO_2 у включеннях і вдосконалену установку для термозвукового аналізу, а також розробили методику аналізу хімічного складу потрійних водних витяжок з флюїдних включень у мінералах (Н. М'язь, Ж. Сімків, 1975). Удосконалено методику валового мас-спектрометричного аналізу газового складу флюїдних включень у мінералах і з'ясовано чинники, що впливають на результати аналізу, зокрема запропоновано технологічні кроки з усунення негативного впливу на якість діагностики газового складу (М. Павлунь, А. Костенко, В. Костін, 1986).

Неординарними стали методичні підходи Львівської школи ТБГХ і до деяких інших надважливих питань діагностики різних фізико-хімічних параметрів процесів мінерало(рудо)утворення. Зокрема, це стосувалося наріжної проблеми визначення тиску за синтетичними включеннями CO_2 і H_2O і поправок до температури за значеннями величини тиску, еквівалентними глибині утворення мінеральних парагенезисів (родовищ). Спираючись на теоретичні уявлення С. Лазька щодо генетичних і фазових особливостей поширення відповідних пар сингенетичних включень відповідно до бінарної системи $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ за різних термобаричних умов та діагностувавши густину CO_2 за температурою часткової гомогенізації включень CO_2 і дійсною температурою мінералоутворення за включеннями водного розчину, В. Калюжний і Л. Колтун 1953 р. практично визначили тиск мінералоутворення для умов формування кварцу з поліметалевих родовищ Нагольного Кряжу у Донбасі, що згодом набуло загального і звичного характеру. В цей час важливе значення відіграли дискусійні публікації С. Лазаренка, С. Лазька, А. Пізнюра “О пневматолитовых процессах в минералах и месторождениях” (1965) і Ю. Ляхова, С. Лазька, А. Пізнюра “О двойной роли газовой фазы постмагматических растворов в эндогенном минералообразовании” (1965), якими доведено наявність глибинного пневматолізу під час формування мінералів, родовищ та виявлено подвійну роль газової фази постмагматичних розчинів в ендегенному мінералоутворенні.

Ю. Ляхов у публікації “Погрешности при определении давления минералообразования по газовой-жидким включениям с галитом, их причины и пути устранения” (1973) з фізико-хімічного погляду довів, що чим вище концентрація солей у розчинах включень, тим крутіший нахил ізохор буде на РТФ-діаграмі водно-сольових розчинів, а це означає, що навіть за дуже високої температури і концентрації тиск буде нижчим, ніж це уявляли раніше. Вчений дуже предметно розглянув науково-прикладні і методичні можливості використання так званих “ореолів пропарювання”, які закартовуються при декрепі-

таційному зніманні, профілюванні і каротажі свердловин у статті “Морфометрия околожилных ореолов гидротермального формирования по данным декрепитации” (1979), сформулював загальні дороговкази для реалізації декрепітаційних розшуково-оцінних робіт на різних родовищах. Тоді ж визначено РТ-параметри за включеннями в мінералах ранньоархейських глибокометаморфічних утворень УЩ (А. Сіворонов, А. Росихіна, 1976).

У 1981 р. вийшла друком концептуальна стаття Є. Лазька “О термобарогеохимической зональности”, що узагальнила дані про палеотемпературні градієнти, співвідношення комплексів окисних і відновних газів, головних катіонів – аніонів, густини флюїдів тощо та розкрила зміст такої зональності й обґрунтувала просторове розташування зон, що фізико-хімічно оптимально сприятливі для формування відповідного геолого-генетичного і формаційного типу зруденіння з урахуванням структурно-фаціальних умов рудолокалізації. Це відобразилося у багатьох пізніших публікаціях: “Термобарогеохимическое моделирование рудных формаций и практика поисково-оценных работ” (Є. Лазько, Ю. Ляхов, А. Пізньор, М. Павлунь, 1990); “Термобарогеохимия у сучасній геології (пошуки, розвідка та експлуатація родовищ)” (Є. Лазько, Ю. Ляхов, А. Пізньор, М. Павлунь, І. Попівняк, 1994) та багато інших.

Серед найвагоміших здобутків наших дослідників зазначимо такі. На підставі великого масиву фактологічних матеріалів з вивчення родовищ W, Mo, Sn, Cu-Mo, Au, Au-Ag, Pb, Zn, Sb, Hg, флюориту, п'єзооптичного кварцу різних постмагматичних формацій науковці факультету прецизійно визначили і модельно реконструювали флюїдний режим ендегенних рудоутворювальних процесів і фізико-хімічні чинники рудоконцентрації з діагностуванням ТБГХ-ознак глибинності перебігу таких процесів щодо синрудної палеоповерхні, особливо для золоторудних формацій, головних рис і чинників ТБГХ-зональності рудних полів та фізико-хімічних передумов й ТБГХ-ознак прогнозування, розшуків та оцінки зруденіння. Розкрито принципи, логіку, методологію, технологію генетичного, структурного (просторового), дослідно-методичного і спеціалізованого ТБГХ-опробування рудних тіл та різних геологічних об'єктів як первинної ланки досліджень за польових умов. Виконано ТБГХ просторово-часове моделювання рудоутворювальних процесів як основи локального прогнозування: побудовано різні комплексні фізико-хімічні моделі з вирізненням й описом їхніх складових – термометричних, барометричних, агрегатно-густинних (фазово-гомогенізаційних), іоно-метричних, гідро- і газохімічних, концентраційно-сольових, декрепітаційних – для родовищ різного геолого-генетичного типу – та показано зміст їхньої геолого-генетичної і прикладної інтерпретації та використання. З'ясовано відповідні фізико-хімічні рудоконтролювальні чинники і виявлено та сформульовано головні й другорядні ТБГХ-критерії та ознаки зруденіння, розкрито алгоритми їхнього застосування з позицій багатоетапного (логічного збільшення масштабу) розвитку геологорозвідувального процесу включно з експлуатаційними (видобувними) роботами, коли наявна потреба у передбаченні й оцінці вірогідної просторової поведінки концентраційних і структурно-морфологічних рудних стовпів типу бананів з глибиною.

Результати цих досліджень висвітлюються у численних наукових звітах та докторських дисертаціях: А. В. Пізньора, Ю. В. Ляхова, І. В. Попівняка, М. М. Павлуня і в низці кандидатських дисертацій: Ю. Ляхова, Ю. Дорошенка, С. Івасіва, І. Попівняка, М. Павлуня, М. Головченка, Ж. Сімків, Т. Павлюка, С. Ціхоня. Оpubліковано багато наукових статей, а також чимало монографічних зведень, першими серед яких були: “Хрустале-

носные кварцевые жилы и их генезис (на примере изучения Алданских месторождений горного хрусталя)” (Е. М. Лазько, 1957), “Основы анализа физико-химических свойств минералообразующих растворов по включениям в минералах” (В. Ф. Лесняк, 1964).

В 1972 р. з’явилися абсолютно новітні “Методические указания по анализу рудообразующих растворов и их применению для прогнозной оценки рудоносных площадей и в практике поисково-разведочных и эксплуатационных работ”, складені Є. Лазьком і Ю. Ляховим, які стали першою у світі спробою широкого запровадження ефективних, експресних і порівняно дешевих ТБГХ-досліджень для прогнозування, розшуків та оцінки рудних покладів.

У 1981 р. опубліковано монографію професорів Є. Лазька, Ю. Ляхова і А. Пізнюра “Физико-химические основы прогнозирования постмагматического оруденения (по термобарогеохимическим данным)”, у якій розглянуто теоретичні питання фізико-хімічних умов формування і ТБГХ-зональності зруденіння родовищ різних рудних формацій, а третю частину винятково присвячено вирішенню прикладних завдань за даними термобарогеохімії. У 1995 р. видано монографію “Термобарогеохимия золота (прогнозирование, поиски и оценка оруденения)” за редакцією професора Є. Лазька (автори Ю. Ляхов, М. Павлунь, А. Пізнюр, І. Попівняк), яка стала третьою спробою науковців Львівського університету впровадити в теорію рудогенезу і в практику геологорозвідувальних робіт ТБГХ-методику щодо золоторудних формацій, хоча відображені в ній теоретико-методологічні і прикладні матеріали мають загальне значення.

За останні десятиліття на кафедрі геології корисних копалин продовжуються активні термобарогеохімічні дослідження, головно, золоторудних родовищ України (Юріївське, Майське, Балка Золота, Українського щита, Мужіївське, Сауляк, Білий Потік тощо в Українських Карпатах). Дуже плідні термобарогеохімічні дослідження петрогенезису породних утворень нижньоархейського чарнокіт-гранулітового комплексу УЩ та пов’язаного з ним Майського золоторудного родовища висвітлено у статті “Флюїдний режим процесів петрорудогенезу та термобарогеохімічні критерії золоторудних зон Майського родовища” (І. Бакуменко, О. Бобров, М. Павлунь, А. Сіворонов). Цьому родовищу присвячено невелику монографічну працю “Майське золоторудне родовище (геологія, речовинний склад, модель утворення)” (Бобров О. Б., Сіворонов А. О., Скакун Л. З. та ін., 2000). Установлено фізико-хімічні умови формування та оцінку перспективності золотого зруденіння Липнязького рудного вузла на Кіровоградщині (І. В. Попівняк, Т. О. Павлюк). Розглянуто особливості фізико-хімічного перебігу процесів формування золоторудних родовищ УЩ на підставі реконструкції термобарогеохімічних ознак та параметрів флюїдного режиму мінералоутворення, установлено їхню матаморфогенно-гідротермальну природу. Наведено схеми стадійності і ТБГХ-режиму формування золоторудних родовищ Балка Широка і Майське (М. Павлунь, 2015).

У Карпатському регіоні за результатами термобарогеохімічних досліджень в Рахівському рудному районі встановлено фізико-хімічні умови та п’ятистадійне мінералоутворення під час формування золоторудного родовища Сауляк (І. Попівняк, С. Ціхонь, Т. Олійник та ін., 2004, 2016) і тристадійне – під час утворення рудопрояву Білий Потік (С. Ціхонь, 2014). Досліджено флюїдні включення у жильному кварці метаморфічних порід Чивчинських гір (І. Т. Бакуменко, В. П. Марусяк, 2006). Діагностовано генетичні типи флюїдних включень, хімічний склад, агрегатний стан та фазові співвідношення у включеннях мінералоутворювального середовища, визначено мінімальну температуру і фізико-хімічні особливості процесів мінералоутворення на неотектонічному стані роз-

вितку південно-східної частини Українських Карпат (*І. Попівняк, С. Ціхонь, С. Криль, 2008–2015*).

Досить активно термобарогеохімічні дослідження проводили і на кафедрі мінералогії. Вже у першій вищезгадуваній монографічній праці *М. Сливка (1955)* наведено досить ґрунтовні дані термобарогеохімічних досліджень за результатами вивчення включень у кварці та турмаліні в гранітних пегматитах. Перші результати вивчення включень у кварці типу мармароських діамантів та асоціюючому з ним кальциті з флішових відкладів Українських Карпат висвітлено у матеріалах першого засідання Комісії мінералогії і геохімії КБГА (*О. Матковський, 1961*). Вони засвідчили їх гідротермальне походження. Дані перших замірів температур гомогенізації включень у багатьох мінералах (кварцу, бариту, кальциту, сфалериту, кіноварі тощо) наведено у монографії “*Мінералогія Закарпаття*” (*Є. Лазаренко та ін., 1963*). Дані термобарогеохімічних досліджень з’являються і в інших уже згадуваних вище регіонально-мінералогічних працях. *А. А. Ясинська* у цей час провела першу генетичну класифікацію включень у мінералах метеоритів і Місяця.

Наступні термобарогеохімічні дослідження переважно комплексувалися з онтогенічними, ізотопно-геохімічними та іншими дослідженнями під час вивчення метаморфічного мінералоутворення у Мармароському масиві Карпат та гідротермально-метасоматичного мінералоутворення під час формування золото-поліметалевого зруденіння в Українських Карпатах і на Українському щиті. Їхні результати висвітлено у докторській дисертації *О. І. Матковського*, кандидатських дисертаціях *В. Б. Степанова, Л. З. Скакуна, О. В. Ємця, І. В. Мудровської, Н. О. Словотенко*, численних статтях і монографічних зведеннях. За результатами цих досліджень встановлено термодинамічні і фаціальні умови формування метаморфічних комплексів і пов’язаного з ним золотого, колчеданно-поліметалевого і марганцевого зруденіння (*О. Матковський, В. Степанов, А. Ясинська*), створено мінералого-генетичні моделі формування золото-поліметалевого зруденіння і флюорит-кварц-баритової та кварц-барит-алунітової жильної мінералізації Березівського рудного поля у Закарпатті (*Б. Ремешило, Л. Скакун, О. Ємець, Н. Словотенко*) і золотого зруденіння Саврансько-Синицівської площі Українського щита (*І. Мудровська*). Проведено перші дослідження первинних розплавних включень у плагіоклазі з афанітових базальтів ратинської світи міденосної трапової формації нижнього венду Західної Волині з гомогенізацією в інтервалі температур 1110–1200 °С (*І. Т. Бакуменко, Ю. І. Федоришин, 2005*), а також нові оригінальні дані щодо термометрії розплавних включень у кварці з алунітизованих туфів Березівського рудного району (*І. Бакуменко, М. Медвідь, Н. Словотенко, 2011*).

За результатами вивчення включень та інших досліджень висвітлено термобарогеохімію метаморфічного і післяметаморфічного мінералоутворення в кристалічному фундаменті Східних Карпат, за температурами гомогенізації включень у кварці і гранаті та різних мінералогічних термометрів визначено температуру утворення зелено-сланцевої й епідот-амфіболітової фації метаморфізму (*О. Матковський*). Важливими є результати катодолюмінісцентного імідж-аналізу як нового методу онтогенічних досліджень, який дає змогу розкрити анатомію мінеральних індивідів і з’ясувати походження флюїдних включень, характер росту і діагностику подій, розчинення і регенерації тощо (*Л. Скакун, Н. Словотенко, Р. Серкіз*). За даними термобарогеохімічних та ізотопно-геохімічних досліджень *Л. Скакун* розробив узагальнену модель формування золотого і срібного зруденіння Березівського рудного поля, за якою мінералоутворення контро-

льоване тут процесами взаємодії ювенільного гідротермального флюїду з метеорною водою та міжформаційним флюїдом.

Ще під час зародження Львівської термобарогеохімічної школи *М. П. Єрмаков* розпочав (1950–1952) читання курсу “Геотермометрія” для студентів геологічного факультету, а вже згадувана його книга стала не лише науковим дороговказом для дослідників в усьому світі, а й першим підручником. Сьогодні цей курс читають, головню, під назвою “Термобарогеохімія” (інколи з доповненням теоретична, прикладна). В різні роки його читали: *А. В. Пізнюк, Ю. В. Ляхов, М. М. Павлунь, І. В. Попівняк, І. Т. Бакуменко*. Нині його викладають *С. І. Ціхонь, Н. О. Словотенко*. Вчені розробили і видали навчально-методичну літературу. *А. В. Пізнюк* опублікував три конспекти лекцій за загальною назвою “Основи термобарогеохімії” – “Методи термометрії” (1973), “Методи барометрії” (1973), “Исследование состава и концентрации растворов” (1975) та посібник “Использование результатов исследований включений в теории рудообразования, практике поисков и разведки месторождений” (1976), а також підручник “Основи термобарогеохімії” (1986). *Ю. В. Ляхов* і *М. М. Павлунь* написали навчальний посібник “Курс термобарогеохімії: теоретичні засади і методологія вивчення флюїдних включень у мінералах”, а *І. В. Попівняк* і *С. І. Ціхонь* опублікували курс лекцій “Прикладна термобарогеохімія. Основи термобарогеохімічного пробовідбирання” та “Методи визначення тиску за газовими включеннями”. *Ю. В. Ляхов, М. М. Павлунь, А. В. Пізнюк* видали також чимало науково-методичних розробок, пов’язаних з вивченням включень у мінералах (визначення тиску, ерозійного зрізу та вертикального розмаху зруденіння, пошуково-оцінних критеріїв), зокрема й “Методи вивчення родовищ і прикладна термобарогеохімія” тощо. Численні дані термобарогеохімічних досліджень наведено у сучасних підручниках “Генезис мінералів” (*В. І. Павлишин, О. І. Матковський, С. О. Довгий*, 2003, 2007), “Основи мінералогії України” (*О. Матковський, В. Павлишин, Є. Сливко*, 2009), “Геологія корисних копалин. Ч. 1. Рудогенез” (*Ю. Ляхов, М. Павлунь, С. Ціхонь*, 2012).

Науковці факультету приймали активну участь у роботі різних наукових форумів пов’язаних з вивченням включень у мінералах, зокрема, Шостої Всесоюзної наради з термобарогеохімії 1978 р. у Владивостокі (*Ю. Дорошенко, Л. Колтун, Н. М’язь, А. Пізню, І. Попівняк*), Сьомої Всесоюзної наради “Термобарогеохімія рудообразующих флюїдов (по включенням в мінералах)” 1985 р. у Львові (*Є. Лазько, Ю. Ляхов, О. Матковський, Н. М’язь, А. Пізню, М. Павлунь, І. Попівняк, Ж. Сімків, А. Ясинська* та ін.), XII Європейського симпозіуму з флюїдних включень у мінералах 1993 р. у Польщі (*О. Бобров, О. Матковський, А. Пізню, І. Попівняк* та ін.)

Важливим підсумком університетських дослідників останніх двох десятиліть є підготовка і видання фундаментальних колективних монографічних зведень, а саме: “Геолого-генетична типізація золоторудних родовищ України” (2004, автори *О. Бобров, А. Сіворонов, Ю. Ляхов, М. Павлунь, Л. Скаун, В. Степанов* та ін.) і уже згадуваних 3–5-ої книг із серії “Мінерали Українських Карпат”.

У монографії “Геолого-генетична типізація золоторудних родовищ України” висвітлюються особливості генезису золотого зруденіння на родовищах УЩ, Донбасу та Українських Карпат. На підставі матеріалів геолого-мінералогічних і детальних ТБГХ досліджень флюїдних включень у мінералах уперше вирізнено шість природно різних генотипних родовищ золота Українського щита й фанерозойського облямування, що належать до плутоногенно-, вулканогенно- та метаморфогенно-гідротермальних утво-

рень. Аргументовано доведено, що за ступенем термостатування палеогідросистем золотоконцентрації, відображення якого є величина $\Delta T/100$ м, і змінного *PT*-режиму в часі (особливо за співвідношенням $\Delta T/\Delta P$ та оцінкою динаміки просторово-часових флуктуацій інтенсивних фізико-хімічних параметрів, фазово-компонентного складу й агрегатного стану рудоносних флюїдів), родовища золота коректно зіставні з трьома різноглибинними золоторудними формаціями (за Н. Петровською). Однак генетична і формаційна позиція родовищ тут значно чіткіша, оскільки ґрунтується на інструментально-кількісній оцінці фізико-хімічних умов за флюїдними включеннями у мінералах. Для генотипних родовищ виділено допродуктивні, продуктивні і післяпродуктивні мінеральні комплекси і типові для них мінеральні асоціації, проаналізовано послідовність формування рудних мінералів та особливості флюїдного режиму рудного процесу.

У п'ятій книзі "Мінерали Українських Карпат. Процеси мінералоутворення" (автори О. Матковський, П. Білоніжка, Д. Возняк та ін.) вперше узагальнено матеріали з відтворення надзвичайно складного й багатогранного процесу мінералоутворення в Українських Карпатах. У семи розділах проаналізовано наявні дані авторів та їхніх попередників стосовно магматичного, гідротермально-метасоматичного осадового, метаморфогенного, гіпергенного, космогенного та сучасного мінералоутворення. Різні аспекти термобарогеохімічних досліджень включень (агрегатний стан, температури гомогенізації та декриптації, хімічний та ізотопний склад) найбільш широко використано під час аналізу процесів магматичного, гідротермально-метасоматичного й осадового мінералоутворення. Вони слугували основою розробки мінералого-генетичних моделей формування родовищ різних корисних копалин (золота, поліметалів, ртуті, бариту, цеолітів, солей тощо) і деяких загальних особливостей цих процесів, а також формаційно-фаціальних умов формування магматичних, метасоматичних, метаморфічних та осадових гірських порід.

На завершення зазначимо, що внесок українських вчених у галузь термобарогеохімічних досліджень цілком відповідає влучним і змістовно лаконічним словам одного з ранніх корифеїв вивчення включень у мінералах К. Сорбі "... Включення, які ми вивчаємо, дуже малі, проте висновки, до яких ми внаслідок цього доходимо, великі". За словами академіка О. Ферсмана, значення дослідження визначається не тільки тим, що воно через гушавину лісу прорубує зовсім іншу дорогу, а й тим, що воно робить цю просіку проїжджою і змушує всіх рухатись новим шляхом, а термобарогеохімічна школа професора М. Єрмакова розширює її, охоплюючи дослідженнями усе нові і нові, часто непередбачувані, об'єкти. Саме в цьому полягає світовий науковий феноменальний поступ сучасних термобарогеохімічних досліджень флюїдних включень у мінералах.

Школу геології і металогенії докембрію заснував професор Є. Лазько, який за наказом МВССО СРСР 1950 р. з Московського інституту кольорових металів і золота перейшов на працю у Львівський університет. До переїзду у Львів, на геологічний факультет, він уже мав чималу польову і камеральну практику досліджень докембрійських утворень Алданського щита та пов'язаних з ними родовищ корисних копалин. Його оригінальні та пріоритетно-піонерські дослідження високометаморфізованих архейських породних комплексів ієнгрської серії, розпочаті 1943 р., продовжувались до 1960 р. Саме йому вдалося обґрунтувати і запропонувати зміну назви "Алданська плита" на "Алдано-Вітімський щит" і розчленувати його утворення на архейську і протерозойську частини. Першим і вагомим результатом його досліджень докембрійських утворень

стала фундаментальна монографія “Геологическое строение западной части Алданского кристаллического массива” (1956) і докторська дисертація, захищена роком раніше.

Отримані на Алданському щиті матеріали разом із аналізом відомих на той час особливостей геології інших ранньодокембрійських геотектонічних структур дали можливість *Є. Лазьку* ще тоді висловити дуже плідну думку про особливий (догеосинклінальний) характер розвитку земної кори в архей. Він практично започаткував майже одночасно з Л. Салопом порівняльний історико-геологічний підхід до вивчення раннього докембрію, який багаторазово демонстрував в неординарних публікаціях й узагальнив у фундаментальній праці “Основы региональной геологии СССР. Т. 3. История формирования структуры” (1971). В ній показано принципову відмінність між архейським і протерозойським етапами геологічного розвитку земної кори і металогенічною спеціалізацією цих етапів.

Очевидним ставало, що завдання розпізнання архейських геологічних подій не вирішується розробленими на прикладі фанерозою підходами. *Є. Лазько* дійшов висновку про необхідність пошуку для цього нових прийомів вивчення високометаморфізованих і гранітизованих комплексів та створення зовсім нової теоретичної основи зі своєю термінологією для пояснення складних геологічних явищ того часу. Вчений акцентував увагу на першочерговість вирішення на парагенетичній (емпіричній) основі геологічних формацій і всебічного їх вивчення. Такий неординарний методичний підхід був цілком умотивований з погляду на неможливість застосування методу актуалізму до вивчення раннього докембрію і непридатність для розуміння ранньої історії Землі фанерозойських геотектонічних концепцій як класичної геосинклінально-платформної, так і новітньої плейттектонічної. Ця плідна ідея стала головною під час вивчення під його керівництвом докембрійських утворень і згодом лягла у підґрунтя школи геології докембрію та геолого-формаційних і металогенічних досліджень Львівського університету імені Івана Франка та блискуче реалізована ним разом з учнями на Українському щиті (УЩ).

Давня геотектонічна структура надр України – УЩ – на той час за таким методологічним підходом була абсолютно стерильною, а геологи столичних науково-дослідних інститутів застосовували до її вивчення винятково геосинклінально-фанерозойські підходи через “зняття” метаморфізму порід для діагностики їхнього висхідного стану тощо, що не забезпечувало очікуваного результату ні для реконструкції процесів формування структури, ні для побудови геологічної (структурно-формаційної) карти. Тому на геологічному факультеті під його керівництвом сформували спочатку зовсім невелику групу з молодих та амбітних випускників (рис. 4), які розпочали непрості дослідження УЩ з аналізу фондових матеріалів експедицій і світової літератури, тривалих польових досліджень і камерального опрацювання матеріалу. Дуже скоро почали виходити друком статті з геології, стратиграфії, структури і формаційного аналізу УЩ, відбулося чимало захистів ними кандидатських дисертацій (*В. Кирилюк, Г. Яценко, А. Сіворонов*). Опановуючи нові підходи до стратиграфічного породного і вікового розчленування структури УЩ, накопичуючи усе більше фактологічного матеріалу і науково-дидактичних аргументів, ця група підійшла до формулювання концептуальних висновків щодо змісту і результатів структурно-формаційного аналізу докембрію, діагностики віку породних комплексів і відповідних формацій архею і протерозою УЩ.



Рис. 4. Євген Лазько з дружиною Євгенією Лавренко та учнями Віктором Кирилюком (в центрі) і Альбертом Сівороновим (праворуч), 1964 р.

Однак найвагоміший внесок наукова школа докембрію зробила у справу вдосконалення методів вивчення і виявлення особливостей формування фундаменту давніх платформ у ранньому докембрії. Вони небезпідставно акцентували увагу на першочерговості вирішення і всебічного вивчення геологічних формацій на парагенетичній (емпіричній) основі. Важливість такого структурно-формаційного підходу у практичному плані вбачали у двох найважливіших аспектах – вдосконалення на формаційній основі методів геолого-знімальних робіт, насамперед на УЩ, та металогенічні і прогнозно-металогенічні дослідження. Взаємозв'язок у вирішенні таких проблем очевидний. Різномірно й аргументовано доведено, що становлення формацій є складною сукупністю процесів мінерало- і породоутворення, що зумовлюють певну геохімічну і, відтак, металогенічну спеціалізацію. Надважливим також є певне просторово-часове поєднання формацій різних петрогенетичних класів, що породжують такі структурні, літологічні, мінералогічні, геохімічні та фізико-хімічні умови, за яких проведення рудогенеруючих і рудоакумулюючих процесів є найвірогіднішим. Така науково-неординарна ідеологія майже одразу увінчалася помітними успіхами і щодо реалізації геолого-формаційних досліджень, і щодо захисту учнями вченого кандидатських і докторських дисертацій з різних проблем цього нетрадиційного підходу до вивчення нижнього докембрію.

Найважливішим їхнім результатом присвячено багато неординарних монографічних праць цієї відомої школи: “Методические указания по формационному анализу высокометаморфизованных комплексов докембрия Украинского щита” (1970), “Нижний докембрий западной части Украинского щита. Возрастные комплексы и формации” (1975),

“Методические указания по составлению карт формаций раннего докембрия (для целей геологического картирования и металлогенического прогноза)” (1979), “Нижний докембрий центральной части Украинского щита” (1980), “Железисто-кремнистые формации докембрия Европейской части СССР. Зеленокаменные пояса и роль вулканизма в формировании месторождений” (1990), “Железонакопление в докембрии” (1992). Їх також відображено на новітніх геологічних і геолого-формаційних картах і в пояснювальних записках до них, підготовлених за участю вчених школи та за редакцією Є. Лазька – зокрема на картах “Геологическая карта кристаллического основания Украинского щита” масштабу 1 : 500 000 (1983, Є. Лазько – заступник головного редактора) та “Карта геологических формаций Украинского щита” масштабу 1 : 1 000 000 (1984, Є. Лазько – відповідальний редактор). А “Карта геологических формаций докембрия Украинского щита” масштабу 1 : 500 000 (1991, Є. Лазько редактор), видана російською та англійською мовами з відповідними пояснювальними записками, є першим у світі досвідом складання геолого-формаційних карт і свідчить про практичне завершення керованим Є. Лазько колективом його учнів і послідовників процесу формаційного розчленування нижнього докембрію регіону на парагенетичній основі.

Сьогоднішній період теж увінчався дуже глибокими і змістовними працями в контексті здобутків школи геології і металогенії докембрію, зокрема: 2006 р. в Києві вийшла друком праця з теоретико-практичних аспектів використання формаційного аналізу докембрію при геологічній зйомці “Формаційний аналіз нижньодокембрійських комплексів Українського щита під час проведення геолого-знімальних робіт” (О. Бобров, А. Лисак, К. Свєшніков, А. Сіворонов, І. Паранько, Б. Малюк, 163 с.), а 2010 р. опубліковано монографію “Гранулитовые структурно-формационные комплексы Украинского щита – Европейский эталон” (Київ, 201 с.) – це путівник геологічних екскурсій Міжнародної науково-практичної конференції “Стратиграфия, геохронология и корреляция нижнедокембрійских породных комплексов фундамента Восточно-Европейской платформы”.

Геологічні дослідження без вивчення металогенічної спеціалізації різновікових структурно-формаційних комплексів щитів не є повними і завершеними. Саме з позиції фундаментальної праці “Формационные комплексы архея и их металлогения” (Є. Лазько. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 7, 1987) та багатьох не менш важливих інших розглядають металогенію архею, що детально і глибоко проаналізована у винятковій і свого роду поки що єдиній монографії “Металлогения архея” (2005), яку засновник школи підготував разом з учнями (Є. Лазько, В. Бобров, А. Сіворонов). На жаль, у друкованому вигляді він уже не зміг її побачити, як і не побачив дуже змістовний навчальний посібник “Ендогенні рудні формації” (2004), де вчений розкрив новітні уявлення про рудно-формаційний аналіз, зміст поняття “рудна формація”, про головні, другорядні й екзотичні рудні формації, їхні групи і ряди, просторові закономірності поширення й еволюцію в геологічній історії розвитку земної кори.

Варто нагадати, що сьогодні такі геолого-формаційні дослідження продовжуються, у тім числі і в дещо несподіваному і навіть невластивому для школи аспекті. Адже добре відомо, що родовища алмазу в кімберлітах за правилом Кліффорда поширені в архейських кратонах та в лампроїтах, однак уже в протерозойському облямуванні архейських ядер. Докембрійські геокомплекси також уміщують різні золоторудні формації здебільшого великих глибин. Професор Г. Яценко уже з новою генерацією вчених розробив зовсім нову для УЩ неординарну модель так званого флюїдизитно-

експлозивного алмазоутворення щодо Інгільського мегаблоку УЩ, а О. Гайовський та І. Яценко 2016 р. захистили дуже оригінальні кандидатські дисертації з цієї проблеми (рис. 5). На загал цікавими і плідними є їхні дослідження з геології і металогенії докембрію, головні результати яких теж опубліковані в десятках статей і багатьох монографіях, зокрема: “Месторождения золота в гнейсовых комплексах докембрия Украинского щита” (Г. М. Яценко, А. К. Бабынин, Е. М. Сливко и др., 1998), “Алмазоносные формации и структуры юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы. Опыт минералогии алмаза” (Г. М. Яценко, Д. С. Гурский, Е. М. Сливко и др., 2012), “Металогения золота протоплатформных структур Украинского щита (Кировоградский блок)” (Г. Яценко, О. Гайовский, Е. Сливко). Серед праць з геології докембрію треба назвати працю національного рівня “Геологічна карта України” масштабу 1 : 1 000 000 та пояснювальну записку до неї у 2-х частинах. Перша з них стосувалася усієї тектоніки України, одним із співавторів якої був А. Лисак – яскравий представник цієї школи, а одноосібним автором карти і записки “Тектоніка фундаменту Українського щита” є професор В. Кирилюк – один з перших учнів засновника школи геології і металогенії докембрію.



Рис. 5. Герман Яценко (в центрі) обговорюють разом із Євгенією Сливко і Олегом Гайовським проблеми алмазоносності України, 2007 р.

Зазначимо, що серед представників школи геології докембрію понад дванадцять кандидатів наук і дев'ять докторів наук (В. Кирилюк, А. Сіворонов, Г. Яценко, К. Свешніков, О. Бобров, І. Паранько, Б. Малюк, Л. Ісаков, В. Сукач).

Як бачимо, геологічний факультет зробив помітний науково-методологічний внесок у розрізі діяльності описаних наукових шкіл, які і надалі не припиняють нарощувати і

розширювати наукові обрії досліджень з різних аспектів мінералогії, флюїдних включень у мінералах і геології та металогенії докембрію.

СПИСОК ВИКОРИСТАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ

1. Білоніжка П., Матковський О., Павлунь М. та ін. Геологічний факультет Львівського національного університету імені Івана Франка (1945–2010) / П. Білоніжка, О. Матковський, М. Павлунь, Є. Сливко. Довідково-інформаційне видання: видання друге, перероблене і доповнене. – Львів : Видавничий центр ЛНУ, 2010. – 520 с.
2. Геології і металогенії докембрію школа професора Є Лазька / Encyclopedia Львівського національного університету імені Івана Франка : в 2-х томах. Т. 1. Львів : Видавничий центр ЛНУ, 2011. – С. 334–335.
3. Матковський О. Мінералогічна школа академіка Євгена Лазаренка та її внесок у розвиток сучасної мінералогії // Мінерал. зб., 2016. – № 66. Вип. 2. – С. 3–23.
4. Матковський О. Термобарогеохімічна школа професора Миколи Єрмакова та її внесок у розвиток генетичної мінералогії й вчення про родовища корисних копалин / О. Матковський, І. Наумко, М. Павлунь // Мінерал. зб., 2017. – № 67. Вип. 1. – С. 3–37.
5. Мінералогічна школа академіка Євгена Лазаренка / Там само. Т. 2. – 150.
6. Термобарогеохімічна школа професора Миколи Єрмакова. Там само. Т. 2. – С. 515.

*Стаття: надійшла до редакції 19.09.2017
прийнята до друку 27.12.2017*

CONTRIBUTION OF THE SCIENTISTS FROM THE GEOLOGICAL FACULTY OF IVAN FRANKO NATIONAL UNIVERSITY OF LVIV IN DEVELOPMENT OF SCIENTIFIC SCHOOLS OF YEUVHEN LAZARENKO, MYKOLA YERMAKOV AND YEUVHEN LAZKO

O. Matkovskiy, M. Pavlun

*Ivan Franko National University of Lviv,
Hrushevsky Str., 4, 79005 Lviv, Ukraine
e-mail: mineral@franko.lviv.ua*

The contribution of scientists from the Geological Faculty of Ivan Franko National University of Lviv in the field of mineralogical, thermobarogeochemical and structural-formation studies to the conception and development of such scientific schools has been characterized: the mineralogical school of Academician Yevhen Lazarenko, the thermobarogeochemical school of Professor Mykola Yermakov and the school of Precambrian geology and metallogeny of Professor Yevhen Lazko. The most significant achievements of these studies are presented. Developed on their basis criteria of mineral-, rock- and ore

genesis, prediction and prospecting of ore deposits, valuation of mineral raw materials quality and structural-formation analysis are characterized.

Key words: scientific school, Geological Faculty of Ivan Franko National University of Lviv, mineralogical scientific school, thermobarogeochemical scientific school, scientific school of Precambrian geology and metallogeny, genesis of minerals, ore genesis, structural-formation analysis.

УЧЕНИЙ, ВЧИТЕЛЬ, ЗАСНОВНИК ЛЬВІВСЬКОЇ НАУКОВО-ПЕДАГОГІЧНОЇ ШКОЛИ ГЕОЛОГІЇ, ОРГАНІЗАТОР НАУКИ, ЛЮДИНА

**О. Бобров, В. Кирилюк, А. Лисак, Ю. Ляхов, М. Павлунь,
А. Сіворонов, Г. Яценко**

*Львівський національний університет імені Івана Франка,
вул. Грушевського, 4, 79005 Львів, Україна
e-mail: zaggeol@franko.lviv.ua*

Розглянуто найважливіші віхи життя професора Є. Лазька, описано наукові й педагогічні досягнення та здобутки, показано його визначальну роль у дослідженнях нижнього докембрію фундаменту давніх платформ, передусім їхніх щитів (Алданського, Українського), у розробці теорії та практики прикладної термобарогеохімії й рудоутворення.

Розкрито його організаторські задатки та їхні наслідки у науковій і педагогічній діяльності та в створенні Львівської наукової школи геології докембрію, прикладної термобарогеохімії постмагматичних рудних формацій, Львівської педагогічної школи з геології.

Ключові слова: геологія, структурно-формаційний аналіз, термобарогеохімія, рудна формація, нижній докембрій, металогенія, рудоутворення.



Восени 2015 р. виповнилося 100 років від дня народження Євгена Лазька.

Ця дата спонукає нас, його учнів і послідовників, ще раз повернутися до світлого образу Євгена Лазька і фахово проаналізувати не тільки теоретичні ідеї та науково-прикладні здобутки вченого і педагога, що вже у багатьох різних аспектах проведено у низці публікацій [1–3], а й описати найважливіші сторони життя і діяльності цієї непересічної людини. Як свого часу зазначив видатний океанограф кінця XIX – початку XX ст. Ю. Шокальський: “...люди виховуються не проповідями і настановами, а прикладами”. Життя і творчість Є. Лазька – яскравий і вічний приклад до наслідування сучасній когорті молодих учених-геологів.

Саме у цьому зв’язку на геологічному факультеті Львівського національного університету імені Івана Франка відбулася велелюдна Урочиста Академія з вшанування пам’яті видатного вченого-геолога, педагога, організатора науки, засновника Львівської наукової школи геолого-формаційного аналізу і металогенії докембрію та напряму “прикладна термобарогеохімія”, заслуженого діяча науки і техніки УРСР, лау-

реата Державної премії УРСР і лауреата нагороди Ярослава Мудрого АН Вищої школи України, багаторічного завідувача кафедри “Розшуків і розвідки корисних копалин”. Спробуємо тут дуже стисло передати головний зміст і дух Урочистої Академії, що відображає життя і творчість Є. Лазька.

Є. Лазько прожив досить тривале і славне життя, наповнене працею, пізнанням природи і творчістю вченого. Завідуючи кафедрою, він одночасно був науковим керівником Проблемної лабораторії геохімії і глибинних тектонічних процесів, а пізніше Проблемної лабораторії ендегенних процесів, Забайкальської науково-дослідної експедиції, єдиної в колишньому СРСР лабораторії прикладної термобарогеохімії, організатором численних підрядних госпдогвірних науково-дослідних тем з Мінкольорметом і Мінгеології СРСР та УРСР, які виконували співробітники кафедри і науково-дослідної частини геологічного факультету Львівського національного університету імені Івана Франка в Центральному і Північному Казахстані, Східному і Західному Забайкаллі, Якутії, Середній Азії (Киргизстан, Узбекистан, Таджикистан), на Кавказі і Полярному Уралі і, звичайно, в Україні.

Обдарований від природи великим талантом натураліста, і всеохоплюючим розумом, великою чіпкою пам'яттю, неперевершеною здатністю до аналізу, синтезу, вичленування з маси фактів найголовнішого і найзмістовнішого (його улюблений повчальний рефрен: “що ж ти за лісом дерев не бачиш?”), він з дитинства наполегливо займався самоосвітою і самовихованням – іншого шляху та змоги пізнати непізнане у нього не було.

Варто зазначити, що головна сила розуму Є. Лазька полягала, мабуть, в його здатності до узагальнення. Однак він завжди усіх вражав пам'яттю на деталі, передусім на факти, та емпірично виявлені закономірності, які він дуже цінував і значення яких завжди виокремлював. Пам'ять на них у нього була вражаюча (а як, скажімо, без цього написати ще в 60-х роках минулого століття тритомний навчальний посібник “Региональна геологія СРСР”). Цілком вірогідно, що саме ця винятково феноменальна пам'ять на деталі давала йому змогу, здавалося б, так легко підсумовувати їх в блискучі узагальнення, особливо з регіональної геології і геології докембрію.

Складні життєві обставини сформували у нього ще одну дуже важливу рису характеру – доводити задуману справу до кінця і мобілізувати людей на виконання ним задуманого. І хоча він завжди доручав складні завдання своїм соратникам і вірив у їхнє виконання, усе ж найважче і найскладніше брав на себе.

Поза сумнівом, він був науковим організатором великого масштабу. Проявляючи ініціативу, він умів вгадати потрібну дію, вдало скеровував і спрямовував людей і вправно розставляв їх у роботі, вмів окреслюючи для кожного з них завдання. Варто зазначити, що якогось і скільки-небудь помітного тертя з колегами у нього практично не було. У кожному разі ми, його учні, цього не зауважували. Радше навпаки, простежували лише сприяння з його боку і толерантне ставлення до усіх і кожного. Однак, за його висловом, усі добре знали: “так працюємо до першого фолу”. Його, звичайно, ніхто недопускав.

Здебільшого вчені присвячують себе одній і дуже вузькій галузі знань. Натомість енциклопедист від геології Є. Лазько належав до тієї порівняно малопоширеної категорії вчених, які, маючи багатогранний талант і неймовірну працездатність, зробили великий внесок у різні наукові напрями. Він залишив після себе “глибокий слід” в історії розумового теоретико-прикладного розвитку найскладніших частин геології, передусім

– геології докембрію, металогенії, прикладної термобарогеохімії і рудоутворення, формаційного аналізу нижнього докембрію та складання геолого-формаційних карт, вищої геологічної освіти. Усюди він проявив себе дуже відповідально, коректно, ефективно і блискуче! А ще ж Є. Лазько – знавець поезії і живопису та редактор “від Бога” надскладних стилістично, семантично, термінологічно геологічних текстів, наукових статей і монографій. Не змінюючи основи авторського тексту, а лише переставивши місцями слова чи вставивши у текст одне чи два слова – і речення ставало змістовно завершеним та яскравим за формою, простим і доступним для розуміння.

Водночас свої наукові досягнення вчений презентував у статтях і монографіях дуже досконалою літературно мовою, помітно відмінною від “сухої” академічної лексики. Чистоту мови він цінував і завжди дуже влучно, образно і здебільшого лаконічно та разом з тим ємно формулював. Його праці написані взірцево, ясно і просто. Такими ж досконалими, завершеними і зрозумілими були його думка і мова під час читання лекцій і виголошення наукових доповідей.

Професор Є. Лазько був відважним польовим геологом. Чого, зокрема, вартують його польові дослідження породних комплексів Алдану і п’езокварцових родовищ під час Другої світової війни, обстеження територій шляхом сплавлення у човні в кінці 40-х і на початку 50-х років бурхливими і непередбачуваними ріками в дикій і пустельній тайговій місцевості в Якутії. Він надавав перевагу і відводив першорядне місце польовим експедиційним роботам, де б їх не проводили, добре усвідомлюючи визначальне значення первинних польових спостережень, документування геологічних об’єктів і відбору взірців порід і руд *in situ* (на місці залягання).

Особисте відвідування та обстеження родовищ корисних копалин різних геолого-генетичних і рудно-формаційних типів за будь-яких можливостей Є. Лазько вважав за обов’язкове. І коли траплялось так, що його колеги з різних причин не змогли відвідати те чи інше родовище району своїх досліджень, завжди терпляче, коректно і вкотре пояснював, що це неприпустимо. У нього на робочому столі завжди лежали штуфи руд, часто своєрідних і малопоширених, які він збирав особисто на родовищах у різних регіонах колишнього СРСР і зарубіжжя. Зрештою, саме це стало поштовхом і початком реалізації його неймовірної ідеї про створення, як зараз з’ясовується, єдиного в світі музею рудних формацій. Сьогодні музей повноцінно функціонує на кафедрі геології корисних копалин як важлива наукова і дидактична збірка головних рудних формацій чорних, кольорових, рідкісних, благородних металів і неметалевої сировини (п’езооптичного кварцу й ісландського шпату, азбесту і тальку, апатиту, флюориту, самородної сірки, фосфоритів тощо).

Є. Лазько був автором, співавтором і редактором багатьох наукових монографій, статей з геології докембрію, рудоутворення і термобарогеохімії, структурно-формаційних карт докембрію УЩ, учасником численних сесій міжнародних геологічних конгресів, членом міжвідомчого тектонічного комітету СРСР і комісії з рудоутворення, наукових рад АН СРСР з геології докембрію і геохімії земної кори, експертом ВАК СРСР і Комісії з присудження Державних премій УРСР, головою спеціалізованих рад з захисту дисертацій, науковим керівником аспірантів і співшукачів наукового ступеня (понад 30 кандидатів і 13 докторів геолого-мінералогічних наук з проблем геології і металогенії докембрію, рудогенезу і термобарогеохімії постмагматичних рудних формацій).



Біля відслонення в долині р. Інгул (Український щит, 1970).
Справа наліво – Є. Лазько, А. Сіворонов, А. Лисак, Г. Яценко.



Євген Лазько зі своїм учнем Альбертом Сівороновим.

Здається іноді неймовірним, що одна людина може зробити так багато за своє життя. Звичайно, таке під силу тільки високообдарованій людині з широкою зацікавленістю і тільки вченому, що не знав втоми. Як зазначила у своїй вітальній телеграмі на адресу Урочистої Академії донька ученого О. Лазько, – “тільки робота”. Важливе значення тут, поза сумнівом, мали і його високі моральні якості – доброта, доброзичливість до людей, бажання допомогти кожному, передати свої знання і досвід, здатність щиро радіти успіхам колег. Перефразовуючи слова А. Достоевського, брата письменника Ф. Достоевського, про С. Лазько можна сказати, що доля нечасто тішить людство, посилаючи Землі людей, які силою свого духу об’єднують навколо себе поборників науки, культури та освіти. Саме такою людиною і був наш учитель.

У контексті реферованого необхідним і повчальним є ретроспективний погляд на найголовніші віхи життя та наукової творчості С. Лазька. Його дуже стисло можна окреслити так.

Свою трудову діяльність він розпочав на вугільних шахтах Донецького вугільного басейну, де виконував дуже важкі ризиковані роботи – відкатника вагонеток з вугіллям та електрослюсаря. Цілком вірогідно, що саме ця праця в підземних лавах шахт спонукала його до вибору майбутньої професії інженера-геолога. У 1934 р. він починає навчання у Московському геологорозвідувальному інституті, де здобуває ґрунтовну фахову геологічну освіту й одразу після закінчення навчання з відзнакою 1939 р. вступає в аспірантуру. Будучи аспірантом, був призначений головним геологом і начальником геологічної партії Всесоюзного тресту “Головзолото”. Однак це для того часу не дивина, що аспірант і по суті молодий спеціаліст одразу головний геолог. Тоді професія геолога була настільки затребуваною і рідкісною, майже як в 60-х роках ХХ ст. професія космонавта. За С. Козловським (2010) – колишнім міністром геології СРСР – на усій величезній і геологічно невивченій території СРСР на період 1940–1941 р.р. геологів з вищою освітою усього було 3 348 осіб. Це вже значно пізніше, на початку 80-х років, на максимумі “золотого віку геології”, в системі Мінгео СРСР і галузевих інститутах й організаціях кількість геологів перевищувала 101 446 осіб, а загалом в галузі налічувалось майже 800 тис. працівників.

С. Лазько дуже швидко набирав професійної ваги і глибоких та різнобічних знань. Сьогодні про це мало хто знає, але коли 1940 р. у Ленінграді вийшла друком товстезна й епохальна наукова монографія і підручник В. Крейтера “Поиски и разведки месторождений полезных ископаемых”, одним з рецензентів цієї фундаментальної праці був зовсім молодий фахівець – С. Лазько. Під час Другої світової війни 1941 р. на території СРСР за дорученням Державного комітету оборони С. Лазько як головний інженер Алданської п’езокварцової експедиції з 1943 до 1945 рр. проводив розшуки, розвідку і супутню експлуатацію родовищ п’езооптичного кварцу. Варто наголосити, що в дуже складних умовах того часу й екстремального місця роботи експедиція з цим завданням успішно впоралася, – радикально розширила територію Алданської п’езокварцової провінції і суттєво наростила запаси цієї стратегічної сировини. Саме роботи цього періоду визначили тренд його професійної зацікавленості та найголовніші напрями досліджень: геологія нижнього докембрію, металогенія, термобарогеохімія і рудоутворення. Він тоді дуже вдало поєднав особливості будови найдавнішої ієнгрської серії і загалом архейського алданського комплексу та термобарогеохімічні дослідження флюїдних включень у п’езокварцових жилах відомих родовищ як підґрунтя для геолого-генетичної інтерпретації їхнього генезису і закономірностей поширення. Ці спостереження, зокрема, довели

гідротермально-метасоматичний генезис родовищ та генетичний їх зв'язок з гранітоїдними інтрузіями, що інтродукували архейські породні асоціації ієнгрської серії. Такі прогнозно-металогенічні висновки лягли в основу розшукової перспективної оцінки кришталеності усієї Алданської провінції та дали змогу виявити чимало великих родовищ у західній її частині. Ці та інші геолого-мінералогічні й термобарогеохімічні дослідження інтегровано відображені в його кандидатській дисертації “Геологические условия формирования алданских месторождений горного хрусталя и их генетические особенности” (1946).

Одразу після закінчення війни Є. Лазько розпочав (1945) педагогічну діяльність як доцент кафедри мінералогії і петрографії Московського інституту кольорових металів і золота. Разом з викладацькою діяльністю він продовжив регіональні дослідження Алданського щита, а також поглиблював знання щодо мінеральної речовини і процесів її формування, питань петрології магматичних комплексів і спряженої з ними генерації підвищених концентрацій тих чи інших хімічних елементів, геолого-геохімічних типів зв'язків вивержених порід і родовищ корисних копалин та ознак таких зв'язків.

На геологічний факультет Львівського університету, заснованим 1945 р. майбутнім академіком Є. Лазаренком, а тоді ще молодим доцентом і першим деканом факультету, Є. Лазько прийшов 1950 р. на його запрошення, а формально за переводом (наказ МВССО СРСР) – у складі так званої другої хвилі молодих, знаючих та амбітних вчених з Москви. Вони були ядром професорсько-викладацького штату геологічного факультету, а також сформували Львівську науково-педагогічну геологічну школу. Тоді розпочався майже п'ятдесятирічний період найпродуктивнішої науково-педагогічної і виховної праці Є. Лазька, яка вивела його праці на світовий рівень геологічної науки. Завідування кафедрою геології СРСР, а опісля кафедрою розшуків і розвідки родовищ корисних копалин, поєднувалися з його науковими зацікавленостями – дослідженнями регіональної геології країни, проблем докембрію і металогенії, особливо еволюційної, методів прогнозування родовищ та їхньої оцінки, в тім числі із застосуванням методів термобарогеохімії. Грунтовні і комплексні напрацювання у цих напрямках заломлювалися в навчальному процесі з читання лекцій фундаментальних навчальних курсів “Регіональна геологія СРСР”, “Металогенія”. Саме ці курси значною мірою вирішували загальний світоглядний рівень майбутніх фахівців-геологів.

У цьому контексті просто вражає широта, глибина та оригінальність наукової ідеології Є. Лазька, особливо під час ознайомлення з нею не за переліком інтересів, а за реальною діяльністю та оригінальними напрацюваннями. Зрозуміло, що для формування таких різномірних наукових ідей та їхньої повної реалізації одного життя замало. В них з усією яскравістю виявилася, про що детальніше буде описано нижче, велика сила його розуму. В узагальненнях – величезна обдарованість та обізнаність. Мабуть, саме ця узагальнююча сила розуму вченого у поєднанні з вражаючим охопленням геологічних знань і фактів забезпечили йому змогу з дивною ясністю перекидатися з однієї наукової проблеми до іншої, відкривати в кожній нове і створювати неочікувані мости зв'язків між ними на основі ним же з'ясованих та обгрунтованих нових причинно-наслідкових фактологічних даних.

З приїздом до Львова розпочаті вченим дослідження на Алдані продовжувалися майже до 1960 р. Їх головну резюмуючу квінтесенцію подано у його докторській дисертації “Геологические условия формирования пьезокварцевых месторождений Алдана” (1955). В ній оригінально поєднані геологічні дослідження високометаморфізованих

архейських утворень і поширених в них родовищ п'єзооптичного кварцу. Ці дослідження, зокрема, дали змогу розчленувати на світі ієнгрську серію алданського комплексу – нині азійського стратотипу нижнього архею. Назву “Алданська плита” він аргументовано змінив на “Алданський щит” (нині “Алдано-Вітімський щит”), розширивши межі щита та розчленувавши його утворення на архейську і протерозойську частини.



Оголошення результатів засідання Державної екзаменаційної комісії. Зліва направо: В. Побережський, В. Сидор, Є. Лазько, А. Сіворонов, Є. Кірик, Д. Резвой.

Отримані на Алданському щиті матеріали разом з аналізом відомих на той час особливостей геології інших ранньодокембрійських регіонів дали можливість Є. Лазьку ще 1961 р. висловити дуже плідну думку про особливий (догеосинклінальний) характер розвитку земної кори в археї. Він практично започаткував майже одночасно з Л. Салопом порівняльний історико-геологічний підхід до вивчення раннього докембрію, який багаторазово демонстрував у публікаціях та узагальнив у фундаментальній праці “Основы региональной геологии СССР. Т. 3. История формирования структуры” (1971). У ній показано принципову відмінність між архейським і протерозойським етапами розвитку земної кори і металогеогенними спеціалізаціями тих етапів. Було очевидним, що завдання розпізнання архейських геологічних подій не вирішується розробленими на прикладі фанерозою підходами досліджень. Є. Лазько дійшов висновку про необхідність пошуку нових прийомів вивчення високометаморфізованих і гранітизованих комплексів та створення нової теоретичної основи зі своєю термінологією для пояснення геологічних явищ того часу. Він акцентував увагу на першочерговості виділення на парагенетичній (емпіричній) основі геологічних формацій і всебічного їх вивчення. Такий методичний підхід був цілком умотивований з погляду на неможливість застосування методу актуалізму до вивчення раннього докембрію і непридатність для розуміння ранньої історії Землі фанерозойських геотектонічних концепцій як геосинклінально-платформної, так і плейттектонічної. Ця плідна ідея стала головною під час вивчення під його керівництвом докембрійських утворень і згодом

лягла в підгрунтя наукової школи геології докембрію та геолого-формаційних і метало-генічних досліджень Львівського університету імені Івана Франка і блискуче реалізована ним разом з учнями на Українському щиті (УЩ). Їх результатам присвячено низку монографічних праць, співавтором і редактором яких був Є. Лазько, – “Методические указания по формационному анализу высокометаморфизованных комплексов докембрия Украинского щита” (1970), “Нижний докембрий западной части Украинского щита. Возрастные комплексы и формации” (1975), “Методические указания по составлению карт формаций раннего докембрия (для целей геологического картирования и металлогенического прогноза)” (1979), “Железисто-кремнистые формации докембрия Европейской части СССР. Зеленокаменные пояса и роль вулканизма в формировании месторождений” (1990), “Железонакопление в докембрии” (1992). Вони відображені на геологічних і геолого-формаційних картах і в пояснювальних записках до них, підготовлених за участю та за редакцією Є. Лазька, – зокрема на картах “Геологическая карта кристаллического основания Украинского щита” масштабу 1:500 000 (1983, Є. Лазько – заступник головного редактора) та “Карта геологических формаций Украинского щита” масштабу 1:1 000 000 (1984, Є. Лазько – відповідальний редактор). “Карта геологических формаций докембрия Украинского щита” масштабу 1: 500 000 (1991, Є. Лазько – редактор), видана російською та англійською мовами з відповідними пояснювальними записками, є першим у світі досвідом складання геолого-формаційних карт і свідчить про практичне завершення керування Є. Лазько колективом його учнів і послідовників формаційного розчленування на парагенетичній основі нижнього докембрію регіону.

Що стосується різних, здебільшого геолого-генетичних, термобарогеохімічних і геолого-економічних аспектів проблеми оцінки п'єзокварцової сировини, то це дуже яскрава сторінка науково-прикладної праці Є. Лазько. Вчений уперше розглянув новітні питання термобарогеохімічної зональності (родовище Курумкан та інші на Алдані). Отримані матеріали з успіхом екстраполюються на інші кварцовожильні провінції Паміру, Полярного Уралу, Центрального Казахстану, України (родовища унікально-екзотичної топаз-берил-моріонової формації Коростенського плутону гранітів рапаківі Волинського мегаблоку УЩ), залучають до таких досліджень співробітників кафедри, що згодом стають кандидатами і докторами геолого-мінералогічних наук. Є. Лазько став всесвітньо відомим авторитетом у цій важливій царині. Не випадково у 70-х роках він делегується на посаду міжнародного експерта ЮНЕСКО в Сомалі й Ефіопії, де він дуже багато зробив для оцінки і зміцнення сировинної бази п'єзооптичного кварцу в цих африканських країнах.

Як певне резюме цих досліджень, учений підготував й опублікував неординарні монографії, зокрема “Геологическое строение западной части Алданского кристаллического массива” (1956) та “Хрусталеносные кварцевые жилы и их генезис (на примере изучения алданских месторождений горного хрусталя)” (1957). Вони й донині в багатьох аспектах не втратили наукової цінності.

Є. Лазько нічого не робив наполовину. Розпочавши читати в ЛНУ імені Івана Франка об'ємний курс “Регіональна геологія СРСР”, у нього визріла ідея необхідності написання фундаментальної праці “Основы региональной геологии СССР”, яка згодом вийшла друком у трьох томах (1962, т. I; 1965, т. II; 1971, т. III; перевидана 1975 р. у 2-х томах). Неймовірно і незбагненно, як її автор уперше зумів подати величезний і найновіший на той час гігантський регіональний фактологічний і отриманий ним аналітико-синтезований матеріал в дивно стрункій та глибоко змістовній формі, підпорядкувавши його єдиній і логічно витриманій концепції. Книги написані, таке враження, на єдиному

подиху, з великою творчою наснагою, читаються з постійною і все зростаючою увагою і зацікавленістю. Однак скільки за цим стояло інтелектуальної і фізичної праці, в тім числі рутинної – перевернути, вивчити, опанувати, проаналізувати буквально “гори” наукової і науково-виробничої фондової геологічної літератури з усієї величезної, геохронологічно і геологічно анізотропної території колишнього СРСР, вичленити з цього фактологічного “океану” максимум змісту та подати порівняно з цією гігантською різнобічною кількістю інформації в досить лаконічній тритомній праці, часто-густо не випустивши при цьому навіть дрібних, проте змістовно важливих аспектів регіональної геології. Про це історія замовчує. Привертає на себе увагу й те, що більше половини третього тому присвячено винятково геології докембрію. Цю обставину пояснюють не тільки особистою зацікавленістю автора, а й тим, як зазначив у передмові редактор видання тоді ще член-кореспондент, а згодом академік В. Хаїн, що цю працю “*написав один із кращих знавців докембрію*”, а також тим, що це “*диктується об’єктивними причинами, бо досі докембрійській історії Землі, яка в шість разів перевищує за тривалістю фанерозойську, не надавали потрібної уваги. Заслугою Є. Лазька є й те, що уявлення про корисні копалини і металогенію органічно вплетені в текст і описуються ним в нерозривному зв’язку з аналізом осадоконакопичення і метаморфізму*” (В. Хаїн, 1971, переклад наш). Такі слова світового корифея з геотектоніки і загалом геологічної науки дорогого вартують!

Велику увагу Є. Лазько приділяв розвитку концепції глибинних розломів. Разом з Д. Горжевським на межі Сибірської платформи і Монголо-Охотського складчастого поясу виділено та описано Монголо-Охотський глибинний розлом (1961), а разом з Д. Резвим (1962) уперше наголошено наявність глибинного розлому тривалого розвитку, названого ними Закарпатським, в районі зчленування Зовнішніх та Внутрішніх Карпат. Висновки про існування цих трансрегіональних структур нині стали загальноновизнаними. Разом з тим, у багатьох публікаціях (1965, 1985) сформульовано головні ознаки глибинних розломів, розкрито їхнє значення для вирішення питань тектонічного районування, пізнання глибинних тектонічних процесів та прогнозування корисних копалин.

Однак найвагоміший внесок (як зазначено вище) Є. Лазько зробив у вдосконаленні методів вивчення і виявлення особливостей формування фундаменту давніх платформ в ранньому докембрії. Він небезпідставно акцентував увагу на першочерговості вирішення і всебічного вивчення геологічних формацій на парагенетичній (емпіричній) основі. Важливість такого структурно-формаційного підходу в прикладному плані він вбачав у двох найважливіших аспектах – вдосконалення на формаційній основі методів геологознімальних робіт, насамперед на УЩ, та металогенічних і прогнозно-металогенічних дослідженнях. Взаємозв’язок у вирішенні таких проблем очевидний. Становлення формацій є складною сукупністю процесів мінерало- і породоутворення, що зумовлюють певну геохімічну і, відтак, металогенічну спеціалізацію. Надважливим також є певне просторово-часове поєднання формацій різних петрогенетичних класів, що породжують такі структурні, літологічні, мінералогічні, геохімічні й фізико-хімічні умови, у яких здійснення рудогенеруючих і рудоакмулюючих процесів є найвірогіднішим. Така науково-неординарна ідеологія майже одразу увінчалася помітними успіхами як щодо реалізації геолого-формаційних досліджень, так і щодо захисту учнями вченого кандидатських і докторських дисертацій з різних проблем цього нетрадиційного підходу вивчення нижнього докембрію.

Геологічні дослідження без вивчення металогенічної спеціалізації різновікових структурно-формаційних комплексів щитів не є повними і завершеними. Саме з позиції праці “Формационные комплексы архея и их металлогения” (Є. Лазько. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 7, 1987) розглядають металогенію архею, що детально і глибоко проаналізована в винятковій і свого роду поки що єдиній монографії “Металлогения архея” (2005), яку вчений підготував разом з учнями. На жаль, у друкованому вигляді він уже не зміг її побачити, як і не побачив дуже змістовний навчальний посібник “Ендогенні рудні формації” (2004), де вчений розкрив новітні уявлення про рудноформаційний аналіз, зміст поняття “рудна формація”, головні, другорядні й екзотичні рудні формації, їхні групи і ряди, просторові закономірності поширення та їхню еволюцію в геологічній історії розвитку земної кори. Ці праці – часова вершина його наукової творчості. Є. Лазько їх написав у дуже зрілому віці. По суті, наш Великий учений і Справжній учитель працював до останнього подиху життя, що під силу неординарним особистостям, які зберігають необхідну силу духу й інтелектуальну та фізичну здатність до улюбленої праці навіть у завершальну мить буття.



Євген Лазько з колегами вивчає відслонення на Українському щиті.

Варто зазначити, що металогенія, яка вивершує вчення про родовища корисних копалин, завжди була науковим пріоритетом вченого, особливо в частині прогностно-металогенічного значення термобарогеохімії (ТБГХ) пост-магматичних рудних формацій. Серед різних напрямів ТБГХ – теоретичного, аналітичного, генетичного і прикладного – саме останній є, як слушно вважав Є. Лазько, найважливішим з точки зору практичної геології. Проте немає, як відомо, нічого більш практичного, як добра теорія. І в цьому сенсі цупкий інтелектуальний “сканер” молодого вченого не обійшов і деякі аспекти теорії ТБГХ, що 1949 р. ще були невіршеними і потребували нагального обґрунтування. Це стосувалося, зокрема, визначення тиску за флюїдними включеннями у мінералах. Адже цей параметр є головним регулятором утримання в розчинах комплек-

сних сполук металів, а його зміни (перепади) – регулятором їхнього розпаду і кристалізації руд.

Тоді уже було відомо (Наккен, 1921), що тиск можна розрахувати за густиною CO_2 . Проте, як розрахувати її за різних співвідношень газової і рідкої фази та різних температур мінералоутворення? Аналізуючи бінарну діаграму гетерогенної рівноваги $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ Є. Лазько дійшов оригінального висновку, що в будь-якому об'ємі рідини у вигляді включення навіть за дуже незначних змін термодинамічної рівноваги і розчинності з'явиться газова фаза. Температура зникнення цієї фази під час нагрівання (гомогенізації) дасть дійсну температуру консервації розчину, а внутрішній тиск у включенні буде відповідати тиску мінералоутворення. Оскільки цей тиск безпосередньо виміряти не можна, його треба розрахувати за сингенетичними включеннями CO_2 і H_2O . Саме водні включення дають можливість виміряти температуру утворення мінералу, за включеннями CO_2 це зробити нереально. Діоксид вуглецю має дуже низьку критичну температуру ($31,35^\circ\text{C}$), через що його включення "вибухають" значно раніше їхньої повної гомогенізації. Густина діоксиду вуглецю треба розраховувати за температурою часткової гомогенізації включень CO_2 згідно з кривими насичення рідина-газ за даними Амага ("О возможности использования жидких включений в минералах для определения давления при процессах минералообразования". Є. Лазько. Записки Всесоюзного минералогического общества, 1949). Уже 1953 р. В. Каложний та Л. Колтун реалізували запропонований теоретичний алгоритм Є. Лазька, практично визначивши тиск за сингенетичними включеннями CO_2 і H_2O у кварці з поліметалевих родовищ Нагольного краю Донбасу.

Після переїзду 1952 р. М. Єрмакова (засновника нового напрямку в геології – термобарогеохімії – та відповідної Львівської наукової школи) в Москву (МДУ імені М. Ломоносова) започаткований ним на геологічному факультеті ЛНУ імені Івана Франка термобарогеохімічний напрям досліджень очолив Є. Лазько.

Спочатку дослідження стосувалися, здебільшого, родовищ п'єзооптичної кварцової сировини, в чому Євген Михайлович, як уже зазначалось, був неперевершеним авторитетом. Крім Алданського регіону, почали вивчати родовища в інших кристаленосних провінціях. Під час визначення особливостей їхнього генезису намагались діагностувати провінційні відмінності і загальні спільні фізико-хімічні риси мінералогенезу на Полярному Уралі, в Центральному Казахстані і в Україні (пегматитові родовища екзотичної топаз-берил-моріонової формації). Однак проникливий розум ученого та неймовірне відчуття науково-прикладної необхідності вивчення рудних родовищ розширили ареал дослідження. Образно кажучи, на початку 60-х років минулого століття "перекинутий місток" від майже мономінеральних кристаленосних кварцових родовищ до полістадійних і полімінеральних рудних родовищ різних геолого-генетичних і формаційних типів у геотектонічних структурах і металогенічних провінціях різної природи. Такі дослідження поступово охопили усі крупні гірничо-промислові райони Східного і Західного Забайкалля, Саян, Якутії, Далекого Сходу Росії, Центрального і Північного Казахстану, Киргизії, Узбекистану, Кавказу, України, де комплексно вивчали Au, Au-Ag, Mo-W, Pb-Zn, Cu-Mo, Sb-Hg, флюоритові, алмазні та інші родовища.

На кінець 60-х – початок 70-х років ХХ ст. набутий теоретико-прикладний досвід ТБГХ-вивчення здебільшого постмагматичних родовищ плутоногенно- і вулканогенно-гідротермального класу показав, що його результати не тільки "з достатньою мірою та вагою" розкривають генетичні особливості їхнього формування, а й створюють надійне

підгрунтя для порівняно дешевої, експресної та ефективної прогнозової оцінки зруденіння. Саме в такому аспекті на замовлення Головгеології Мінкольтормету СРСР Є. Лазько та його учень Ю. Ляхов в 1972 р. підготували для службового використання “Методические указания по анализу рудообразующих растворов и их применению для прогнозной оценки рудоносных площадей и в практике поисково-разведочных и эксплуатационных работ”. Це був перший у світі крок з розробки та реалізації фізико-хімічних критеріїв з дистанційної оцінки зруденіння на підставі ТБГХ-параметрів палеогідротермальних систем рудоутворення та трендів їхньої зміни в просторі (зональність) і часі (стадійність процесу рудотворення). Ця неординарна праця спонукала до поглиблення і розширення різних аспектів ТБГХ-досліджень флюїдних включень у мінералах на родовищах найважливіх постмагматичних рудних формацій в геотектонічних структурах континентального блоку земної кори та до синтезування загальних (конвергенційних) і провінційних фізико-хімічних особливостей перебігу процесів рудоутворення в палеогідротермальних системах. Черговим надважливим результатом таких досліджень стала фундаментальна монографія Є. Лазька, Ю. Ляхова, А. Пізніюра “Физико-химические основы прогнозирования постмагматического оруденения (по термобарогеохимическим данным)” (1981), до якої автори, крім власних фактологічних і теоретико-прикладних результатів досліджень, широко залучили і використали матеріали багатьох учнів вченого та інших співробітників геологічного факультету. Ця праця переконливо і рельєфно засвідчила абсолютний ідеологічний та науковий пріоритет Львівської наукової школи термобарогеохімії М. Єрмакова та її найважливішого прикладного напрямку, ідеологом і блискучим організатором та виконавцем якого був неперевершений, багатогранний і невтомний Є. Лазько.



Є. Лазько (ліворуч) та С. Івасів на Північному Кавказі.

Нарешті, уже 1995 р., коли Україна вже була суверенною державою, на попереднє, ще 1990 р., замовлення Мінгеології СРСР і ЦНІГРІ (Центрального науково-дослідницького геолого-разведувального інститута золота, рідких металів і алмазов) А. Кривцова та В. Нарсєєва вийшла друком тематична монографія “Термобарогеохимия золота (прогнозирование, поиски и оценка оруденения)” за редакцією проф. Є. Лазька та авторством його учнів Ю. Ляхова, М. Павлуня, А. Пізнюра. І. Попівняка. Вона стала третьою спробою фахівців університету впровадити в практику геологорозвідувальних та експлуатаційних робіт наукову методологію і методику термобарогеохімічних досліджень флюїдних включень для різноглибинних щодо синрудної палеоповітряні золоторудних формацій, хоча такий підхід має загальне значення. Наголосимо, що Всеросійське мінералогічне товариство цю монографію відзначило як найкращу галузеву працю того року. Сам факт цього вердикту і замовлення роботи безпосередньо керівниками Мінгеології колишнього СРСР засвідчує повне і беззастережне визнання Львівської школи теоретичної й особливо прикладної ТБГХ московською науковою галузеву елітою найвищого рангу.

Як продовження таких досліджень, наголосимо на тому, що геологічний факультет у 90-х роках ХХ ст., будучи науковим куратором програми “Золото надр України” (професор А. Сіворонов), підготував за результатами тривалих і комплексних досліджень та консультацій з професором Є. Лазьком (і куди ж без цього унікального вченого) й опублікував монографію “Геолого-генетична типізація золоторудних родовищ України” (Київ, 2004), в якій її автори та учні Є. Лазька (О. Бобров, А. Сіворонов, Ю. Ляхов, М. Павлуць) дуже ефективно і плідно використали ТБГХ-дослідження для діагностики різноглибинних золоторудних формацій, особливо метаморфогенно-гідротермального класу на УЩ, та плутоногенно- і вулканогенно-гідротермального класів у фанерозойському його облямуванні.

Є. Лазько вперше дав і впровадив у науковий обіг дефініцію та зміст термобарогеохімічної зональності (“О термобарогеохимической зональности” Зап. Всесоюз. минерал. об-ва, 1981, т. 1). До того часу в публікаціях розглядали лише деякі її аспекти. Учений, зокрема, наголосив, що для невеликої групи родовищ з розвитком простої, майже мономінеральної рудної мінералізації (золоторудної убого сульфідної, каситерит-кварцової, ртутної тощо) та деяких формацій неметалевої сировини (флюоритової, кварцовожильної кришталеної, мусковітових пегматитів та деяких інших) виявити мінералогічно-геохімічну зональність просто неможливо. Однак на відміну від неї термобарогеохімічну зональність можна виявити практично на будь-якому ендегенному рудному об’єкті саме за флюїдними включеннями у мінералах. ТБГХ-зональність діагностують та реставрують у межах рудних полів, родовищ, окремих рудних тіл (локальна зональність) та для рудних районів, рудних поясів і металогенічних провінцій (регіональна зональність). Саме остання важлива для металогенії й часто визначає загальну стратегію розшуків родовищ різних формаційних типів.

Є. Лазько вперше з таких позицій обґрунтував різну металогенію трьох рудних поясів Східнозбайкальської провінції, вирізнених С. Смірновим, та показав, що регіональна закономірна зміна температури, агрегатного стану, хімічного складу і концентрації пневматолітово-гідротермальних розчинів головних продуктивних мінеральних асоціацій відбувається в напрямі з північного заходу на південний схід, тобто вхрест простягання основних структурно-металогенічних зон (рудних поясів за С. Смірновим).



Євген Лазько (ліворуч) та Альберт Сіворонов під час польових робіт

Доведено, що разом з виявленою просторово-часовою зміною головних ТБГХ-параметрів розчинів саме великі розломи, а щонайперше грандіозний Монголо-Охотський глибинний розлом, дають ключ до вирішення проблеми виникнення металогенічних особливостей рудних поясів і цієї провінції загалом (Лазько, 1981).



Євген Лазько (крайній праворуч) на відслоненні.

Є. Лазько опублікував зі своїми учнями багато інших ґрунтовних і концептуальних наукових статей, які визначили подальший тренд розвитку саме прикладної ТБГХ. Серед них найважливіші – “Термобарохимическое моделирование рудных формаций и практика прогнозно-оценочных работ” (Сов. геол., 1990, № 6), “Принципи термобарогеохімічного прогнозування, пошуків та оцінки золоторудних родовищ на території України” (Вісник ЛНУ. Сер. геологічна, 1992. Вип.1), “Термобарогеохімія у прикладній геології (пошуки, розвідка та експлуатація родовищ)” (Мінералогічний збірник, 1994) та ін.

Отже, Є. Лазько разом з учнями – відомими фахівцями з металогенії і ТБГХ – впритул підійшли до формування та розвитку принципово нової галузі сучасного металогенічного аналізу – ТБГХ моделювання, діагностики та прогнозування постагматичних рудних формаций (Лазько, 1986, 1990; Ляхов, Павлунь, 2002; Павлунь, 2003).

Як бачимо, Є. Лазьку вдалося не тільки залишити дуже глибокий слід в теоретичній і прикладній геології, а й створити наукові школи і заснувати наукові напрями досліджень. Разом з науковими дослідженнями він встигав не тільки читати глибокі за змістом і блискучі за формою лекції з “Регіональної геології СРСР”, “Металогенії” і “Ендогенних рудних формаций”, а й зміг запропонувати і впровадити в навчальні плани чимало найнеобхідніших для геолога нетрадиційних спецкурсів – “Методи вивчення родовищ і прикладна термобарогеохімія”, “Зональність гідротермальних рудних родовищ”, “Декрептофонічні розшуки та оцінка родовищ п’езокварцової сировини” тощо.

Життєздатність, успадкованість, поглиблення і нарощування його наукових ідей, плідних й неординарних підходів до геологічних досліджень забезпечена їхнім розвит-

ком в наукових працях його численних учнів і послідовників. Як уже зазначено, серед них майже 30 кандидатів та 13 докторів геолого-мінералогічних наук (В. Кирилюк, А. Сіворонов, Г. Яценко, К. Свешніков, О. Бобров, І. Паранько, Б. Малюк, Л. Ісаков – геологія і формаційний аналіз та металогенія докембрію, А. Пізнюр, Ю. Ляхов, М. Павлунь, І. Попівняк – геологія, металогенія і термобарогеохімія постмагматичних рудних формацій).

Ім'я Євгена Михайловича Лазька – видатного вченого і педагога, неймовірного та послідовного організатора науки, феноменального генератора плідних наукових ідеологій – назавжди залишиться в історії геологічної науки як взірць Доброчесності, Працьовитості, Слова, Обов'язку та Відповідальності.

СПИСОК ВИКОРИСТАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ

1. Вісник Львівського національного університету. Серія геологічна. – 2005. Вип.19. – С. 140.
2. *Шаталов М.* Професор Є. М. Лазько – видатний вчений і патріарх львівської школи геології і металогенії докембрію (до 100-річчя від дня народження). Вісник Київського національного університету імені Тараса Шевченка / М. Шаталов // Серія “Геологія”–2015.–№ 4(71).–С. 6–10.
3. *Шаталов М.* Професор Лазько Євген Михайлович та його школа докембрію і металогенії (до 100-річчя від дня народження) / М. Шаталов. – Мінеральні ресурси України.–2016.–№1.–С. 5–9.

Стаття: надійшла до редакції 09.07.2017

прийнята до друку 27.12.2017

SCIENTIST, TEACHER, FOUNDER OF LVIV SCIENTIFIC AND PEDAGOGICAL INSTITUTE SCHOOL OF GEOLOGY, ORGANIZER OF SCIENCE, MAN. (to the 100th anniversary of professor Yevhen Lazsko birthday)

**O. Bobrov, V. Kirilyuk, A. Lisak, Y. Lyakhov, M. Pavlun,
A. Sivoronov, G. Yatsenko**

*Ivan Franko National University of Lviv,
Hrushevskiyi Str., 4, 79005 Lviv, Ukraine
e-mail: zaggeol@franko.lviv.ua*

The most important milestones of the life of Professor E. Lazka are described, scientific and pedagogical achievements and achievements are described, his decisive role in the studies of the lower Precambrian foundation of the ancient platforms, first of all their shields (Aldansky, Ukrainian), in the development of the theory and practice of applied thermobarogeochimistry and ore-bearing rye.

His organizational factors and their consequences in scientific and pedagogical activity and in creation of the Lviv scientific school of geology of Precambrian, applied thermobarogeochemistry of postmagmatic ore formations, Lviv pedagogical school of geology are revealed.

Key words: geology, structural-formational analysis, thermobarogeochemistry, root formation, lower precambrian, metallogeny, ore formation.

УДК 553.981:553.94(477.8)

МЕТАМОРФОГЕННА ОБВОДНЕНІСТЬ ВУГІЛЛЯ І ВУГЛЕ- ВМІСНИХ ПОРІД ТЯГЛІВСЬКОГО КАМ'ЯНОВУГІЛЬНОГО РОДОВИЩА ЛЬВІВСЬКО-ВОЛИНСЬКОГО БАСЕЙНУ – ПОТЕН- ЦІЙНА ЗАГРОЗА ВУГЛЕВИДОБУТКОВІ ТА ЖИТТЮ ШАХТАРІВ

В. Узіюк¹, І. Шайнога¹, І. Наумко², М. Зубик²

¹Львівський національний університет імені Івана Франка,
вул. Грушевського, 4, 79005 Львів, Україна
e-mail: paleontolzbirnyk@ukr.net

²ІГГГК НАН України, вул. Наукова 3а, 79060 Львів, Україна
e-mail: l.zubykmikola@ukr.net

Уперше розроблено методологію визначення кількості метаморфогенної води вугільних пластів і прошарків кожної групи метаморфізму, доведено потенційне надходження у колекторський простір порід Тяглівського родовища 368,594 млн т метаморфогенної води. Вона надходить у гірничі виробки під час шахтного видобутку вугілля, заважатиме праці шахтарів та загрожуватиме їхньому життю і руйнуватиме гірничі виробки.

Ключові слова: вугілля, пласт, прошарок, група метаморфізму, запаси, метаморфогенна вода, родовище, шахта.

Вода загалом – життєдайна корисна копалина, однак в певних умовах загрожує життю. Вона є в наземних водоймах і породах – колекторах Земної кори різної ємності. Пройдені у вугленосній товщі гірничі виробки перетинають природні шляхи міграції води і перетворюються на штучно створені басейни її розвантаження. Під час розкриття гірничими виробками великооб'ємних, заповнених водою, колекторів вона з великою швидкістю затоплює їх, повністю зупиняє роботу шахтарів, загрожує їхньому життю і руйнує гірничі виробки. Тому обов'язково потрібно вивчати метаморфогенну водоносність вуглевмісних порід і вугільних пластів та розраховувати кількість води в них.

На думку вчених [1, 2], вугілля складається, головню, з вуглецю, водню, кисню, який знаходиться у гідроксильних групах, ефірних і гетероциклічних з'єднаннях. Зі збільшенням метаморфізму вміст вуглецю у вугіллі збільшується завдяки зменшенню вмісту водню і кисню, з яких, на нашу думку, утворюється вода.

Інформація вчених [3] про можливість утворення води за бактеріального відновлення сульфатів і сидериту правильна, однак на підставі результатів наших досліджень доведено, що, головню, у вугіллі і вугленосних породах є метаморфогенна вугільна вода. Вчені [4] стверджують, що найсучаснішою є така модель хімічної структури вугілля, розроблена Д. В. Ван-Кревеленом $C_{135}H_{96}O_9 N S$. Ми визначили велику непостійність і часову мінливість петрографічного та хімічного складу вугілля, що не можна виразити однією хімічною формулою. Автор праці [5] особистими лабораторними дослідженнями органічної речовини вітренів довела зменшення у ній вмісту гідроксильних груп зі збільшенням метаморфізму вугілля, що, на нашу думку, сприяє утворенню метаморфо-

генної вугільної води. Учені [6, 7] результатами лабораторного вивчення проб вугілля вуглекислотними, хімічними і гідрохімічними методами довели поступове зменшення у вугіллі різних функціональних груп і кисню зі збільшенням метаморфізму вугілля від бурого до антрациту. З вивільнених водню і кисню утворювалася вода, проте кількість її вони не визначали. Метаморфічний процес поступового обуглення рослинної органічної речовини, розкладення гідроксильних ланцюжків та радикалів і видалення N, H, O, S у вигляді H₂O, SO₃, NH₃, SO₄, CO₂ достовірно довів учений [8], проте кількість новоутвореної води він не підраховував. Учені [9] правильно довели, що руйнування гідрофільних функціональних груп видалення їх з вугілля у вигляді H₂O, CO₂ і CH₄ відбувається за метаморфізму вуглетворної речовини, починаючи від м'якого бурого вугілля до антрациту, проте кількість утвореної при цьому води не підраховували. Загалом наявна літературна інформація вчених геологів, хіміків і вуглекислотників беззаперечно стверджує, що зі збільшенням глибини залягання вугілля в надрах Землі пропорційно, згідно з палеотермічним градієнтом, збільшується і температура. Вона зумовлює перебудову структурної моделі (молекули) вугілля та руйнує гідрофільні (гідроксильні, карбоксильні, метаксильні, карбонільні) функціональні групи. Отже, збільшуються центральне гумінове ядро вугілля і вміст в ньому вуглецю, зменшуються вміст кисню і водню внаслідок утворення і видалення води, діоксиду вуглецю, метану та інших сполук хімічних елементів.

Кількість новоутвореної (метаморфогенної) води під час утворення однієї тонни антрациту вперше підраховано [10]. Вивчаючи склад газів і природну газонасиченість бурого і кам'яного вугілля, учений довів, що за метаморфічного перетворення речовини вугілля різних марок (груп метаморфізму) від довгополум'яного (1 Д) з вмістом вуглецю 79,3 % до антрациту (10 А₁) з вмістом вуглецю 96,3 % утворюється від 150 м³ до 240 м³, в середньому 195 м³ метану та 120–130, в середньому 125 кг води на одну тонну антрациту групи метаморфізму 10 А₁. Це свідчить про прямопропорційний зв'язок між вмістом вуглецю (С_о^о) в антрациті групи метаморфізму 10 А₁ та кількістю генерованих (метаморфогенних) води і метану в процесі його утворення. Його використали для розробки методології визначення кількості води, генерованої однією тонною вугілля кожної окремо і всіх разом груп метаморфізму кам'яного вугілля в процесі його утворення за вмістом вуглецю органічного в органічній масі вугілля Тягівського родовища за такою пропорцією:

- 96,3 % С_о^о в антрациті групи 10 А₁ – 125 кг Н₂О;
- 79,3 % С_о^о у довгополум'яному вугіллі групи 1 Д – “Х” кг Н₂О;
- 96,3 “Х” = 79,3 × 125;

$$X = \frac{79,3 \times 125}{96,3} = 103 \text{ кг Н}_2\text{О.}$$

У працях [11, 12] викладено і використано достовірну геологічну та лабораторну інформацію попередніх дослідників вугілля. Невирішеними проблемами лишались “розробка методології визначення кількості води генерованої однією тонною вугілля кожної групи метаморфізму” і “метаморфогенна обводненість вугілля і вуглевмісних порід Тягівського родовища”.

Мета праці – розробка методології визначення кількості метаморфогенної води у вугіллі та вуглевмісних породах, оцінка її кількості, утвореної вугіллям кожного робочого,

неробочого вугільного пласта і прошарка вугілля Тягівського родовища та загальної кількості води в його розрізі.

Для досягнення мети виконано такі завдання:

1. Визначено площі поширення, об'єм, запаси (ресурси), показники складу, якості та всі групи метаморфізму кожного пласта і прошарку вугілля на родовищі.

2. Розраховано кількість води генерованої однією тонною вугілля під час переходу від нижчої до вищої групи метаморфізму і всіх груп разом за значеннями середнього і максимального показника відбиття вітриніту, вмісту вуглецю органічного в сухій беззолній та в органічній масі вугілля.

3. Зроблено генетичний аналіз отриманих результатів і вибране для подальших розрахунків найбільш достовірне значення генерації води однією тонною вугілля, розраховане за вмістом вуглецю органічного в органічній масі вугілля (C_o^o).

4. Визначено кількість води генерованої вугіллям кожного робочого, неробочого вугільного пласта і прошарку вугілля сучасної групи його метаморфізму, всіх попередніх груп і загальної її кількості у Тягівському родовищі.

По Тягівському родовищу вивчено розрізи 311 свердловин, що перебурили 26 робочих, 39 неробочих вугільних пластів і 63 прошарки вугілля з синонімікою та 14 робочих, 26 неробочих пластів і 31 прошарок вугілля без синоніміки. До робочих належать пласти товщиною 0,50 м і більше, неробочих – 0,30–0,49 м, прошарків – 0,05–0,29 м.

До робочих з синонімікою належать пласти: $v_5^4, v_6, n_0^6, n_1, n_2, n_3, n_5, n_6, n_6^1, n_7, n_7^B, n_7^{B-1}, n_7^{B-2}, n_7^1, n_8, n_8^0, n_8^B, n_8^1, n_9, v_1, v_2, v_3, v_3^1, v_4, v_6, v_7$; до неробочих з синонімікою належать пласти: $v_4^2, v_5^1, v_5^3, v_5^4, v_5^5, v_5^6, v_6, v_6^4, v_6^6, n_0^6, n_1, n_2, n_2^2, n_3, n_5^0, n_5^1, n_6, n_6^1, n_7, n_7^0, n_7^B, n_7^{B-1}, n_7^{B-2}, n_7^1, n_8, n_8^0, n_8^B, n_8^1, n_8^2, n_9, v_1, v_2, v_2^1, v_3, v_3^1, v_4, v_5, v_6, v_7$, а до прошарків вугілля з синонімікою належать прошарки: $v_0, v_0^4, v_2, v_2^4, v_3^1, v_4, v_4^2, v_4^3, v_5, v_5^1, v_5^2, v_5^3, v_5^4, v_5^5, v_5^6, v_6, v_6^B, v_6^B, v_6^1, v_6^2, n_0^B, n_0^2, n_0^3, n_0^4, n_0^5, n_0^6, n_1, n_1^1, n_1^2, n_2, n_2^1, n_4, n_5, n_5^1, n_6, n_6^1, n_6^2, n_7, n_7^B, n_7^{B-1}, n_7^{B-2}, n_7^1, n_8, n_8^0, n_8^B, n_8^1, n_8^2, n_8^3, n_8^4, n_8^5, n_9, v_1, v_2, v_2^1, v_3, v_3^1, v_4, v_4^0, v_5, v_5^1, v_6, v_6^1, v_7$. Пластам і прошаркам вугілля без однозначно визначеного стратиграфічного положення в розрізах свердловин присвоїли умовні цифрові синонімі знизу догори розрізу. Нижній з них позначено цифрою 1, останній верхній – цифрою, що свідчить про кількість покладів вугілля без латинської синоніміки в розрізі свердловини. До робочих вугільних пластів без синоніміки належать пласти: 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 11, 14, 16, 19, 28; до неробочих без синоніміки належать пласти: 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10, 11, 12, 13, 14, 15, 16, 17, 18, 19, 20, 22, 23, 25, 26, 27, 30, а до прошарків вугілля без синоніміки – прошарки: 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10, 11, 12, 13, 14, 15, 16, 17, 18, 19, 20, 21, 22, 23, 24, 25, 26, 27, 28, 29, 31, 32.

Для визначення кількості метаморфогенної води, генерованої кожним пластом і прошарком вугілля на площі родовища, потрібні такі їхні параметри: середня для родовища товщина в метрах, площа поширення на родовищі в km^2 , об'єм вугілля в $млн м^3$, запаси (ресурси) вугілля в $млн т$, сучасна група метаморфізму вугілля за Донецькою шкалою, кількість води, генерованої за утворення однієї тонни вугілля сучасної групи його метаморфізму у кілограмах.

Товщини кожного пласта і прошарка вугілля по всіх пробурених свердловинах додавали, отриману суму ділили на кількість свердловин і визначали середню для родовища товщину пласта і прошарка вугілля.

Площу поширення кожного робочого вугільного пласта з синонімікою визначали по гіпсометричних планах масштабу 1:25 000. Для визначення площі поширення кожного

робочого вугільного пласта без синоніміки, неробочого вугільного пласта і прошарка вугілля з синонімікою і без синоніміки використовували гіпсоплан близького до них у геологічному розрізі робочого пласта з синонімікою, вираховували кількість свердловин, що покрили його площу і кількість свердловин, які перебурили робочий вугільний пласт без синоніміки і неробочий пласт та прошарок вугілля. Площу поширення неробочого пласта і прошарку вугілля розраховували за такою пропорцією: “а” свердловин – площа гіпсоплану; “в” свердловин – “X” площа неробочого пласта вугілля, “а”×X = “в”×площу гіпсоплану;

$$X = \frac{\text{“в”} \times \text{площу гіпсоплану}}{\text{“а”}}$$

Приклад: 50 свердловин покрили площу гіпсоплану 100 км²; неробочий пласт перебурили лише 10 свердловин. Пропорція: 50 – 100 км²; 10 – X км²;

$$50 X = 10 \times 100,$$

$$X = \frac{1000}{50} = 20$$

Неробочий пласт вугілля поширений на площі 20 км². Об’єм вугілля на площі поширення його пласта і прошарку визначали множенням їхньої середньої товщини на площу поширення, середню об’ємну масу вугілля визначали лабораторними методами, а запаси (ресурси) вугілля – множенням його об’єму на його середню об’ємну масу. Показники складу, якості вугілля і значення середнього показника відбиття вітриніту в кедровому маслі визначали лабораторними методами [11, 12]. Середні для кожної групи метаморфізму значення показників складу, якості вугілля та показників відбиття вітриніту визначали за інформацією “Еталонної шкали метаморфізму кларенового вугілля Донбасу” додаванням граничних їхніх значень і діленням суми на 2 [12]. Усі вони наведені у табл. 1. Аналіз її результатів стверджує, що найдостовірнішим показником для підрахунків кількості метаморфогенної води у Тягівському родовищі є вміст вуглецю органічного в органічній масі вугілля – C_o^o, %. Результати розрахунків кількості води зіставлені у табл. 1. Кількість води, генерованої усіма запасами вугілля кожної групи метаморфізму, визначали множенням кількості води, генерованої однією тонною на попередньо визначені запаси вугілля окремо кожного його пласта і прошарку, а сумарну кількість метаморфогенної води в надрах родовища – додаванням кількості генерованої усіма пластами і прошарками вугілля усіх груп його метаморфізму. Приклад послідовності розрахунків кількості метаморфогенної води, генерованої робочими вугільними пластами з синонімікою Тягівського родовища, наведено у табл. 2. На Тягівському родовищі частково поширене газове вугілля технологічної марки 2 Г невідомої групи метаморфізму за Донецькою шкалою. Тому для розрахунків кількості метаморфогенної води визначали середнє значення як частку від суми водогенерацій за утворення однієї тонни вугілля груп (2 Г + 3 Г) / 2, тобто

$$\frac{107+111}{2} = 109 \text{ кг H}_2\text{O}$$

Таблиця 1

Групи метаморфізму вугілля Донбасу, середні значення головних їхніх

класифікаційних показників, визначені авторами

Група метаморфізму за Донецькою шкалою, 1991	Умовна шкала доінверсійного занурення, за М. Л. Левенштейном	Технологічна марка за ДСТУ-3472-96	Мінімальна температура утворення за М. Л. Левенштейном, 1963 °С	Середній показник відбиття віприніту в кедровому маслі R ₀ , %	Кількість води генерованої при утворенні 1 т вугілля, кг/т	Максимальний показник відбиття віприніту у кедровому маслі R _{0 max} , %	Кількість води генерованої при утворенні 1 т вугілля, кг/т, за R ^{0 max} , %	Вміст вуглецю в органічній масі вугілля, C _o , %	Кількість води генерованої при утворенні 1 т вугілля, кг/т (за C _o , %)	Вміст вуглецю в сухій беззолній масі вугілля, C _{o def} , %	Кількість води генерованої при утворенні 1 т вугілля, кг/т (за C _{o def} , %)	Ваговий вихід легких речовин з вугілля, V _{def} , %	Об'ємний вихід легких речовин з вугілля, V _{def} , см ³ /г	Вміст вологи максимальної у вугіллі, W _{max} , %	Вміст вологи аналітичної у вугіллі, W ^{an} , %	Вихід метану з 1 т вугілля (за В.П. Козловим і Л.В. Токарєвим 1984), м ³ /т
1Д	2,0	Д	50-65	0,51	16	0,51	11,8	79,3	103	76,9	100	42,5	-	13,5	4,5	168
2Г	2,5	Г	70-90	0,71	22,3	0,71	16,5	82,5	107	80,1	104	41,0	-	6,6	2,6	212
3Г	3,0	Г	70-90	0,88	27,6	0,89	20,7	85,4	111	82,9	108	38,0	-	3,5	1,5	212
4Ж	3,5	Ж	100-120	1,1	34,5	1,11	25,8	88,5	115	85,7	111	31,8	-	1,5	0,75	270
5К	4,0	К	120-140	1,29	40,5	1,42	33,0	91,1	118	87,7	114	23,3	-	1,5	0,75	270
6ПС	4,2	ПС	135-160	1,58	49,6	1,79	41,6	92,4	120	89,0	115	16,5	-	1,4	0,75	287
7П	4,5	П	150-180	2,0	62,8	2,37	55,0	93,4	121	90,3	117	11,4	322	1,9	0,55	333
8НА	5,2	-	170-210	2,58	81,0	3,25	75,5	94,5	123	91,6	119	7,8	282	2,7	0,6	333
9НА	5,7	-	170-210	3,33	104,6	4,35	101,1	95,5	124	92,8	121	5,2	233	3,6	0,8	-
10А ₁	6,2	А	190-240	3,98	125	5,38	125	96,3	125	93,0	121,7	3,5	182,5	4,1	1,2	419

Примітка. Палеотермічний градієнт у Донбасі змінювався в межах 2,5–3 °С/100 м, не перевищував 3°С/100 м і мало відрізнявся від сучасного (Левенштейн, Спіріна, 1991).

На Тягівському родовищі нині поширене газове вугілля групи метаморфізму (2 Г–3Г)/2 і жирне – групи 4 Ж. Відомо, що довгополум'яне вугілля групи метаморфізму 1 Д утворилося з бурого вугілля групи О Б, газове групи 2 Г – з довгополум'яного групи 1 Д, газове групи 3 Г – з газового групи 2 Г, жирне групи 4 Ж – з газового групи 3 Г, коксівне – з жирного групи 4 Ж і т. д. в ряді метаморфізму по антрацитові групи 10 А₁–14 А₂, відповідно, зі змінами термобаричних умов надр Землі [12]. Тому з метою визначення усієї кількості води, зібраної у породах-колекторах Тягівського родовища, ми розрахували кількість води, генерованої у процесі утворення вугілля груп 1 Д, (2 Г+3 Г)/2 і 4 Ж. Методологічну послідовність розрахунку метаморфогенної води, на прикладі визначення її по робочих пластах з синонімією, показано у табл. 2.

Загалом вугілля пластів і прошарків у процесі діагенезу та метаморфізму за 360 млн років генерувало різну кількість води, а саме робочих з синонімією – 143,851 млн т, робочих без синонімії – лише 5,706 млн т, неробочих з синонімією – 101,503, неробочих без синонімії – 49,777, прошарків з синонімією – 50,863, прошарків без синонімії – 16,894 млн т. Вражає велика кількість метаморфогенної вуглетворної води – 368,594 млн т, яка разом з вуглеводневими газами (головно, метаном) займають колекторський простір неорганічних порід і вугільних пластів Тягівського родовища (табл. 3).

Таблиця 2

Послідовність розрахунку кількості метаморфогенної води робочими вугільними пластами з синонімією

Індекс пласта	Середня товщина пласта, м	Площа поширення пласта, км ²	Об'єм вугілля пласта, млн. м ³	Середня об'ємна маса вугілля, г/м ³	Запаси (ресурси) вугілля, млн т	Сучасна група метаморфізму вугілля за Донецькою шкалою	Кількість води генерованої за утворення 1 тону вугілля сучасної групи метаморфізму, кг	Загальна кількість води, що утворилась в процесі утворення всіх запасів (ресурсів) вугілля по всіх групах його метаморфізму, млн т			
								ІД (1т=103кг)	(2Г+3Г)/2 (1т=109кг)	4Ж (1т=115 кг)	Разом
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
v ₇	0,57	2,61	1,488	1,39	2,068	(2Г+3Г)/2	109	0,213	0,225	–	0,438
v ₆	0,73	9,69	7,074	1,39	9,832	(2Г+3Г)/2	109	1,013	1,072	–	2,085
v ₄	0,68	40,40	27,472	1,39	38,186	(2Г+3Г)/2	109	3,933	4,162	–	8,095
v ₃ ¹	0,66	2,40	1,584	1,39	2,202	4Ж	115	0,227	0,240	0,253	0,720
v ₃	0,66	2,20	1,452	1,39	2,018	4Ж	115	0,208	0,220	0,232	0,660
v ₂	0,57	6,18	3,523	1,39	4,897	4Ж	115	0,504	0,534	0,563	1,6
v ₁	0,78	43,36	33,821	1,39	47,011	4Ж	115	4,842	5,124	5,406	15,372
n ₉	0,66	65,22	43,045	1,39	59,833	(2Г+3Г)/2	109	6,163	6,522	–	12,685
n ₈ ¹	0,51	13	6,630	1,39	9,216	(2Г+3Г)/2	109	0,949	1,004	–	1,953
n ₈ ^B	0,81	49,94	40,451	1,39	56,227	(2Г+3Г)/2	109	5,791	6,129	–	11,92
n ₈ ⁰	0,65	3,90	2,535	1,39	3,524	4Ж	115	0,363	0,384	0,405	1,152
n ₈	0,72	35,04	25,229	1,39	35,068	4Ж	115	3,612	3,822	4,033	11,467
n ₇ ¹	0,77	27,47	21,152	1,39	29,401	4Ж	115	3,028	3,205	3,381	9,614
n ₇ ^{B-2}	0,80	20,6	16,480	1,39	22,907	4Ж	115	2,359	2,497	2,634	7,49
n ₇ ^{B-1}	0,68	11,54	7,847	1,39	10,907	4Ж	115	1,123	1,189	1,254	3,566
n ₇ ^B	0,99	71,26	70,547	1,39	98,060	4Ж	115	10,100	10,688	11,277	32,065
n ₇	0,89	24,50	21,805	1,39	30,309	4Ж	115	3,122	3,304	3,485	9,911
n ₆ ¹	0,75	1,11	0,832	1,39	1,156	4Ж	115	0,119	0,126	0,133	0,378
n ₆	0,60	1,11	0,666	1,39	0,926	4Ж	115	0,095	0,101	0,106	0,302
n ₅	0,55	3,90	2,145	1,39	2,982	4Ж	115	0,307	0,325	0,343	0,975
n ₃	0,57	1,11	0,633	1,39	0,879	4Ж	115	0,091	0,096	0,101	0,287
n ₂	0,70	1,90	1,330	1,39	1,849	4Ж	115	0,190	0,201	0,213	0,604
n ₁	0,62	1,90	1,178	1,39	1,637	4Ж	115	0,169	0,178	0,188	0,535
n ₀ ⁶	0,59	2,50	1,475	1,39	2,050	4Ж	115	0,211	0,223	0,236	0,670
v ₆	0,66	11,93	7,874	1,39	10,945	4Ж	115	1,127	1,193	1,259	3,579
v ₅ ⁴	0,70	18	12,600	1,39	17,514	4Ж	115	1,804	1,909	2,014	5,727
Разом	17,87	472,77	360,868	36,14	501,604			51,662	54,673	37,516	143,851

Таблиця 3

Водогенераційний потенціал вуглетворної фітомаси пластів і прошарків вугілля Тягівського родовища

Пласти і прошарки вугілля Запаси вугілля і генерована вода, млн т	Пласти вугілля				Прошарки вугілля		Разом
	Робочі з синонімікою, 26	Робочі без синоніміки, 14	Неробочі з синонімікою, 39	Неробочі без синоніміки, 26	З синонімікою, 63	Без синоніміки, 31	
Пласти вугілля груп метаморфізму 1Д + (2Г+3Г)/2, штук	6	4	8	7	6	8	39
Запаси вугілля, груп метаморфізму 1Д + (2Г+3Г)/2, млн т	175,362	3,641	80,723	61,865	16,849	8,852	347,292
Кількість води, генерованої вугіллям груп метаморфізму 1Д + (2Г+3Г)/2, млн т	37,176	0,772	17,183	13,114	4,429	1,877	74,551
Пласти вугілля, груп метаморфізму 1Д + (2Г+3Г)/2 + 4Ж, штук	20	10	31	19	57	23	160
Запаси вугілля, груп метаморфізму 1Д + (2Г+3Г)/2 + 4Ж, млн т	326,242	15,092	257,885	112,157	142,148	45,905	899,429
Кількість води генерованої вугіллям, груп метаморфізму 1Д + (2Г+3Г)/2 + 4Ж, млн т	106,675	4,934	84,320	36,663	46,434	15,017	294,043
Усього пластів і прошарків вугілля, штук	26	14	39	26	63	31	199
Усього запасів вугілля, млн т	501,604	18,733	338,608	174,022	158,997	54,757	1246,721
Кількість води, генерованої всіма запасами вугілля, млн т	143,851	5,706	101,503	49,777	50,863	16,894	368,594

Висновки

1. Викопне вугілля – це осадова гірська порода, головню, рослинного і частково мікробіогенного походження, що вміщує до 50 % мінеральних домішок, складається переважно з вуглецю, водню і кисню, незначної кількості азоту, сірки, інших елементів та, на відміну від інших гірських порід, горить. Це типовий твердофазовий вуглеводень.

2. За інформацією хіміків і геохіміків викопне вугілля складається з гумінових комплексів (міцел) з центральним вуглецевим (гуміновим) ядром й облямовуючих його захисних олеофільних прошарків бітумів, що знаходяться в масляному середовищі, та різних функціональних груп (Осоон, Ооснз, Оон, Ос=о), гідрофільних (гідроксильних, карбоксильних, метаксильних, карбонільних) груп, аліфатичних, аліциклічних угруповань.

3. Періодичні зміни факторів метаморфізму вугілля зумовлюють перебудову молекулярної структури речовини вугілля, збільшення гумінового вуглецевого ядра, руйнування функціональних груп, подальшу ароматизацію і конденсацію гумінових комплексів, відщеплення аліфатичних та аліциклічних угруповань, значне зменшення кисню і водню та видалення їх у вигляді води, діоксиду вуглецю і метану.

4. Кількість вуглефікованої органічної речовини у вуглевмісних породах у мільйони разів більша від кількості включень піриту і сидериту. Тому метаморфогенна вода, породжена вугіллям за кількістю, є головною у вугіллі та вугленосних товщах.

5. Новоутворена «метаморфогенна» вода знаходиться в колекторському просторі порід вугленосної товщі і викопного вугілля Тягівського родовища в кількості 368,594 млн т. Це обов'язково необхідно взяти до уваги під час розробки проекту шахтного видобутку вугілля.

СПИСОК ВИКОРИСТАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ

1. *Krevelen, D. W.* Coal science [Текст] : монографія / Krevelen D. W. Schuyer J. – Amsterdam : Elsev. Publ. Co, 1957. – 304 p.
2. *Ван-Кревелен, Д. В.* Наука об угле ; [перевод с англ.]: монографія / Д. В. Ван-Кревелен, Ж. Шуер. – Москва : Госнаучтехиздат литературы по горному делу, 1960. – 304 с.
3. Генерация углеводородов в процессе литогенеза осадков / Отв. Ред : А. А. Трофимук, С. Г. Неручев [Текст] : монографія. – Новосибирск : Наука. Сибирское отделение, 1976.
4. *Манская С. М.* Геохимия органического вещества твердых горючих ископаемых [Текст] : монографія / С. М. Манская, Т. В. Дроздова. – Москва : Наука, 1964. – 316 с.
5. *Гаврилова О. Н.* Сопоставление некоторых методов определения гидроксильных групп на материале витренов углей Донбасса [Текст] / О. Н. Гаврилова // Изв. АН СССР, ОТН. – № 4, 187. – С. 110–115.
6. *Ignatovicz A.* Badania and grupami Henowymi w wegлу kamiennym [Текст] / A. Ignatovicz // Prace Głownego Inst. Gornictwa. Krakow, 1952. – N 125,5.
7. *Blom L.* Oxygen groups in coal and related products [Текст] / L. Blom, L. Edelhausen, D. N. van Krevelen // XVIII. Fuel, 36. – N 2. – P. 135.
8. *Порфирьев В. Б.* Метаморфизм ископаемых углей [Текст] : монографія / В. Б. Порфирьев. – Изд. Львов. гос. ун-та, 1948. – 183 с.
9. *Ермаков В. И.* Образование углеводородных газов в угленосных и субугленосных формациях [Текст]: монографія / В. И. Ермаков, В. А. Скоробогатов – Москва : Недра, 1984. – 205 с.
10. *Лидин Г. Д.* Газообильность каменноугольных шахт СССР : Т. 3 [Текст] : монографія / Г. Д. Лидин. – Москва : Изд-во АН СССР, 1963. – 350 с.
11. *Узіюк В. І.* Співвідношення показників складу і властивостей вугілля Львівсько-Волинського басейну [Текст і графіки] / В. І. Узіюк, Р. Л. Круглова // Геологія і геохімія горючих копалин. – 1995. – № 3–4 (92–93). – С. 30–35.
12. *Левенштейн М. Л.* Комплект карт метаморфизма углей Донецкого бассейна (поверхности палеозоя, срезом: –400 м, –1000 м, –1600 м и структурных планов угольных пластов с₆¹ и к₅) масштаб 1:500 000 [Текст и карты] : монографія / М. Л. Левенштейн, О. И. Спирина. – Киев : ЦТЭ, 1991. – 104 с.

Стаття: надійшла до редакції 15.10.2017
прийнята до друку 27.12.2017

**THE METHAMORPHOGENOUS WATER OF THE COAL AND
COAL CONTAIN OF ROCKS OF THE TYAGLIV COAL FIELD OF
THE LVIV-VOLYN BASIN – POTENCIAL THE MENANCE THE
COAL EXTRACTION AND THE LIFE OF MINERS**

V. Uziuk¹, I. Shaynoha¹, I. Naumko², M. Zubyk²

*¹Ivan Franko National University of Lviv,
Hrushevsky Str., 4, 79005 Lviv, Ukraine
e-mail: paleontolzbirnyk@ukr.net*

*²Institute of Geology and Geochemistry of Combustible Mineral of NASU),
Naukova Str., 3^a, 79060 Lviv, Ukraine,
e-mail: zubyk_mikola@ukr.net*

For the first time the methodology of the determination of the water-generating potential of coal seams and underbeds of the each metamorphism group was worked the joining of 368,594 million tons of the potential metamorphogenous water in the collector space of rocks of the Tyahliv field was proved. It will to join in mine workings in the time of mine extraction of the coal and destroy mine workings as well as to complicate the work of miners and threaten to their life.

Key words: coal, seam, underbed, metamorphism group, metamorphogenous water, field, mine.

УДК 553.94:551.735(477.82/83)

ЗАСТОСУВАННЯ МОРФОЛОГІЧНОГО АНАЛІЗУ ВУГІЛЬНИХ ПЛАСТІВ У ЛЬВІВСЬКО-ВОЛИНСЬКОМУ КАМ'ЯНОВУГІЛЬНОМУ БАСЕЙНІ

М. Матрофайло

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

Викладено суть, методику морфологічного аналізу вугільних пластів, за якою проводили морфологічні дослідження, історію і сучасний стан вивченості морфології пластів вугілля у Львівсько-Волинському басейні.

Зазначено важливе наукове і практичне значення морфологічного аналізу, як методичного і взаємодоповнюючого аспекту формаційного аналізу поряд з палеогеографічними дослідженнями, який докладно розкриває і доповнює історію формування вугленосної формації як на окремих етапах формування пластів, так і карбонової товщі басейну загалом. Результати морфологічного аналізу є основою для прогнозу оцінки вугленосності, у тім числі і глибоких горизонтів.

Зроблено висновок, що морфологічні дослідження вугільних пластів потрібно продовжувати, зокрема, у напрямках деталізації й уточнення морфології пластів вугілля з урахуванням нових даних про вугленосність глибоких горизонтів і нових перспективних площ, узагальнення матеріалів і складання карт морфології вугільних пластів для всієї території Львівсько-Волинського басейну.

Ключові слова: вугільний пласт, морфологія, морфологічний аналіз, розщеплення пласта вугілля, розмиви, буквено-цифрова індексація, геолого-промислова типізація.

Морфологічний аналіз є важливим напрямом у вугільній геології, який пояснює походження, утворення сучасної форми і розмірів вугільних пластів та зміни їх параметрів і явищ на площі.

Головне завдання морфологічного аналізу – характеристика, визначення та надійна оцінка просторово-часових особливостей поширення морфологічних показників вугільних пластів (потужності, мінливості потужності, будови, ураженості розмивами і розщепленнями, контурів нульової і промислової потужності тощо), які використовують для вирішення комплексу наукових і практичних питань.

Морфологічний аналіз як методичний і взаємодоповнювальний аспект формаційного аналізу поряд з палеогеографічними дослідженнями детально розкриває і доповнює історію формування вугленосної формації як на окремих етапах утворення пластів вугілля, так і вугленосної товщі басейну загалом.

Актуальність застосування морфологічного аналізу полягає у вирішенні проблем обґрунтування кондиційної вугленосності перспективних для промислового освоєння родовищ, площ і ділянок та глибоких горизонтів кам'яновугільних відкладів з метою подальшого розвитку вугільної промисловості Львівсько-Волинського басейну (ЛВБ).

У статті викладено основні положення методики морфологічного аналізу, стислий історичний огляд та сучасний стан вивченості морфології вугільних пластів, значення та напрями подальших морфологічних досліджень ЛВБ.

Питання методики вивчення морфології вугільних пластів розглянуто у працях В. Н. Волкова, О. С. Прокопченко, О. Б. Круковера, Т. А. Ягубянца та ін. [1–4]. Завдяки морфологічному вивченню вугільних пластів Підмосковного, Донецького і Львівсько-Волинського басейнів зроблено суттєві доповнення, спрямовані на вдосконалення методики морфологічного аналізу [5–7]. Основні її положення полягають у такому (рис. 1).



Рис. 1. Морфологічний аналіз вугільних пластів

На початковому етапі робіт за даними бурових свердловин будували великомасштабні літолого-стратиграфічні розрізи вугленосних відкладів (масштаби: горизонтальний 1:25 000, вертикальний 1:1 000), зорієнтованих як навхрест, так і за простяганням їхнього залягання (рис. 2). Відстань між сусідніми розрізами становила 6–12 км, між свердловинами у розрізах – 250–500 м. Для усунення певного впливу поствугленосних тектонічних процесів і тим самим полегшення побудови розрізів за нульову лінію брали підшву найбільш поширених і витриманих вугільних пластів, які

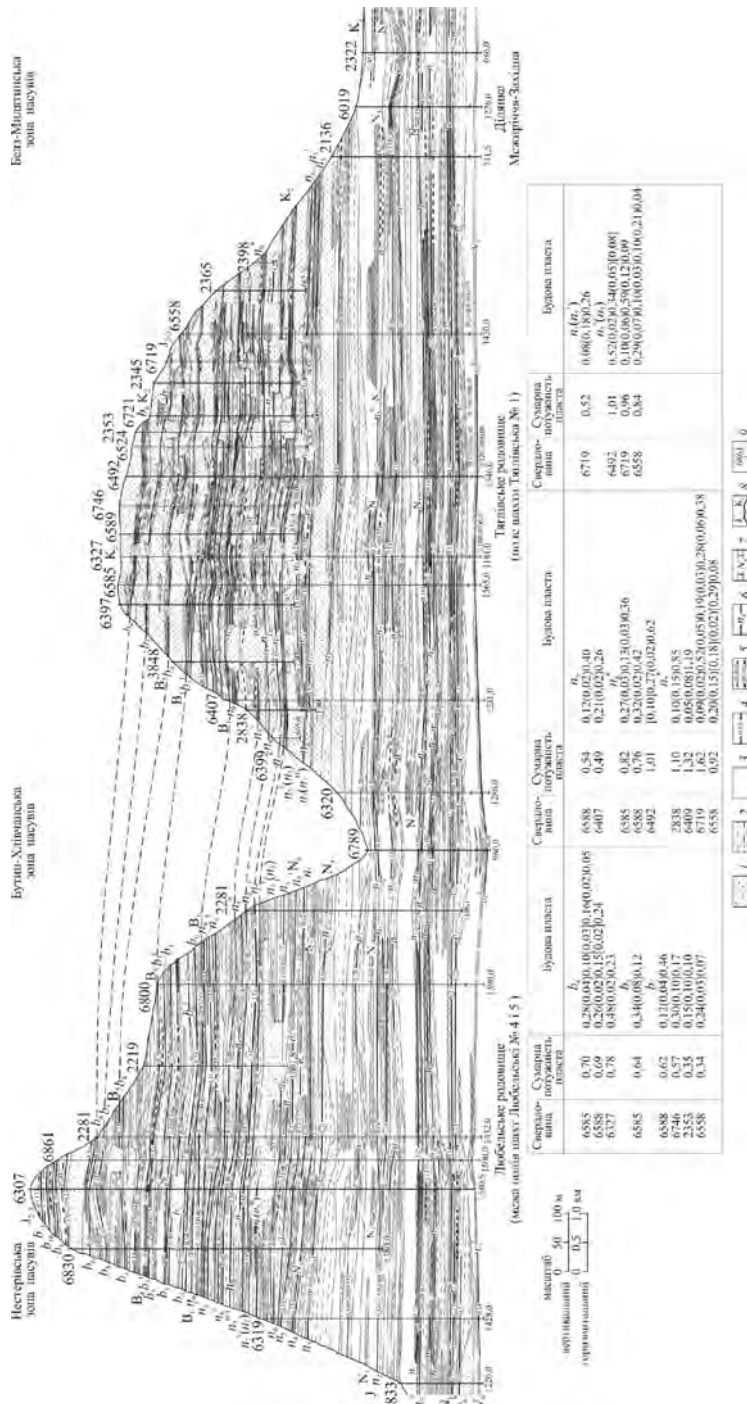


Рис. 2. Літолого-стратиграфічний розріз і кореляція вугільних пластів верхньої вугленосної підформації Південно-Західного вугленосного району Львівсько-Волинського кам'яновугільного басейну:
 1 – пісковик; 2 – алевроліт; 3 – аргіліт; 4 – вугільний пласт і його потужність, м; 5 – вуглисті аргіліт і його потужність, м; 6 – синоніміка вугільного пласта; 7 – вапняк і його синоніміка; 8 – юрський і крейдяний розмиви вугленосної формації; 9 – бурова свердловина і її номер

займали в період свого формування приблизно горизонтальне

положення. За розрізами зіставляли окремі колонки свердловин, проводили кореляцію вугільних пластів і порід. Уточнювали синоніміку пластів вугілля. За такої методики побудов на розрізах чітко виділялися регіональні особливості зміни потужності, складу, будови і вугленосності відкладів, послідовності розташування окремих пластів вугілля.

У першому наближенні виявляли характер ускладнення будови вугільних пластів і зміни їхньої потужності, а на основі проведеної кореляції вугільних пластів (див. рис. 2) показано, що за період формування карбонової формації ЛВБ відбувалося поступове збільшення потужності вугленосних відкладів Любелського родовища порівняно з Тягівським.

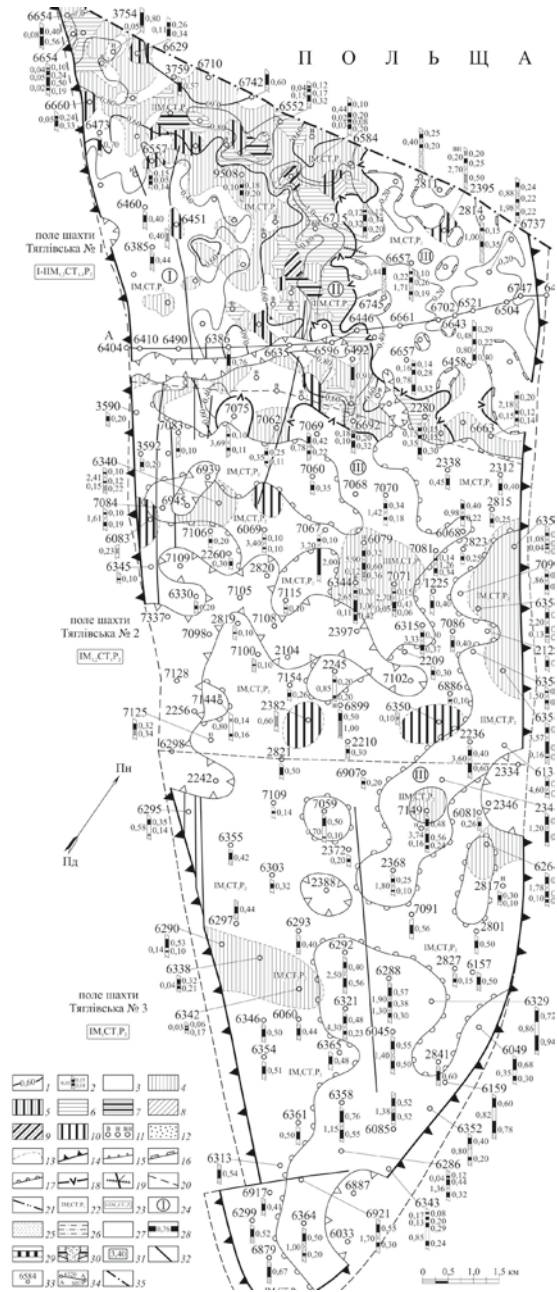
Для вивчення деталей будови окремих пластів вугілля та їхньої зміни у просторі співвідношення з підшоною і покрівлею у напрямі літолого-стратиграфічних розрізів у подальшому будували великомасштабні деталізаційні морфологічні розрізи пластів у масштабах: вертикальний 1:100 і горизонтальний 1:25 000 (рис. 3). На розрізах зображали не лише прошарки порід усередині основного вугільного пласта, а й відщеплені від нього пласти (пачки) вугілля. Покрівля (підшова) основного пласта була горизонтальною лінією. Оскільки деталізаційні розрізи мають практичне значення для прогнозу гірничо-геологічних умов розробки вугільних пластів, на них зображали склад порід, які покривають і підстелюють вугілля потужністю 10–12 м. Побудовані розрізи дали змогу з необхідною детальністю виявити особливості будови пластів вугілля, характер і площу поширення їхніх розмивів, розщеплень і заміщень, мінливості потужності вугільних пачок і прошарків, які їх розділяють, та виявити складну кількарарову біфуркацію при розщепленні вугільних пластів. Такі побудови дали змогу простежити по окремих напрямках особливості зміни складу і будови відкладів карбону та окремих вугільних пластів у межах родовищ і всього басейну.

Такі дослідження є передумовами для картування вугільних пластів і побудови великомасштабних (1:25 000) карт морфології (див. рис. 3). Загалом у ЛВБ складанню карт передувало створення надвеликомасштабних (1:5 000) карт морфології вугільних пластів на площах, освоєних промисловістю. Це дало змогу використати весь фактичний матеріал як геологорозвідувальних, так і гірничо-експлуатаційних робіт та підвищити достовірність морфологічних побудов.

Зміну геологічної потужності пластів, яка містить внутрішньопластові породні прошарки, а також вуглисті аргіліти, які залягають безпосередньо в їхніх покрівлі і підшві, зображували ізопакітами, проведеними через 0,20 м, а ізопіси підшви пласта – через 50 м. Крім того, виділяли площі, які відрізняються за типом будови, відсутності пластів, лінії розщеплень. За межу зони розщеплення в ЛВБ взято ізолінію породного прошарку потужністю 0,50 м (межа можливої сумісної розробки відщеплених вугільних пачок). Для ділянок зі складною будовою на картах зображували колонки вугільних пластів із зазначенням літологічного складу внутрішньопластових прошарків порід, а також порід безпосередньої підшви і покрівлі.

Наступний етап методики вивчення морфології пластів вугілля полягав у їхній геолого-промисловій типізації за допомогою буквено-цифрової індексації основних морфологічних показників, які є важливими гірничо-геологічними факторами розробки покладів, відповідно до прийнятих градацій класифікацій і інструкцій та методик (див. таблицю).

Відповідно до наведених градацій на морфологічних картах проводили районування – виділення ділянок або зон, які характеризуються переважними значеннями потужності,



a

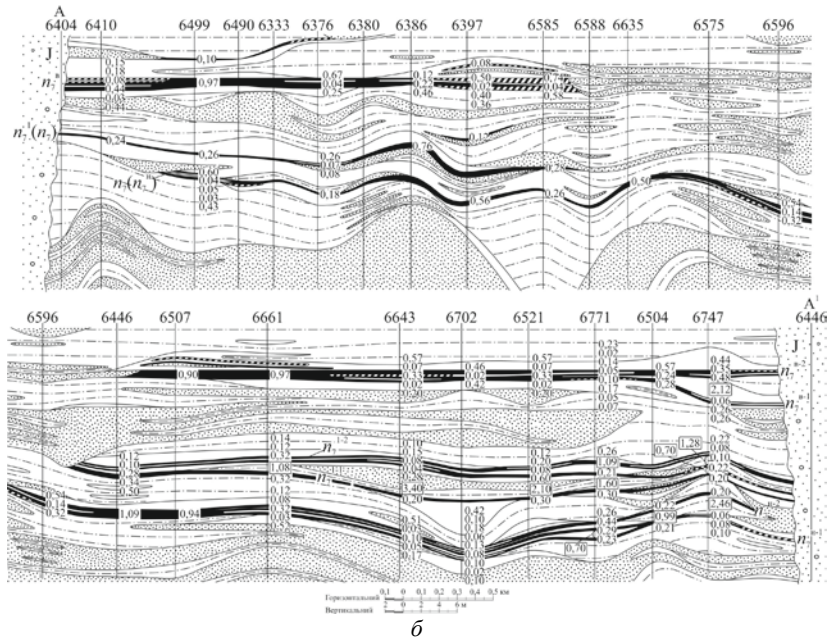


Рис. 3. Карта морфології вугільного пласта $n_7^1(n_7)$ (а) і деталізаційний морфологічний розріз кондиційних пластів вугілля $n_7(n^H) - n_7^B$ (б) Тягівського родовища Південно-Західного вугленосного району ЛВБ:

для карти: 1 – ізопахіти пласта, м; 2 – структура пласта, потужність вугільних пачок і породних прошарків; площі поширення різної будови пласта: 3 – простої (без породних прошарків – СТ₁); 4 – середньої складності (один породний прошарок – СТ₂); 5 – середньої складності з одним породним прошарком, який частково або повністю складений вуглистом аргілітом; 6 – складної (два породні прошарки) – СТ₃); 7 – складної з двома породними прошарками, які частково або повністю складені вуглистом аргілітом; 8 – дуже складної (три і більше породних прошарків – СТ₄); 9 – дуже складної з трьома і більше породними прошарками, які представлені вуглистом аргілітом; 10 – заміщення вугільного пласта вуглистом аргілітом; 11 – розташування вуглистих аргілітів: в – у покрівлі вугільного пласта; н – у підшві пласта; вн – у покрівлі й підшві пласта; 12 – складна мінливість потужності вугільного пласта; межі: 13 – ділянок з різною будовою пласта; 14 – епігенетичного посткарбонівського розмиву вугленосної формації; 15 – епігенетичного внутрішньоформаційного (переважно епіторф’яного) розмиву вугільного пласта; 16 – сингенетичного і ранньоепігенетичного (переважно синторф’яного і ранньоепіторф’яного) розмиву вугільного пласта; 17 – передбачуваного виклинювання вугільного пласта, пачки; 18, 19 – розщеплення вугільного пласта, штрихуванням зображено, для якої вугільної пачки пласта побудовано карту морфології і проведено геолого-промислово типізацію; 20 – шахтного поля; 21 – районів басейну; буквено-цифровий індекс: 22 – ділянки вугільного пласта; 23 – переважний для пласта в межах шахтного поля; 24 – морфолого-генетичні зони пластів: I – простої (переважно простої) будови; II – неоднорідної складної (“мозаїчної”) будови; III – розщеплення; для розрізу: 25 – пісковик; 26 – алевrolіт; 27 – аргіліт; 28 – пласт (прошарок вугілля) і його потужність, м; 29 – вуглисті аргіліт; 30 – відклади епігенетичного розмиву вугленосної формації; 31 – потужність прошарку при розщепленні; 32 – розривні тектонічні порушення; 33 – бурова свердловина та її номер; 34 – лінія деталізаційного морфологічного розрізу; 35 – державний кордон

мінливості потужності і будови вугільного пласта, а також ураженості його розмивами (рис. 4). Межі зазначених зон (ділянок) визначали особливостями розподілу на площі головного гірничо-геологічного фактора – потужності вугільного пласта (див. таблицю).

Морфологічні показники геолого-промислової типізації вугільних пластів

Морфологічні показники вугільного пласта	Індекси і градації вугільних пластів			
	I; дуже тонкий; до 0,60 м	II; тонкий; 0,61–1,20 м	III; середній; 1,21–2,0 м	IV; потужний; понад 2,0 м
Потужність	I; дуже тонкий; до 0,60 м	II; тонкий; 0,61–1,20 м	III; середній; 1,21–2,0 м	IV; потужний; понад 2,0 м
Мінливість потужності	M ₁ ; ділянки зі слабкою і середньою мінливістю; коефіцієнт варіації < 15 %		M ₂ ; ділянки з сильною і дуже сильною мінливістю; коефіцієнт варіації > 15 %	
Будова	СТ ₁ ; проста; без породних прошарків	СТ ₂ ; середньої складності; один породний прошарок	СТ ₃ ; складна; два породні прошарки	СТ ₄ ; дуже складна; три і більше породних прошарків
Ураженість розмивами і заміщеннями	P ₁ ; слабка; до 10 %	P ₂ ; середня; 10–30 %	P ₃ ; сильна; 30–50 %	P ₄ ; дуже сильна; понад 50 %

Загалом по пласту, а також по кожній виділеній зоні, шахтному полю, розвідувальній ділянці в абсолютних величинах і відсотках визначали значення ступеня розвитку зазначених морфологічних показників. На підставі переважальних конкретних їхніх значень надалі виконували типізацію шахтопластів, шахтних полів, розвідувальних ділянок. На картах морфології (див. рис. 4) зображали буквено-цифровий індекс, який характеризує морфологічний тип пласта. Завдяки побудові морфологічних карт у великому масштабі і використанню принципу районування стало можливим у простій і зручній для практичного використання формі показати геологічні дані про характер зміни на площі багатьох морфологічних показників пластів, які визначають умови розробки вугільних родовищ. Отже, морфологічні карти є геологічною основою для оцінки перспектив розвідки й умов розробки вугільних пластів.

Вивчення морфології вугільних пластів зі складанням великомасштабних карт і розрізів, тобто морфологічний аналіз – невід’ємна частина методики формаційного аналізу вугленосних відкладів, яку розроблено і застосовано під час досліджень у Підмосковному, Донецькому і Львівсько-Волинському кам’яновугільних басейнах [5–7].

У вугільній геології вивчення морфології пластів вугілля має наукове і прикладне значення. У колишньому СРСР початок систематичних досліджень у цій галузі припадає на кінець 50-х – початок 60-х років, а в Україні – на 60-ті роки минулого століття. Вони виконувалися численними науковими і виробничими організаціями. На першому етапі робіт (1964–1976) складено карти морфології пластів Донецького басейну в масштабі 1:25 000 в межах окремих геолого-промислових районів з подальшим узагальненням матеріалів по областях у масштабі 1:100 000. Морфологічне вивчення вугільних пластів в Україні відновили 1983 р. і продовжували до 1994 р. (другий етап досліджень). У 1991 р. видано Комплект карт потужності і будови вугільних пластів середнього карбону Донецького кам’яновугільного басейну [8].



Рис. 4. Карта морфології вугільного пласта n_8 Львівсько-Волинського кам'яновугільного басейну (умовні позначення див. рис. 3)

У Львівсько-Волинському басейні впродовж 1983–1986 рр. виконано першу комплексну роботу з детального вивчення морфології і умов формування вугільних пластів Нововолинського і Червоноградського геолого-промислових районів, яка сприяла виконанню геолого-промислової типізації шахто- і ділянокластів за основними

морфологічними показниками. Завдяки цьому на генетичній основі складено деталізаційні розрізи і карти морфології основних вугільних пластів n_6 , n_7^H , n_7 , n_7^B , n_8 , n_8^B , n_9 у масштабі 1:25 000 – по Волинському, Забузькому і Межирічанському родовищах, а також пластів b_1 – по Волинському і Забузькому; b_4 – по Волинському родовищах; n_6 – по полю шахти “Зарічна”. По кожному пласту побудовано зведені карти морфології Нововолинського і Червоноградського геолого-промислових районів у масштабі 1:100 000. Вивчення морфології вугільних пластів у комплексі з палеопотамічним аналізом дало змогу реконструювати карбонові палеогідрографічні системи [9]. Визначено, що особливості морфології і генезису вугільних пластів мають зональний характер і зумовлені тісною взаємодією палеотектонічного і палеогеографічного факторів. Також видано Методичне керівництво [10].

У 1988–1994 рр. проведено роботу по детальному вивченню основних промислових пластів Південно-Західного вугленосного району ЛВБ. Унаслідок цього складено літолого-стратиграфічні розрізи вугленосної товщі, деталізаційні розрізи вугільних пластів і карти морфології вугільних пластів n_6 , n_6^6 , n_7^H (n_7), n_7 (n_7^1), n_7^B , n_8 , n_8^B , n_9 , b_1 , b_3 , b_3^1 , b_4 (Любельське і Тягівське родовища), n_8^0 , n_8^5 (Любельське родовище) у масштабі 1:25 000 і визначено особливості їх морфології і генезису. Виконано геолого-промислову типізацію за основними морфологічними показниками вугільних пластів по шахтних полях району, яка дає змогу оцінити умови їхньої розробки [7, 11]. Вона доповнила типізацію усіх основних пластів. Отже, морфологічними дослідженнями охоплено всю територію Львівсько-Волинського басейну. Проведені морфологічні дослідження дозволили типізувати розщеплення вугільних пластів, визначити Z-подібне розщеплення на полі шахти Любельська № 1, провести генетичну типізацію атектонічних і тектонічних розщеплень і провести районування території басейну за цим морфологічним показником [12, 13, 14, 15].

У 2008–2011 рр. результати морфологічних досліджень використано для прогновної оцінки вугленосності глибоких горизонтів Львівсько-Волинського басейну. Також складено великомасштабні карти морфології вугільних пластів n_0^3 і n_6 . Зазначено, що область промислового поширення пласта n_6 , який має найбільшу площу поширення у басейні, розташована у його центральній частині в межах діючих шахт Червоноградського вуглепромислового району (200–250 м нижче основних робочих вугільних пластів) [16]. На основі морфологічних побудов визначено ускладнення будови і зростання потужності вугільного пласта n_6 в південно-західному напрямку та зміну його в умовах розщеплення. Ділянки відсутності пласта зумовлені, головню, діяльністю водотоків, які існували під час формування палеоторфовищ і належали Дубненській і Горохово-Рівненській палеогідрографічним системам [9].

Висновки. Морфологічний аналіз вугільних пластів має велике значення для вирішення широкого кола наукових і прикладних завдань, а розроблені принципи їхньої типізації за морфологічними показниками – гірничо-геологічними факторами – важливі для характеристики, порівняльної оцінки і прогнозування умов розробки родовищ.

На основі морфологічного аналізу проведено геолого-промислову типізацію шахто- і ділянокпластів за основними морфологічними показниками для всіх районів ЛВБ; детально вивчено основні промислові пласти, складено літолого-стратиграфічні розрізи вугленосної товщі і морфологічні карти вугільних пластів у масштабі 1:25 000, визначено особливості їхньої морфології.

Вивчення морфології вугільних пластів (морфологічний аналіз) є складовою частиною методики формаційного аналізу вугленосних відкладів. Результати

морфологічного аналізу вугільних пластів – основа для прогнозої оцінки вугленосності, зокрема глибоких горизонтів.

За результатами досліджень зроблено висновок, що вивчення морфологічних особливостей вугільних пластів варто продовжувати у таких напрямках: деталізація й уточнення морфології вугільних пластів з урахуванням нових даних про вугленосність глибоких горизонтів і нових перспективних площ; узагальнення матеріалів і складання карт морфології вугільних пластів для всієї території Львівсько-Волинського кам'яновугільного басейну.

СПИСОК ВИКОРИСТАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ

1. Волков В. Н. Генетические основы морфологии угольных пластов / В. Н. Волков. – Москва : Недра, 1973. – 176 с.
2. Прокопченко А. С. Опыт типизации изменчивости мощности и строения угольных пластов для целей разведки / А. С. Прокопченко, В. Ф. Андрианов, И. А. Баташева // Геология, методы поисков и разведки месторождений твердых горючих ископаемых. – Москва : ВИЭМС, 1975. – С. 1–9.
3. Круковер А. Б. Критерии прогноза изменчивости морфологии угольных залежей Карагандинского бассейна / А. Б. Круковер // Перспективы развития сырьевой базы углей и горючих сланцев. – Ленинград : ВСЕГЕИ. – 1986. – С. 78–84.
4. Ягубяц Т. А. Морфоструктурный анализ угольных залежей / Т. А. Ягубяц. – Москва : Недра, 1988. – 126 с.
5. Шульга В. Ф. Нижнекарбоновая угленосная формация Донецкого бассейна / В. Ф. Шульга. – Москва : Наука, 1981. – 176 с.
6. Атлас литогенетических типов и условия образования угленосной формации Львовско-Волынского бассейна / [Шульга В. Ф., Лелик Б. И., Гарун В. И. и др.]. – Киев : Наук. думка, 1992. – 176 с.
7. Матрофайло М. М. Морфологія вугільних пластів Південно-Західного вугленосного району Львівсько-Волинського басейну : автореф. дис. на здобуття наук. ступеня канд. геол.-мін. наук / М. М. Матрофайло. – Львів, 1996. – 21 с.
8. Комплект карт мощности и строения угольных пластов среднего карбона Донецкого каменноугольного бассейна. Масштаб 1:500 000 / [глав. ред. С. Г. Храпкин]. – Киев : Центр. темат. партия, 1991. – 100 с.
9. Позднесерпуховские гидрографические системы Львовско-Волынского угольного бассейна / В. Ф. Шульга, В. И. Селинный, В. Я. Караваев [и др.] // Докл. АН УССР. Сер. Б. – 1985. – № 1. – С. 27–31.
10. Шульга В. Ф. Методическое руководство по документации размывов и внедрений терригенных пород в угольных пластах Львовско-Волынского бассейна / В. Ф. Шульга. – Киев, 1988. – 42 с. – (Препр. / АН УССР. Ин-т геол. наук; № 88–2).
11. Матрофайло М. Н. Особливості морфології основних промислових пластів Південно-Західного району Львівсько-Волинського басейну / М. Н. Матрофайло // Геологія і геохімія горючих копалин. – 1999. – № 1. – С. 44–49.
12. Матрофайло М. Н. Типізація розщеплень вугільних пластів Львівсько-Волинського басейну / М. Н. Матрофайло // Геологія і геохімія горючих копалин. – 2000. – № 2. – С. 99–103.

13. Проявление конседиментационных тектонических движений в Львовско-Волинском угольном бассейне / В. Ф. Шульга, С. Г. Храпкин, Е. О. Гирный [и др.] // Доп. НАН України. – 1996. – № 1. – С. 68–72.
14. *Матрофайло М. М.* До генези розщеплень вугільних пластів Львівсько-Волинського басейну / М. М. Матрофайло, В. Ф. Шульга, І. О. Костик // Геологія і геохімія горючих копалин. – 2008. – № 1. – С. 12–20.
15. *Шульга В. Ф.* Об атектонических расщеплениях пластов угля во Львовско-Волинском угольном бассейне / В. Ф. Шульга, М. Н. Матрофайло // Докл. НАН Украины. – 2008. – № 5. – С. 131–136.
16. *Костик І. О.* Морфологія серпуховського вугільного пласта n_6 Львівсько-Волинського басейну і особливості його утворення / І. О. Костик, М. М. Матрофайло, В. Ф. Шульга, М. Д. Король // Геологія і геохімія горючих копалин. – 2010. – № 3–4 (152–153). – С. 27–44.

*Стаття: надійшла до редакції 20.11.2017
прийнята до друку 27.12.2017*

APPLICATION OF THE MORPHOLOGICAL ANALYSIS OF COL SEAMS IN THE LVIV-VOLYN BASIN

M. Matrofailo

*Institute of Geology and Geochemistry of Combustible Minerals
of the National Academy of Sciences of Ukraine,
Naukova Str., 3a, 79060 Lviv, Ukraine
e-mail: mmatrofailo@gmail.com*

The essence and methods of the morphological analysis according to which morphological studies were conducted as well as the history and modern state of the level of knowledge of morphology of coal seams in the Lviv-Volyn Basin are stated.

An important scientific and practical value of morphological analysis is emphasized as methodical and complementary aspect of formational analysis on a level with paleogeographical investigations which reveals in detail and supplements the history of forming of coal-bearing formation both at individual stages of the seam formation and in carbon thickness of the basin on the whole. Results of morphological analysis are the basis for predictive assessment of the coal-bearing potential, including deep horizons.

A conclusion was made that morphological studies of coal seams should be continued, in particular in the direction of detailing and verification of coal bed morphology, taking into consideration new data on coal-bearing potential of deep horizons and new promising areas, generalization of the material and mapping of coal bed morphology for the whole territory of the Lviv-Volyn Basin.

Key words: coal seam, morphology, morphological analysis, coal bed splitting, wash-outs, alphabetical-digital indexing, geological-industrial typification.

УДК 561.551.735(477)

ПАЛІНОЛОГІЧНА ЗОНАЛЬНІСТЬ КАМ'ЯНОВУГІЛЬНИХ ВІДКЛАДІВ ВОЛИНО-ПОДІЛЬСЬКОЇ ОКРАЇНИ СХІДНОЄВРОПЕЙСЬКОЇ ПЛАТФОРМИ

А. Іваніна

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

Завдяки комплексним фаціально-палінологічним дослідженням в кам'яновугільних відкладах Волино-Подільської окраїни Східноєвропейської платформи (ВПО СЄП) з'ясовано особливості вертикального розподілу спор. Визначено дві групи таксонів: за особливостями поширення у розрізі – керівні, характерні, транзитні, або фонові; за вмістом – доміанти, субдомінанти, рідкісні. За унікальним набором таксонів різних категорій виділено палінозони – латерально витримані, простежені у розрізах свердловин місцеві спеціалізовані біостратиграфічні підрозділи з комплексом палінологічних ознак, які допомагають легко розпізнавати відклади. У карбоні ВПО СЄП за особливостями поширення керівних і характерних видів визначено 15 палінозон таких категорій: біозона (одна), конкурентно-рангові (сім) і комплексні (чотири) зони, тайльзона, акмезони (дві). В турнейських відкладах виявлено одну зону, візейських – сім, серпухові – три, в башкирі – чотири. Наведено узагальнену характеристику палінозон, що формують місцеву біостратиграфічну шкалу, їхню кореляцію з біопідрозділами суміжних регіонів і співвідношення з місцевими літостратиграфічними підрозділами. Всі палінозони комплексно обґрунтовані численним палінологічним матеріалом, схарактеризовані зональним споривим комплексом, у структурі якого є всі категорії таксонів. Палінозони деталізують стратиграфічне розчленування розрізів, доповнюють палеонтологічну характеристику та уточнюють стратиграфічне положення місцевих літостратиграфічних підрозділів.

Ключові слова: палінологія, спори, палінозони, карбон, Волино-Подільська окраїна Східноєвропейської платформи.

Ця публікація є наступною з праць [1, 4, 6, 8], присвячених палінологічній характеристиці кам'яновугільних відкладів Волино-Подільської окраїни Східноєвропейської платформи (ВПО СЄП). Кам'яновугільні відклади, представлені міссісіпієм (турнейський, візейський, серпуховський яруси) і нижнім пенсильванієм (башкирський ярус), значно поширені в ВПО СЄП і утворюють вугленосну формацію Львівсько-Волинського вугільного басейну загальною товщиною понад 1 400 м.

Палінологічні дослідження кам'яновугільних відкладів Волино-Поділля започатковані у 60-х роках ХХ ст. Т. Іщенко та І. Партикою. Перші спроби узагальнити палінологічні матеріали з виділенням комплексів і палінозон зроблені І. Партикою у 90-х роках ХХ ст. і продовжені О. Шварцман та А. Іваніною [7], яка внаслідок появи нового фак-

тичного матеріалу й удосконалення методологічних засад палінологічного аналізу виконала ревізію визначень міоспор за оновленою систематикою М. В. Ошуркової [9], уточнила діапазони поширення таксонів, оновила методику виділення зональних підрозділів за палінологічними даними, доповнила і конкретизувала зональні характеристики, модернізувала шкалу палінологічної зонації. Матеріалом для досліджень є понад 4 350 зразків, відібраних з 44 свердловин. Далі наведено головні положення оновленої методики визначення палінозон й узагальнено опис підрозділів місцевої біостратиграфічної шкали карбону ВПО СЄП, визначених за спорово-пилковими даними.

Першим завданням у визначенні палінозон є оцінка діапазонів поширення та кількісної часті родів і видів міоспор та об'єднання їх у групи. Палінозони у кам'яновугільних відкладах ВПО СЄП – комплексно обґрунтовані, схарактеризовані зональним споровим комплексом, у структурі якого є дві групи таксонів: перші виділені за особливостями поширення у розрізі (керівні, характерні, або типові, транзитні, або фонові); другі – визначені за вмістом: доміанти становлять понад 20 % спектрів; субдомінанти 5–20 %; рідкісні – до 5 %.

Під час палінологічного дослідження карбону ВПО СЄП 44 таксона (їхній вміст у спектрах – від 30 до 56 % від загальної кількості спор) віднесено до транзитних – форм з широким стратиграфічним діапазоном (поширені у відкладах систем чи їхніх великих частин) і значною тривалістю існування (35–70 млн років) материнських рослин, які їх продукували. Ці таксони придатні лише для загальної характеристики стратиграфічних підрозділів. Більшість виявлених транзитів (26 форм) посідають панівне положення в спектрах, їхній вміст понад 10 %; 18 таксонів є постійними учасниками спектрів, однак трапляються у незначній кількості – до 5 %. Транзити, скрізні для карбону, належать переважно інфратурмам *Laevigati*, *Apiculati*, *Murornati*, *Foveolati*. Це роди *Calamospora* Schopf, Wilson et Bentall, *Punctatisporites* (Ibr.) Pot. et Kr., *Granulatisporites* (Ibr.) Pot. et Kr., *Cingulizonates bialatus* (Waltz) Smith et Butt., *Lycospora pusilla* (Ibr.) Somers, *Densosporites* (Berry) Butt. et al., *Vallatisporites variabilis* (Waltz) Oshurk., *Vallatisporites irregularis* (Andr.) Oshurk., які почергово панують у палінокомплексах.

Найважливішими для стратиграфічного розмежування та визначення палінозон є типові та керівні форми. Загалом в кам'яновугільних розрізах ВПО СЄП виявлено 97 таксонів, що віднесені до цих категорій (див. табл. 1, 2). Типові, або характерні – форми з поширенням від частини ярусу до двох–трьох ярусів чи декількох суміжних дрібніших стратонів, однак частота знаходження їх в межах конкретного підрозділу є вищою. Серед них виділяють форми, що з'являються в межах конкретного стратону й переходять у перекривні відклади, і форми, що з'являються у підстильних відкладах і зникають угорі конкретного підрозділу. Тривалість існування материнських рослин – 9–35 млн років. Загалом в карбоні визначено 63 характерні таксони, зокрема в турне – чотири; візе – 47; серпухові – 44; башкирі – 25 (див. табл. 1). У часі вміст характерних форм спочатку зростає від чотирьох у турне, сягаючи максимуму угорі візе (47 форм), потім поступово зменшується до 25 у пенсильванії. Найважливішими для стратиграфічного розмежування відкладів є керівні таксони, властиві лише для певних стратиграфічних рівнів. Вони мають значне латеральне поширення і вузький стратиграфічний діапазон – трапляються у межах однієї–трьох палінозон, характеризують відклади товщиною від шести до 169 м. Материнські рослини – продуценти цих паліноморф, існували короткий проміжок часу – 6–9 млн років. Керівні види особливо важливі для стратиграфічних

досліджень – серед них обирають зональні види, або індекс-види. Їхній вміст у спектрах коливається від 1 до 20 %. В карбоні визначено 34 керівні види: 10 – в турне; 18 – у візейських відкладах; один – у серпухові; п'ять – у башкирі (табл. 1, 2).

Таблиця 1

Кількість таксонів різних категорій у відкладах ярусів карбону Волино-Подільської країни Східноєвропейської платформи

Система	Підсистема	Ярус	Загальна кількість таксонів	Кількість таксонів		
				Фонові	Характерні	Керівні
Кам'яно-вугільна	Пенсильванська	Башкирський	63	33	25	5
	Міссісіпська	Серпуховський	87	42	44	1
		Візейський	99	42	47	18
		Турнейський	53	39	4	10

Головним для виділення палінозон є неповторне, властиве лише для даного стратону сполучення керівних і характерних видів, приурочене до відкладів певного стратиграфічного інтервалу, які поширені в межах структурно-фаціального району чи частини геологічного регіону. Тоді як наявність фонових таксонів і кількісні ознаки є допоміжними. Завдяки комплексним фаціально-палінологічним дослідженням у карбоні ВПО ССП [3] визначено 15 палінозон, з них у турнейських відкладах виявлено одну міоспорову зону; у візейських – сім; серпухові – три; в башкирі – чотири. Всі палінозони комплексно обґрунтовані численним палінологічним матеріалом, схарактеризовані зональним споривим комплексом, у структурі якого є всі категорії таксонів. Палінозони латерально витримані, простежені в розрізах свердловин у межах ВПО ССП, мають товщину від 4 до 196 м, деталізують стратиграфічне розчленування розрізів, доповнюють палеонтологічну характеристику та уточнюють стратиграфічне положення місцевих літостратиграфічних підрозділів – світ і серій. За особливостями поширення керівних чи характерних видів серед них визначено такі типи біопідрозділів: біозони (або зона поширення керівного таксону, чи рангова зона), тайльзони, акмезони, конкурентно-рангові та комплексні зони.

Детальна стандартизована і конкретизована характеристика окремих біопідрозділів – палінозон є у попередніх працях [5, 6, 8]. Нижче наведено узагальнену характеристику біостратиграфічних підрозділів, визначених за палінологічними даними у відкладах карбону ВПО ССП. Послідовність палінозон утворюють місцеву біостратиграфічну шкалу, яка значно доповнює палеонтологічну характеристику відкладів, уточнює стратиграфічне положення літостратиграфічних підрозділів, є основою для детального розчленування розрізів і регіональних і глобальних кореляцій (див. рис. 1). Товщини палінозон та їхні співвідношення з місцевими літостратиграфічними підрозділами зазначено в табл. 3.

Таблиця 2

Поширення керівних таксонів у кам'яновугільних відкладах
Волино-Подільської країни Східноєвропейської платформи

Назва таксону	Індекс і вік палинозони														
	Тур-не	Візейський							Серпуховський			Башкирський			
		UT	C	A	I	IB	VC	PF	GM	NCa	ML	NN	SF	CP	VL
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
<i>Phidiaesporites septalis</i>	+														
<i>Grandispora upensis</i>	+														
<i>Convolutispora usitata</i>	+														
<i>Knoxisporites triangularis</i>	+														
<i>Auroraspora granulata</i>	+														
<i>Diaphanospora submirabilis</i>	+														
<i>Tumulispora malevkensis</i>	+														
<i>Auroraspora varia</i>	+														
<i>Auroraspora hyalina</i>	+														
<i>Cyrtospora cristifera</i>	+														
<i>Monilospora culta</i>		+													
<i>Monilospora variomarginata</i>		+	+												
<i>Grandispora notabilis</i>		+	+												
<i>Labiadensites macrodiscus</i>		+	+	+											
<i>Knoxisporites multiplicabilis</i>		+	+												
<i>Murospora conduplicata</i>		+	+	+											
<i>Triquitrites batillatus</i>		+	+	+											
<i>Simozonotriletes trigonus</i>			+	+	+										
<i>Monilospora subcrenata</i>			+	+	+										

Продовження таблиці 2

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
<i>Simozonotriletes samariformis</i>				+	+										
<i>Tripartites serratus</i>					+	+									
<i>Simozonotriletes brevispinosus</i>					+	+									
<i>Triquitrites pyramidalis</i>					+	+	+								
<i>Triquitrites comptus</i>						+	+	+							
<i>Tripartites tribullatus</i>						+	+								
<i>Simozonotriletes pusillus</i>						+	+								
<i>Simozonotriletes simplex</i>						+	+								
<i>Triquitrites regularis</i>								+							
<i>Monilospora mutabila</i>									+	+	+				
<i>Florinites mediapundens</i>													+	+	+
<i>Knoxisporites polygonalis</i>													+	+	+
<i>Wilsonia vesicata</i>														+	+
<i>Dictyotriletes bireticulatus</i>															+
<i>Punctatosporites minutus</i>															+
Усього	10	7	8	6	6к	7	5	2	1	1	1	-	2	3	5

Зона *Grandispora upensis*-*Knoxisporites triangularis* (UT), визначена внизу кам'яновугільного розрізу – у хорівській світі турнейського ярусу нижнього міссісіпію, є біозоною, в межах якої поширені переважно азонатні акаватні трипроменеві дрібні та середнього розміру спори. В складі палінозони загалом визначено 53 таксони, серед них 10 характерних, 10 керівних (*Auroraspora granulata* (Kedo) Oshurk., *Phidiaesporites septalis* (Jusch.) Oshurk., *Tumulispora malevkensis* (Kedo) Turnau, *Diaphanospora submirabilis* (Kedo) Byvsch. тощо) і 33 транзитні види. Індекс-видами зони є *Grandispora upensis* (Kedo) Byvsch. і *Knoxisporites triangularis* (Kedo) Byvsch., які в межах ВПО НГО трапляються лише у відкладах цієї палінозони.

Відклади зони поширені всюди і простежені у 15 розрізах ВПО ССП, незгідно залягають на верхньодевонських відкладах та незгідно перекриті породами палінозон С або І візейського ярусу і відповідає середній частині турнейського ярусу, а саме черепетському горизонту Східноєвропейської платформи (ССП) і верхній частині коурцейського

МСШ		Регіональні та місцеві підрозділи ВПО ССП							
Система	Підсистема	Горизонти ССП	Паліозона та її індекс	Вашик	Вугіля	Світа			
Кам'яновугільний	Північна	Північно-карпатська	Черемшанський	AT Radizonates aligerens - Triquitrites tribullatus	B ₂	n ₂	Кречівська		
			Прикам'яний	VL Florinites visendus - Secarisporites lobatus	B ₂		Поромінська		
			Північно-кельменський	CP Vestispora costata - Knoxisporites polygonalis	B ₃		Морозовичівська		
			Краснополяський		SF Neorastriktia splendidus - Raistriktia fulva			B ₃	
			Вознесенський	ZZ	n ₂		Бужанська		
			Запалтубинський					NN Raistriktia nigra - Bellisporites nitidus	Любельська
			Протвинський						
			Стешевський	ML Monilospora mutabilis - Vestispora lucida	N ₁		Лининська		
			Таруський	NCA Tripartites nongrueski - Monilospora carnosus	N ₁		Іванчівська		
			Веньовський	GM Camarozonotriletes granulosus - Aurospora micromanifesta	V ₅		Порниця		
			Михайлівський	PF Triquitrites pyramidatus - Rotaspora fracta	V ₄		Устипузька		
			Александрівський	VC Tripartites vetustus - Triquitrites comptus	V ₃		Володимирська		
	Тульський	IV Tripartites incisotrilobus - Simonozonotriletes brevispinosus	V ₂	Олеськівська					
	Бобринківський	I Vallatisporites irregularis	V ₁	Куличківська					
	Радаєвський	A Gomiospora arvensis C Monilospora culta	V ₁	Хорівська					
	Турецький	Місцеві	Турецький	UT Grandispora upensis Knoxisporites triangularis	T ₂	Хорівська			
				Упінський	ZZ	Хорівська			
				Мальовський					
				Гумеровський					
				Козьмінський					
				Козловський					

Рис. 1. Біозональна шкала карбону ВПО ССП за палінологічними даними (світи, зазначені [11]).

(Courseyan) регіоярису (динант) Західної Європи [1, 12-15]. За опорний визначено розріз у св. 5 437 – с. Запуст Волинської обл., інт. 233–256 м. Візейський розріз розпочинає **Monilospora culta (C)** - тайльзона, яка відповідає повному стратиграфічному поширенню виду-біомаркера. Оскільки у суміжних регіонах діапазон поширення цього виду більший, то виділено біостратиграфічний підрозділ саме цієї категорії. В зональному комплексі панують зонатні акаватні трипроменеві спори з цингуломом чи краситудою. Специфічною ознакою є зростання різноманіття зонатних каватних спор (роди *Densosporites*, *Vallatisporites*, *Cingulizonates*, *Radiizonates*, *Lycospora*, *Monilospora* тощо); поява, деколи в значній кількості, виду *Lycospora pusilla* (Ibr.) Somers, який значно поширений в усьому карбовому розрізі. Загалом визначено 51 вид міоспор, серед яких 29 фонових, 21 характерний і один керівний таксон – індекс-вид біозони, який трапляється тут у значній кількості – 5–20 %. За опорний обрано розріз біля с. Запуст Волинської обл., св. 5 437, інт. 215–233 м. Палінозона **C**, визначена внизу куличківської світи ВПО СЕП, простежена у семи свердловинах; зіставлена з середньою частиною радаєвського горизонту СЕП і, можливо, відповідає середній частині чейддйського (Chadian) регіоярису Західної Європи [1, 12–15]. Залягає незгідно на верхньодевонських або турнейських відкладах та згідно перекрита породами палінозони **A**.

Таблиця 3

Товщина палінозон карбону ВПО СЕП та їхнє співвідношення з місцевими літостратиграфічними підрозділами

Палінозона			Світи
Індекс	Товщина, м	Стратиграфічне положення	
UT	4–24		Хорівська
C	6–18		Низ куличківської
A	4–13		Верх куличківської
I	4–16	Під вапняком V_0	Низ олеськівської
IV	14–70	Між підшвами вапняків V_0 – V_1	Верх олеськівської, низ володимирської
VC	23–65	Між підшвами вапняків V_1 – V_2	Верх володимирської
PF	11–54	Між підшвами вапняків V_2 – V_3	Устилузька, низ порицької
GM	15–110	Між підшвами вапняків V_3 – V_5	Середина порицької
NCa	50–176	Між підшвами вапняків V_5 – N_1	Верх порицької, іваничівська
ML	53–146	Між підшвами вапняків N_1 – N_3	Лишнянська
NN	88–196	Між підшвами вапняку N_3 і вугільного пласта n_7	Низ бужанської (за [11]), любельська (за [10])
SF	32–74	Між підшвами угільного пласта n_7 і вапняку B_1	Верх бужанської (за [10, 11])
CP	22–66	Між підшвами вапняків B_1 – B_3	Низ морозовичівської
VL	44–74	Між підшвами вапняків B_3 – B_6	Верх морозовичівської та поромівська
AT	27–56	Над вапняком B_6	Кречівська

Акмезона **Gorgonispora appendices (A)** визначена вгорі куличківської світи. У складі комплексу палінозони – 16 характерних таксонів, з яких 11 – з'являються внизу палінозони, п'ять – зникають угорі розрізу (див. табл. 1, 2); та є 31 транзитний таксон. Її

головні ознаки – значний вміст (понад 20 %) індекс-виду, а також великих щільних зонатних акаватних трилетних спор з широким розростанням екзини у вигляді цингулюма родів *Cincturasporites*, *Euryzonotriletes*, *Simonozonotriletes*, *Gorgonispora* тощо. Відклади зони поширені всюди і простежені у 17 розрізах ВПО СЕП. Подібні палинокомплекси виділені угорі радаєвського горизонту СЕП і верхній частині чейдійського (Chadian) регіоярису візейського ярусу (динант) Західної Європи, а також в середній частині оусейгенського (Osagean) регіоярису (міссісіпій) Північної Америки [1, 12–15]. За опорний визначено розріз у св. 5 437, інт. 215–220 м с. Запуст Волинської обл.

Наступна зона **Vallatisporites irregularis (I)** також є акмезоною, оскільки виділена за кількісним максимумом індекс-виду. В її складі визначено 77 видів – 43 транзитні, 26 характерних і шість керівних; переважають зонатні каватні трипроменеві спори, є численні і різноманітні акаватні форми (роди *Euryzonotriletes*, *Cincturasporites*, *Simonozonotriletes*, *Tripartites*, *Triquitrites* тощо). Зона незгідно залягає на відкладах зони **A** і перекрита породами палинозони **IB** – згідно в межах Львівсько-Волинського вугільного басейну та незгідно на Ковельському виступі; нижню межу зони проводять по покривлі пісковика або конгломерату, верхню – по підшві вапняку V_0 . Виділена в нижній частині олесківської світи; зіставлена з верхніми частинами бобриковського горизонту СЕП і айрундського (Arundian) регіоярису Західної Європи [1, 12–15].

Переважаю більшість міоспорових зон, виявлених у візейському ярусі між вапняками V_0 – V_5 (верхня частина олесківської – більша нижня частина порицької світи), а саме **Tripartites incisotrilobus–Simonozonotriletes brevispinosus (IB)**, **Triquitrites pyramidalis–Rotaspora fracta (PF)**, **Camarozonotriletes granulosus–Auroraspora microma-nifesta (GM)**, віднесено до категорії комплексних конкурентно-рангових зон. Вони визначені за двома характерними таксонами, діапазони поширення яких взаємно перекриті: перший з видів є типовим у підстильних відкладах і зникає біля верхньої межі палинозони, другий – з'являється внизу зони, часто трапляється у відкладах зони і переходить у перекривні породи.

Для палинозони **IB** властиве сумісне існування *Tripartites incisotrilobus* (N a u m.) P o t. et K r., *Simonozonotriletes brevispinosus* (W a l t z) K e d o et J u s c h. та *Triquitrites pyramidalis* (K e d o et J u s c h.) S t e m. et T u r n a u, панування зонатних каватних трипроменевих спор, поява дев'яти нових видів *Tripartites abnormis* (K e d o) O s h u r k., *Triquitrites verrucatus* I v a n i n a, *Ahrensisporites guerickei* (H o r s t) P o t. et K r., *Raistriakia nigra* L o v e, *Secarisporites lobatus* N e v e s, *Bellisporites nitidus* (H o r s t) S u l l., *Murospora irregularis* (A l p e r n) I v a n i n a, *Callisporites* B u t t. et W i l l., *Potoniesporites delicatus* P l a y f. Загалом відклади зони схарактеризовані 85 видами спор, серед яких визначено 43 транзитні, 36 характерних і шість керівних таксонів. Опорний розріз зони визначено у св. 3 770 – поле шахти 8 “Нововолинська”, інт. 700–770 м.

Наступна зона **Tripartites vetustus–Triquitrites comptus (VC)** залягає згідно на відкладах палинозони **IB**, є комплексною зоною, визначеною за появою індекс-видів. Вона схарактеризована 90 видами, з них 43 транзитні, 41 характерний і сім керівних таксонів. В її складі є численні азонатні акаватні трипроменеві спори, а також різноманітні зонатні акаватні аурикулятні форми (роди *Tripartites*, *Ahrensisporites*, *Triquitrites*, *Mooreisporites*). Географічне положення опорного розрізу: св. 4 780 – поле шахти 5 “Червоноградська”, 881–946 м.

Головною особливістю наступної зони **PF**, що залягає згідно на відкладах зони **VC**, є поява виду *Rotaspora fracta* S c h e m e l. і його сумісне знаходження з видами *Cam-*

rozonotriletes granulosis Jusch. et Byvsch., *C. knoxi* (Butt. et Will.) Byvsch. і *Triquitrites pyramidalis* (Kedo et Jusch.) Stem. et Turnau. Постійними учасниками комплексів є різноманітні зонатні акаватні аурікулятні (роди *Tripartites*, *Ahrensispores*, *Triquitrites*, *Mooreispores*) і каватні таксони (роди *Densosporites*, *Vallatisporites*, *Lycospora* тощо) середнього розміру, тоді як вміст представників родів з краситудою суттєво зменшується. Загалом в структурі зонального комплексу визначено 89 родів і видів спор – 43 – транзитні; 41 – характерний і п'ять керівних. Опорний розріз цієї палінозони визначено у св. 4 780 – поле шахти 5 “Червоноградська”, інт. 830–881 м.

Угорі візейського розрізу визначено зону **GM**. Тільки в межах цієї зони трапляються разом види *Auroraspora micromanifesta* (Hacq.) Richard. і *Camarozonotriletes granulosis* Jusch. et Byvsch. Біля верхньої межі зони зникають 14 видів, які переважно належать до зонатних акаватних краситудних форм. Комплекс зони складений 90 таксонами, серед яких 43 фонові, 43 характерні і два керівні види. За опорний розріз визнано св. 4 780 – поле шахти 5 “Червоноградська”, інт. 720–830 м.

За палінологічними даними частина візейського розрізу між вапняками V_0 – V_5 (палінозони **IB–GM**) відповідає тульському – веньовському (нижня частина) горизонталі СЕП і голкерському (Holkerian) – нижній частині брігентійського (Brigantian) регіорусам Західної Європи [1, 12–15].

У серпуховському ярусі визначено три біопідрозділи за палінологічними даними (знизу догори): конкурентно-рангову зону **Tripartites nongrueski– Monilospora carnosa (NCa)** і дві комплексні – **Monilospora mutabilis–Vestispora lucida (ML)** і **Raistrikia nigra–Bellispores nitidus (NN)**. Нижньосерпуховська палінозона **NCa** виділена угорі порицької та іваничівської світах між вапняками V_5 – N_1 за двома характерними видами *Monilospora carnosa* (Knox) Jusch. і *Tripartites nongrueski* Pot. et Kr., діапазони поширення яких взаємно перекриті. В складі палінозони є один керівний вид (*Monilospora mutabilis* Stapl.), 36 характерних, з яких 10 – з'являються в низу палінозони, три зникають угорі розрізу; та 43 транзитні таксони, переважна більшість яких поширена у всьому карбонівому комплексі порід і трапляються в межах зони в кількості 3–5%. Поширена всюди, залягає незгідно на відкладах візейської зони **GM**. Опорний розріз виділено у св. 4 671 – поле шахти 4 “Червоноградська”, інт. 702–878 м. За складом спор зональний комплекс аналогічний виділений у нижній частині таруського горизонту регіональної шкали СЕП; можливо, відповідає верхній частині брігентійського (Brigantian) регіорусу (динант) і нижній частині пендлейського (Pendlean) регіорусу намюру А (силезій) Західної Європи і середній частині честерського (Chesterian) регіорусу (міссісіпій) Північної Америки [1, 12–15].

Зона **ML** виділена у відкладах верхньої частини серпуховського яруса між вапняками N_1 – N_3 (лишнянська світа) за такими критеріями: перший індекс-вид *Monilospora mutabilis* Stapl. є субдомінантом у відкладах зони, інший – *Vestispora lucida* (Butt. et Will.) Wils. et Venk. – з'являється біля її підшви. Загалом у комплексі визначено 78 видів, 43 фонові, 34 характерні і один керівний таксон. Опорний розріз цього біопідрозділу є у св. 9 377 – ділянка Межиріччя Західна, інт. 274–350 м.

Для наступної зони **NN**, що визначена в нижній частині бужанської світи (за стратиграфічною схемою 1993 р.) чи, можливо, у любельській світі (за [11]) між вапняком N_3 і вугільним пластом n_7 , властива участь 74 таксонів (41 транзитний, 32 характерні й один керівний вид), поступове зникнення восьми видів (*Triquitrites marginatus* Hoff., Stapl. et Mell., *Rotaspora fracta* Schemel, *Anapiculatisporites concinnus* Plaf., *Diatomozono-*

triletes saetosus (Hacq. et Barss) Hughes et Playf., *Potoniespores delicatus* Playf., *Auroraspora micromanifesta* (Hacq.) Richard., *Tripartites trilinguis* (Horst) Smith et Butti), втім числі одного з індекс-видів *Raistrikiya nigra* Love, який не трапляється вище відкладів зони; підвищений вміст другого біомаркера – *Bellisporites nitidus* (Horst) Sullivan, який є масовим саме в межах зони. Опорний розріз визначено у св. 4 671 – поле шахти 4 “Червоноградська”, інт. 540–648 м.

Палінозони **ML** і **NN** зіставлено з верхньою частиною таруського - нижньою частиною запалтюринського гоїзонтів СЕП і середньою частиною пендлейського (Pendlean) – нижньою частиною арнсберзького (Arnsbergian) регіоярусів намюру А Західної Європи [1, 12–15].

У башкирському ярусі пенсильванію визначено чотири міоспорові зони. Нижні дві (між вугільним пластом n_7 і вапняком B_3) - **Neoraistrikiya splendidus–Raistrikiya fulva (SF)** і **Vestispora costata–Knoxisporites polygonalis (CP)** - конкурентно-рангові зони; верхні (над вапняком B_3 , у верхній частині морозовичівської, поромівській і кречівській світах) – комплексні. Це зони **Florinites visendus–Secarisporites lobatus (VL)** (перший вид масовий у межах зони, другий пропадає угорі відкладів зони) і **Radiizonates aligerens–Triquitrites tribullatus (AT)** (два зазначені види є субдомінантами в межах зони). Частина кам'яновугільного розрізу між вугільним пластом n_7 і вапняком B_3 за палінологічними даними відповідає північнокельтменському – черемшанському горизонтам СЕП і марсденському (Marsdenian) (намюр В) – лангсеттському (Langsettian) регіоярусам (вестфал А) Західної Європи. Загалом кількість спор у башкирських розрізах зменшується до 61–63 таксонів, серед яких переважають фонові (34 види) і характерні, різноманіття яких зменшується догори розрізу від 29 до 22 видів.

Усі палінозони є латерально витриманими, простеженими у розрізах свердловин, місцевими спеціалізованими біостратиграфічними підрозділами з комплексом палінологічних ознак (унікальним набором керівних, характерних і транзитних таксонів), які допомагають розпізнавати відклади певних стратиграфічних рівнів. Вони є місцевою біостратиграфічною шкалою, яка значно доповнює палеонтологічну характеристику кам'яновугільних відкладів ВПО СЕП.

Отже, завдяки палінологічним дослідженням з'ясовано особливості вертикального розподілу спор, схарактеризовано 15 палінозон і визначено їхню послідовність. Виділено такі категорії паліностратонів: одна біозона, сім – конкурентно-рангових зон, чотири – комплексні зони, одна – тайльзона, дві – акмезони. Палінозони є латерально витриманими, простеженими у розрізах свердловин місцевими спеціалізованими біостратиграфічними підрозділами з комплексом палінологічних ознак (унікальним набором керівних, характерних і транзитних таксонів), які допомагають легко розпізнавати відклади. Визначена шкала спорових зон суттєво доповнює біостратиграфічну характеристику кам'яновугільних відкладів, уточнює межі, обсяги, вік стратиграфічних підрозділів регіону і допомагає вирішувати дискусійні питання стратиграфії.

СПИСОК ВИКОРИСТАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ

1. Зональная стратиграфия фанерозоя России / Науч. ред. Т. Н. Корень. – Санкт-Петербург : Изд-во ВСЕГЕИ, 2006. – 256 с.
2. Іваніна А. В. Біозональне розчленування кам'яновугільних відкладів Волино-Поділля за палінологічними даними / А. В. Іваніна // Матеріали XXXVII сесії Палеонтологіч-

- ного товариства НАН України “Проблеми обґрунтування регіональних стратонів фанерозою України”. – Київ, 2016. – С. 30–31.
3. Іваніна А. В. Новий підхід до вивчення палинологічних решток древніх осадових товщ / А. В. Іваніна // Геолого-геофізичні дослідження нафтогазоносних надр України. Зб. наук. праць УкрДГРІ. – Львів, 1997–1998. – С. 129–135.
 4. Іваніна А. В. Палинологическая зональность нижнекаменноугольных отложений Львовско-Волинского бассейна / А. В. Іваніна // Актуальные проблемы палинологии на рубеже III тысячелетия. – Москва : ИГиРГИ, 1999. – С. 114–115.
 5. Іваніна А. В. Палинологічна зональність верхньовізейських відкладів Волино-Подільської окраїни Східноєвропейської платформи) / А. В. Іваніна // Палеон. зб. – 2010. – № 42. – С. 30–45.
 6. Іваніна А. В. Палинологічна зональність нижньовізейських відкладів Волино-Подільської окраїни Східноєвропейської платформи) / А. В. Іваніна // Палеон. зб. – 2009. – № 41. – С. 9–21.
 7. Іваніна А. В. Зональне розчленування відкладів нижнього карбону Львівсько-Волинського басейну за палинологічними даними / А. В. Іваніна, І. І. Партика, В. Ф. Шульга, О. Г. Шварцман // Доп. НАН України. – 1997. – № 4. – С. 127–130.
 8. Іваніна А. В. Стандартизована характеристика палинозони **Vestispora costata-Knoxisporites polygonalis** з кам'яновугільних відкладів Волино-Подільської окраїни Східноєвропейської платформи) / А. В. Іваніна // Зб. наук. праць Інституту геологічних наук НАН України. – Т. 6. – Вип. 1. – 2013. – С. 44–49.
 9. Ошуркова М. В. Морфология, классификация и описания форма-родов миоспор позднего палеозоя / М. В. Ошуркова. – Санкт-Петербург : Изд-во ВСЕГЕИ, 2003. – 377 с.
 10. Стратиграфические схемы фанерозойских образований Украины для геологических карт нового поколения. Графические приложения. – Киев, 1993.
 11. Стратиграфія верхнього протерозою та фанерозою України: у 2 т. Т. 1: Стратиграфія верхнього протерозою, палеозою та мезозою України / Гол. ред. П. Ф. Гожик. – Київ : ІГН НАН України, 2013. – 637 с.
 12. Clayton G. Carboniferous miospores of Western Europe: illustration and zonation / G. Clayton, R. Coquel, J. Doubinger et al. // Meded. Rijks Geol. Dienat. – 1977. – Vol. 29. – P. 1–71.
 13. Clayton G. The Dinantian (Lower Carboniferous) palynostratigraphy of Rugen, Northern Germany / G. Clayton, B. Carson // Prace PIG. – 1997. – N 157. – P. 219–227.
 14. Kmieciak H. The Carboniferous biostratigraphy of the Lublin Coal Basin (Poland) / H. Kmieciak // Prace Państw. Inst. Geol. – 1997. – P. 173–187.
 15. Owens B. Miospore correlation of the Carboniferous deposits of Europe and China / B. Owens, G. Clayton, G. Lianda, S. Loboziak // Compte Rendu. – 1989. – N 3. – P. 189–210.

Стаття: надійшла до редколегії 14.11.2017
прийнята до друку 27.12.2017

THE CARBONIFEROUS PALYNOLOGICAL ZONATION OF VOLYN-PODILLYA MARGIN OF THE EAST-EUROPIAN PLATFORM

A. Ivanina

*Ivan Franko National University of Lviv,
Hrushevsky Str., 4, 79005 Lviv, Ukraine
e-mail: ant_iv@ukr.net*

During the facial-palynological studying of the Carboniferous of the Volyn-Podillya margin of the East-European platform (VPM EEP) spores' spreading peculiarities are distinguished. Two groups of taxons are defined: according to the peculiarities of vertical distribution – key, characteristic, transit ones; on the content – dominant, subdominant, rare. By the unique set of taxa of different categories, the palinozones are distinguished. They are allocated laterally, traced in sections of wells local specialized biostratigraphic units with a set of palynological features that allow easy recognition of deposits. In the Carboniferous of VPM EEP by spreading peculiarities of the key and characteristic taxa 15 palinozones have been identified. There are such categories: the Range-Zone (one unit), Concurrent-Range Zone (seven), Assemblage-Zone (four), Teil-Zone, Acme-Zone (two units). In the Tournaisian sediments one zone was discovered, the Viséan – seven, Serpukhov – three, and Bashkirs four. The generalized description of the palinozones, forming the local biostratigraphic scale, their correlation with the bio-subunits of adjacent regions and the relation with local litotratigraphic divisions are given. All the palinozones are comprehensively based on numerous palynological materials, characterized by a zonal spore complex, in the structure of which are all categories of taxa. Palinozones detail the sequence bedding, complement the paleontological characteristic and specify the stratigraphic position of the local lithostratigraphic subdivisions.

Key words: palynology, spores, palinozones, Carboniferous, Volyn-Podillya margin of the East-European platform.

УДК 551.461.8 (477.8)

ВЕРХНЬОКРЕЙДОВО-НИЖНЬОПАЛЕОЦЕНОВІ ЛІТОДИНАМІЧНІ ТИПИ УТВОРЕННЬ ГЛИБОКОВОДНИХ СИСТЕМ (СКИБОВИЙ ПОКРИВ, УКРАЇНСЬКІ КАРПАТИ)

Л. Генералова¹, О. Гнилко², В. Падляк¹, О. Солончук¹

¹Львівський національний університет імені Івана Франка,
вул. Грушевського, 4, 79005 Львів, Україна
e-mail: gen_geo@i.ua.

²Інститут геології і геохімії горючих копалин НАН України,
вул. Наукова, 3а, 79060 Львів, Україна
e-mail: ohnilko@yahoo.com

Мета. Мета праці – вивчити літодинамічні типи верхньокрейдово-нижньопалеоценових утворень Скибового покриву Українських Карпат на прикладі відкладів скиби Парашка в Святославському кар'єрі. **Методика.** Застосовано метод фаціального, зокрема седиментологічного аналізу. Виявлені структурно-текстурні риси порід порівнювали з модельними діагностичними ознаками літодинамічних типів осадів приконтинентальних океанічних областей. **Результати, наукова новизна.** В кар'єрі простежується ритмічно-циклічне чергування гравійних жорстяників, пісковиків, алевролітів, аргілітів, мергелів. Для переважної більшості типів порід характерні структурно-текстурні інтервали секвенції А. Боума, що дає змогу зачислити їх до турбідитів. Турбідити перешаровуються з геміпелагітами, пелагітами, контуритами. Трапляються дебрити та олістостроми. Розріз стрийської світи, в якому виділяють три підсвіти, за літодинамічними особливостями можна зіставити з ідеалізованим глибоководним конусом виносу (феном), що локалізувався в підніжжі Карпатського сегмента давньої континентальної околиці океану Тетіс. Нижньострийська підсвіта представлена тонкошаруватими турбідитами нижнього фену, грубошаруваті турбідити середньострийської підсвіти характеризують літодинамічні типи розподільчих каналів глибоководної каналної системи та лопастевидні конуси виносів середнього фену, тонкоритмічні турбідити та геміпелагіти верхньострийської підсвіти належать верхньому конусу та відкладам рівнини басейну на глибинах, більших за 2 500–3 000 м. **Практична значимість.** Використання методів седиментологічного аналізу з виокремленням і вивченням літодинамічних типів переважно верхньокрейдової (сенонсько-нижньопалеоценової) стрийської світи дає змогу не лише реконструювати геологічні процеси, а й складати ретроспективні моделі еволюції утворень і структур Скибового покриву в споруді Українських Карпатах та брати участь у прогнозуванні просторово-вікового поширення літофацій, що необхідно для пошуків корисних копалин.

Ключові слова: седиментаційні процеси, літодинамічні типи, флішеві відклади, Скибовий покрив, Українські Карпати, турбідити, геміпелагіти, контурити.

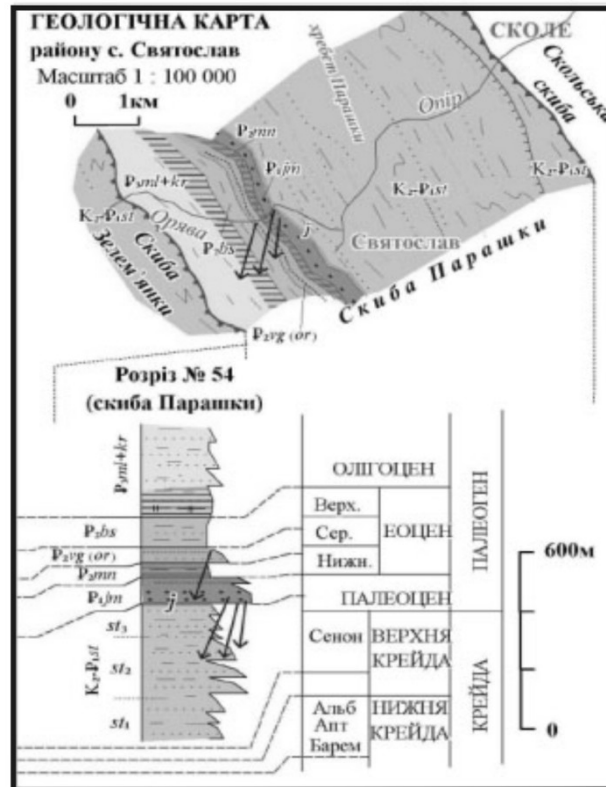
У будові Українських Карпат широко представлено флішову формацію. На флішеутворення існують декілька гіпотез, серед яких домінують осциляційна (М. Б. Вассоевич) і турбідитна (Ф. Кюнен). Сучасні уявлення паралелізують давні флішові утворення з теригенними осадами приконтинентальних позашельфових океанічних глибоководних областей. Їх називають глибоководні відклади або відклади турбідитних систем [8, 17]. Їхнє формування зумовлено нагромадженням осадового теригенних часток матеріалу під дією сили гравітації та/або придонних течій. Під дією сили гравітації осадові часточки можуть обвалюватися, осуватися з формуванням непорушених тіл олістолітів, осуватися з дезинтеграцією осувних тіл та утворенням осувних потоків, рухатися з масою уламків з водою і глиною з утворенням грязекам'яних (уламкових) потоків, формувати потоки з турбулентним переміщенням часточок з утворенням суспензійних (турбідитних) потоків. Відклади нормальних придонних течій представлені течіями в каньйонах, контурними та швидкісними нефелюйдними потоками. Названі процеси фіксуються певними різновидами утворень – літогенетичними типами [10]. Літодинамічні типи розрізняють, головню, структурно-текстурними ознаками. Літодинаміка (літогеодинаміка) вивчає сукупність процесів транспортування і фіксації на дні басейну литотипів порід, які розглядають як індикатори геодинамічних режимів минулого [6, 11].

Починаючи з 90-х років минулого століття, для флішових утворень Українських Карпат з'являються праці, в яких на актуалістичних засадах осадові комплекси сучасних океанів порівнюють з давніми породами регіону. Проте досліджень, у яких систематично описані седиментологічні структурно-текстурні особливості флішу, визначені їхні літодинамічні типи, розшифровані давні седиментологічні процеси, які притаманні певним структурним одиницям Українських Карпат, небагато. Методичну спрямованість щодо дослідження і діагностики літодинамічних типів флішових утворень має чимало праць [1, 3, 5, 6, 12, 14–16].

Об'єктом дослідження є виділення та характеристика літодинамічних типів ритмічно-циклічних флішових утворень верхньокрейдово-нижньопалеоценової стрийської світи. Предметом досліджень є Святославський кар'єр, який ілюструє розріз скиби Парашка Скибового покриву. Він знаходиться в пригірловій частині р. Орява, лівого допливу р. Опір на околиці м. Сколе при в'їзді по міжнародній автомагістралі Київ–Чоп (див. рис. 1, 2). Для досягнення мети потрібно виконати такі завдання: пошарово вивчити природні розрізи Святославського кар'єру; розпізнати і діагностувати структурно-текстурні ознаки розрізів флішових утворень стрийської світи Святославського кар'єру і на цій основі виокремити літодинамічні типи; порівняти виявлені літодинамічні типи з модельними; інтерпретувати і типізувати седиментаційні потоки, продуктами яких були виявлені літодинамічні типи; реконструювати механізм та умови осадонагромадження цих відкладів та палеобатиметрії басейну осадконагромадження за виявленими літодинамічними типами.

Святославський кар'єр є геологічною пам'яткою [4] та об'єктом екскурсій Карпато-Балканської геологічної асоціації (КБГА) [13]. Кар'єр слугує північною околицею Гребенівського навчального полігону, де останнім часом у повному обсязі проходить геологознавальна практика студентів другого курсу Львівського національного університету імені Івана Франка та інших вузів. У стінці кар'єру протягом 300 м відслонюється товща та товсто-, середньо-, тонкоритмічного флішу. Моноклінальне залягання порід верхньокрейдової (сенонсько-нижньопалеоценової) стрийської світи характеризується південно-західними азимутами падіння під кутом 40–45° [2]. Стрийська світа відслонена

в кар'єрі уверх за течією р. Орява до с. Коростів, вона нарошується середньо-верхньопалеоценовою ямненською, нижньоєоценовою манявською, нижньо-середньоєоценовою вигодською, середньо-верхньоєоценовою бистрицькою світами та олігоцен-міоценовою менілітовою серією скиби Парашка Скибового покриву (рис.1).



Умовні позначення

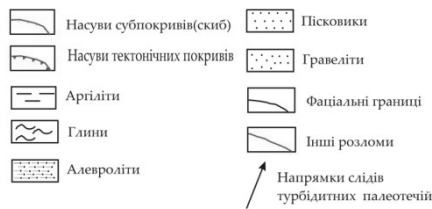


Рис. 1. Геологічна карта та стратиграфічний розріз с. Святослав, басейн р. Орява. Скибовий покрив. Скиба Парашки. Склад О. М. Гнилко. Умовні позначення, індекси світ: K_2-P_{1st} – стрийська; P_{1jt} – ямненська; P_{2mt} – манявська; $P_{2vg}(or)$ – вигодська (оравська); P_{2bs} – бистрицька; P_{3mt+kr} – менілітова та кросненська.



Рис. 2. Флішові (турбідитні) відклади стрийської світи. Святославський кар'єр. Околиця м. Сколе. Пригирлова частина р. Орява.

Методика. Методичною основою праці є принцип актуалізму. У цьому контексті для вивчення осадових порід застосовано метод фаціального, зокрема седиментологічного, аналізу, який передбачає пошарове вивчення у відслонених розрізах відкладів насамперед осадових текстур і структур, які несуть інформацію про давні процеси осадонагромадження.

Поняття “літодинамічний тип” не ідентичне терміну “фація”. Фація містить утворення різних літодинамічних типів. У той же час літодинамічний тип може траплятися в різних фаціях. Поняття літодинамічний тип ґрунтується на основі типізації седиментаційних потоків, які їх породжують. Ідентифікація цих потоків має пряме генетичне значення.

Відповідно до сучасних класифікацій [10,11,16,17] головні групи літодинамічних типів відкладів свідчать про умови осадконагромадження в позашельфових океанічних областях [9, 15] завдяки відкладанню з субвертикальних седиментаційних потоків (пелагіти і геміпелагіти); перевідкладанню гравітаційних осадів (гравітиту: турбідити, грейніти та дебрити); відкладанню з придонних течій (контурити). У флішових відкладах найбільш поширені турбідити.

Турбідити – продукти високощільносних суспензійних (каламутних, турбідитних) потоків. Це – найпоширеніший літодинамічний тип у фліші. Виділяють три їхні різновиди: грубозернисті, середньозернисті та дрібнозернисті. “Класичні” середньозернисті турбідити характеризуються секвенцією (циклітом) текстурних елементів (інтервалів, класів, підрозділів) Боума, які діагностуються в межах одного шару (рис. 3, 4).

Елемент T_a – псамітовий (гравійно-псамітовий) інтервал з масивною або прямою градаційною шаруватістю, за якої чим вище догори породи стають більш дрібнозернистими. Цей інтервал утворюється завдяки швидкому випадінню піщинок з турбулентного потоку на початку його гальмування. Інтервал T_b – нижній елемент з паралельною (планарною) шаруватістю. Він утворюється за взаємодії турбулентного потоку і гальму-

ванням піщинок об дно. Інтервал T_c – пісковики з різними текстурами: скісною, конволотною, хвилювою шаруватостями. Названі текстури генетично пов'язані з гальмуванням турбулентного потоку. Скісна шаруватість утворюється на морському дні під час руху потоку. Висхідні хвилюві брижі утворюються за сильної течії, яка наливає хвилі піщаного матеріалу. Конволютна шаруватість має різне походження. Вона, зокрема, пов'язана з деформацією нелітифікованого осаду під час витискання з нього води. У деяких випадках конволютна шаруватість може бути обумовлена деформаціями шару осадів завдяки руху вищезалгаючого шару за його утворення [8]. Інтервал T_d – верхній паралельно шаруватий інтервал. Він складається з тонкозернистих порід (алевролітів) з паралельною шаруватістю. Породи утворюються за випадіння частинок із суспензії без тертя з нищезалгаючими елементами [8–11, 16, 17].

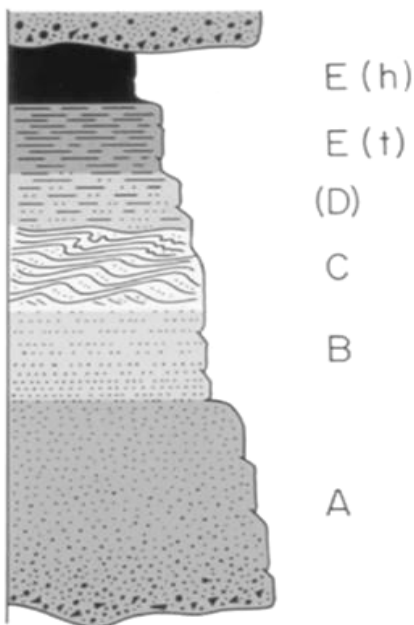


Рис. 3. Секвенція (цикліт) Боума. Середньострийська підвіта для середньозернистих турбідитів за [8,17].

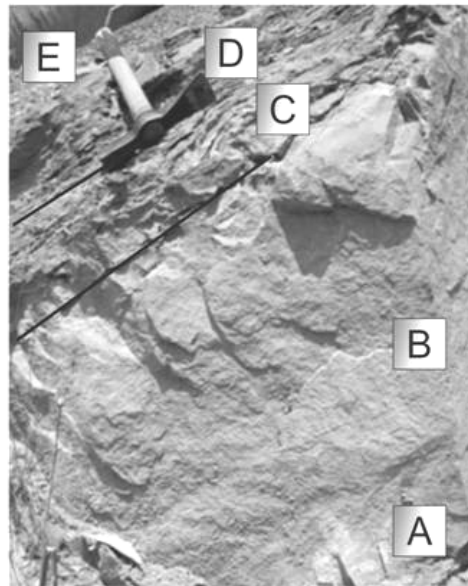


Рис. 4. Секвенція А. Боума турбідиту. Інтервали А–Е.

Інтервал T_e – пелітовий гомогенний елемент. Інтервал T_e поділяється на підрозділи $E(t)$ і $E(h)$ – турбідитові мули, глини (аргіліти) і підрозділ $E(h)$ – геміпелагічні мули, глини (аргіліти, мергелі, вапняки) [8, 17]. Підрозділ $E(t)$ – це шар глин, який акумулюється з турбідитного потоку в кінці його існування. Підрозділ $E(h)$ – це фонові геміпелагічні осади (зазвичай, глини, карбонатні або кременисті аргіліти та сланці мули породи сланці).

Уважають, що описана модельна секвенція А. Боума відкладається з одного турбідитного потоку, що поступово слабшає. В природних розрізах з цієї послідовності часто випадають нижні чи верхні елементи (інтервали, класи). Подібні відклади суспензійних

потоків є дуже поширеними у карпатському фліші, де трапляються середньозернисті “класичні” турбідити з повним набором текстурних елементів цикліту А. Боума типу T_{abcde} (див. рис. 3). Вони, по суті, є основною частиною товщ середньоритмічного флішу Карпат, хоча текстури А. Боума в них бувають неповні або нечітко виражені. Якщо шари піску сильно обводнені, то їхня щільність стає меншою, ніж у залягаючих вище осадів. У цьому випадку формуються діапірові утворення, відбиттям яких є полум’яподібні текстури.

Контури – відклади океанічних глибоководних течій, які пов’язані з зануренням холодних приповерхневих вод у високих широтах. Ці течії дуже повільні, їхня швидкість до 2 м/с, яка збільшується під дією сил Каріоліса, які зміщують водні маси в західному напрямку, формуючи контурні течії. Вони можуть вимивати русла, борозни, переносять дрібнозернистий осад, утворюють знаки брижі, формують крупні видовжені осадові тіла потужністю іноді до перших кілометрів. Біля півніжжя континентального схилу контури перешаровуються з турбідитами. Серед сучасних відкладів виділяють два типи контуритів: мулисті і піщані [8,11]. Мулисті контурити – це масивні, іноді лінзовидні, погано сортовані алевритисті глини або глинисті алевроліти. Вони близькі за своїми характеристиками до геміпелагітів. Піщані (алевроитові) контурити утворюють тонкі шари потужністю до 25 см. Їхня текстура може бути масивною з елементами горизонтальної, скісної, градаційної (прямої та/або зворотної). Структура тонко- і дрібнопсамітова з домішками алевритових зерен. Сортування зерен каркасу погане. Контакт між шарами, які обмежують контурити, найчастіше різкий.

Грейніти є утвореннями грязьо-кам’яних (мулисто-уламкових) потоків, які переміщені під дією гравітації вниз підводними схилами. Вони мають масивні або пудингові текстури. Дебрисні потоки супроводжують великі осуви, сукупність яких утворює олістостроми. Їм властиві хаотичні і неясношаруваті текстури з включеннями уламків різного розміру у глинистому (теригенному або хомогенному) матриксі.

Пелагіти – осади, які утворилися за повільного вертикального опускання часточок з біологічно активного поверхневого шару океанічних вод. Швидкості осадконагромадження малі (до 5 мм за 1 000 років). Текстури утворень гомогенні або горизонтально шаруваті. У формуванні геміпелагітів бере участь матеріал, знесений із шельфу.

За класифікацією Д. Стоу [11] виділено сім класів літодинамічних типів. Серед них класи А–Е за гранулометриєю; F – за внутрішньою упорядкованістю; G – за складом. Клас F – представлений хаотичними, переважно осувними утвореннями (в тім числі крупні осувні тіла – олістостроми). Клас G включає пелагічні біогенні утворення, вапнякові, кременисті та глинисті породи і різні пелагіти.

Результати. Святославський кар’єр дає змогу вивчити особливості будови стрийської світи, яка поділяється на три підсвіти. Світа складена класичними різношаруватими турбідитами, які чергуються з глинистими і мергелястими (гемі)пелагітами. Нижньострийська підсвіта (потужністю 120–130 м) представлена середньоритмічним, рідше товсторитмічним, флішем, що складається з перешарування пісковиків, алевролітів, аргілітів, іноді мергелів. Вона відслонюється на північний схід від Святославського кар’єру в руслі р. Опір. Пісковики середньою потужністю 0,2–0,5 м місцями досягають потужності 0,9–1,3 м (див. рис. 4). Пісковики поліміктові, їх каркас містить багато кварцю, присутня слюда (мусковіт) та уламки порід. Часто трапляються необкатані уламки вугілля розміром до 1,0 см. Вони подекуди тяжіють до поверхні шарів пісковиків. Пісковикам та аргілітам нижньострийської підсвіти притаманні літодинамічні текстури

секвенції (цикліту) Боума T_{abcd} загальною потужністю 1,5 м. Аргіліти і мергелі $E(h)$ мають геміпелагічне походження. Товстошаруваті циклїти (потужністю до 2,3–2,5 м) перешаровуються з пачками тонкоритмічних циклїтів. Товстошаруваті циклїти мають текстури Боума T_{abc} та T_{ab} . Елемент А характеризується градаційною або масивною текстурою і представлений грубозернистими пісковиками або дрібнозернистими гравійними жорствяниками (потужністю 0,2–0,5 м) (див. рис. 5).

Вище елемента А простежується елемент В з чітко горизонтально шаруватою текстурою (0,3–0,5 м) (див. рис. 6). Він догори нарощується інтервалом зі скісною, іноді конволютною шаруватістю. Структура порід в інтервалах В та С поступово змінюється від крупно-середньозернистих до тонкозернистих пісковиків. У підшві циклїту фіксуються механогліфи типу жолобкових та язичкових слідів палеотечій (рис. 7, 8), слідів осування та вкорінення. Інтервал D часто редукований. Він представлений горизонтально шаруватим алевролітом (0,1 м). Інтервал $E(f)$ представлений зеленкувато-сірими аргілітами (0,03–0,1 м). Пачки тонкоритмічних циклїтів складаються дрібнозернистими пісковиками, алевролітами, аргілітами. Псаміти й алевроліти мають паралельну і скісну шаруватість, що дає змогу схарактеризувати їх як циклїти з текстурами T_{cde} та T_{de} . Елементи $E(t)$ та $E(h)$ представлені аргілітами і мергелями з тонкогоризонтальною або масивною структурами.

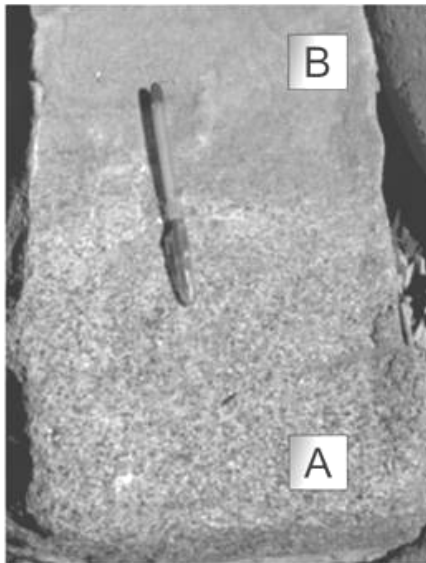


Рис. 5. Інтервали А та В у секвенції А. Боума турбідиту. Стрийська світа.



Рис. 6. Інтервал В у секвенції А. Боума турбідиту. Стрийська світа.

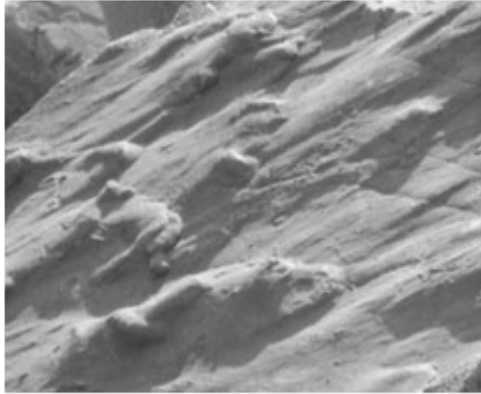


Рис. 7. Механогліфи. Позитивні відбитки слідів виорювання. Підшва турбідиту.

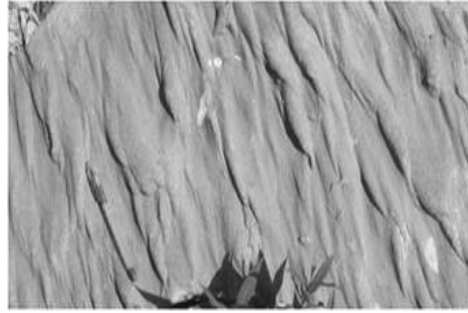


Рис. 8. Язичкові механогліфи в підшві турбідиту: сліди палеотечій.

Вище за течією р. Опір відслонюються середньострийська підсвіта (250–300 м). Вона характеризується збільшенням потужності псамітів до 1,2–1,7 м. У східній частині Святославського кар'єру вони середньо- та товстошаруваті. Пісковики є складовою частиною турбідитів з текстурами секвенції (цикліту) А. Боума T_{abc} та T_{ab} потужністю до 2,5–2,7 м. Елемент А займає від 30 до 70 % шару турбідиту. Він має найчастіше градаційну (див. рис. 5), іноді масивну текстуру. Структура елемента А змінюється від гравійної (жорствяної), грубопсамітової до середньопсамітової. Сортованість матеріалу каркасу близько підшви турбідиту погана. Каркас поліміктовий. Він складається з кварцю (70–80 %), кременів (5 %), польових шпатів, мусковіту (5 %), уламків гірських порід (10 %: зелених і фіолетово-червоних філітів, сірих вапняків, кварцитів, темно-сірих пісковиків, метаморфічних сланців, аргілітів), глауконіту (3 %). Тип цементації базальний, іноді дотику (точковий, контактний). Цемент залізисто-глинистий, кременисто-глинистий, глинисто-карбонатний. У підшві інтервалу А секвенції А. Боума фіксуються сліди розмиву, часто у вигляді жолобкових механогліфів, які є слідами турбідитних течій і волочіння. Іноді елемент А з розмивом перекриває горизонти дебритів (рис. 9, 10) або олістостром. Дебрити представлені гравійними жорствяниками та дрібними конгломератобрекчіями. Горизонти олістостомів мають неясно шаруваті, з елементами колобкових та “снігової кулі” текстури глинистого матриксу (див. рис. 11), у який включено олістоліти різного розміру і складу. Потужність їх становить перші метри.

Догори елемент А заміщується інтервалом В (0,5–0,7 м), який характеризується паралельною горизонтальною шаруватістю. Структура пісковика інтервалу крупно-середньозерниста. Сортованість матеріалу каркасу середня, або добра. Вище за інтервал В є інтервал С (потужність 0,2–0,3 м). Він має скісношаруваті текстури, текстури хвильової висхідної брижі, конволюнтну шаруватість (див. рис. 12), іноді діапирові утворення (див. рис. 13). Діапирові утворення формуються тоді, коли наявна швидка акумуляція піску, який зберігав сильну обводненість, унаслідок чого його щільність була меншою, ніж щільність вищезалягаючого шару.

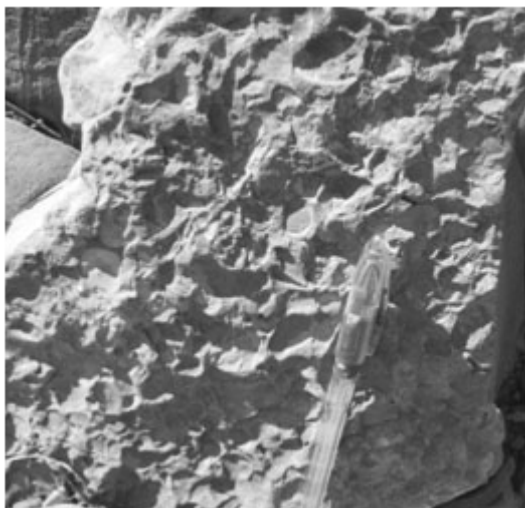


Рис. 9. Дебрити. Підшва турбідитів. Інтервал А. Каркас дебритів – гальки аргілітів інтервалу Е. Середньострийська підсвіта.



Рис. 10. Шар дебритів. Стрийська світа.



Рис. 11. Олістострома в підшві товстошаруватого турбідиту. Матрикс олістостроми глинистий з текстурами “снігової кулі”.

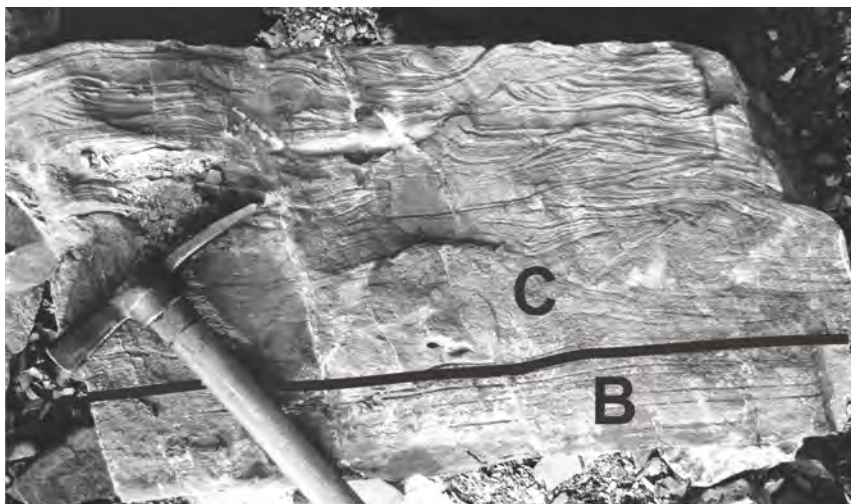


Рис. 12. Стрийська світа. Цикліт А. Боума, елементи: В – нижній елемент з паралельною шаруватістю; С – інтервал з конволотною шаруватістю. Святославський кар'єр. Лівий борт р. Опір.

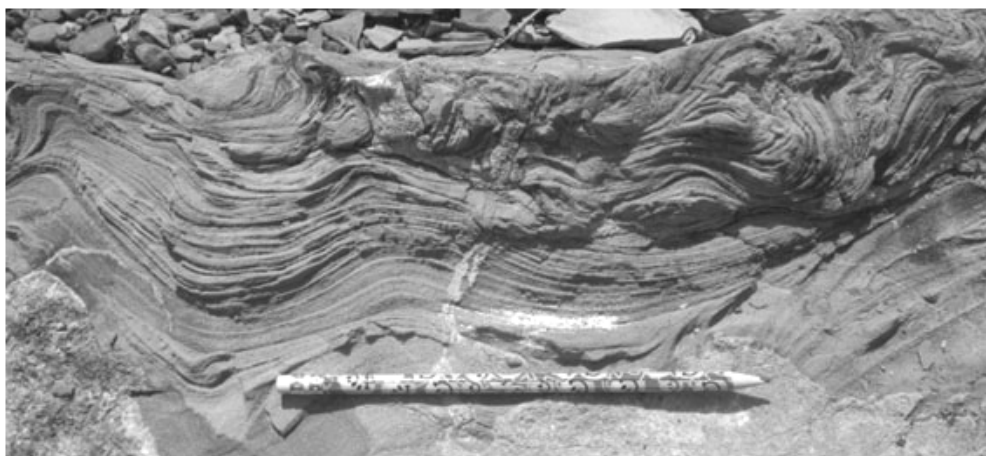


Рис. 13. Турбідит. Інтервал С. Конволютна шаруватість. Діапірове тіло в шарі пісковика. Верхньострийська підсвіта.

Деякі потужні псаміти турбідитів мають поодинокі уламки вугілля розміром від перших до декількох сантиметрів (див. рис. 14, 15). Шари пісковиків часто амальгамовані (“зліплені”, зближені). Вони не мають прошарків аргілітів. Іноді поверхні амальгамації представлені різкою зміною структури псамітів та дрібних псефітів або наявністю прошарків (горизонтів) з уламками (кластами) аргілітів.



Рис. 14. Уламок вугілля.

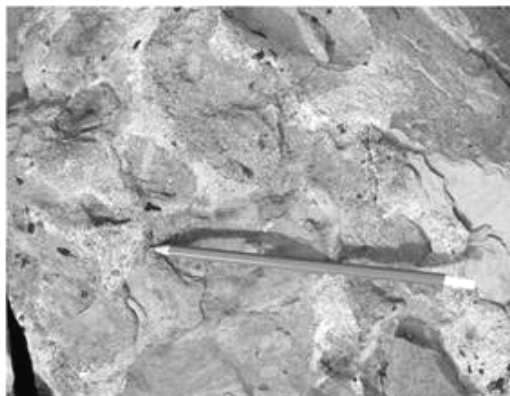


Рис. 15. Уламки вугілля. Інтервал С. Турбідит.

Алевроліти підсвіти мають горизонтальну та скісну шаруватість. Вони найчастіше характеризують інтервал *C* або *D*. Тонкошаруваті турбідити мають елементи секвенції Боума T_{cde} та T_{de} . Паралельношаруваті аргіліти інтервалу *E* (*f*) мають сірий та зеленкувато-сірий колір. Їхня потужність – перші сантиметри–перші десятки сантиметрів. У нижній частині підсвіти інколи відмічено інтервал *E*(*h*), потужністю до 1,0–1,5 см, представлений червоним аргілітом. Товстошаруваті турбідити іноді чергуються з середньошаруватими алевропсамітами (0,5 м). Структура алевритова і дрібнопсамітова. Текстура тонкошарувата. Для каркасу теригенних порід властива добра сортованість і висока структурна зрілість уламкового матеріалу. Контакти з іншими літодинамічними типами різкі і чіткі. Ці ознаки характерні для контуритів (див. рис. 16). Контурити мають добре відсортовані алевроліти і дрібнозернисті псаміти, які перешаровуються з тонкими прошарками аргілітів та алевропелітів. Крім контуритів, відмічено шари грейнітів: дебри-ти та олістостроми.

У верхній частині Святославського кар'єру простежуються утворення верхньострийської підсвіти (100–150 м), яка поступово нарощує середньострийську. Верхньострийська підсвіта представлена середньо- і тонкоритмічним флішем, у якому фіксуються дрібнозернисті турбідити з текстурами секвенції Боума T_{cde} , T_{de} . Дрібнозернисті турбідити представлені середньо-дрібнозернистими пісковиками, алевролітами, аргілітами. Потужність шарів пісковиків та алевролітів від 0,01–0,2 м до 0,3–0,5 м.

Потужність пачок аргілітів коливається від 0,02–0,15 м до 0,3 м. У розрізі підсвіти переважають аргіліти. Дрібнозернисті турбідити ритмічно-циклічно перешаровуються з геміпелагітами, представленими аргілітами та мергелями. Кількість пісковиків у цій підсвіті не перевищують 50 % на відміну від середньо- і нижньострийської підсвіти, де кількість псамітів коливається від 65 до 80 %. Пісковики мають середньо-дрібнозернисту структуру. У їх підшві простежуються механогліфи – жолобкові знаки та сліди волочинь. Відсортованість каркасу пісковиків змінюється від поганої в підшві шару до середньої вгорі його. Градаційності у пісковиках немає. Псаміти характеризуються текстурами Боума T_{cde} , T_{de} , іноді T_{ae} . Ступінь відсортованості в алевролітах краща, ніж у пісковиків. Алевроліти не мають вираженої градаційної текстури. В турбідитах,

де вони домінують, переважають текстури T_{cde} , T_{de} . Аргіліти мають зеленкувато-сіре, блакитно-сіре $E(t)$ та темно-сіре, іноді вишнево-червоне, $E(h)$ забарвлення. Текстури паралельно шаруваті, або гомогенні. Аргіліти трактуються як геміпелагіти та пелагіти. Вірогідно, зеленкувато-сірі аргіліти формуються з ослаблених дистальних турбідитних потоків, а червоні аргіліти є фоновими відкладами й утворювались із субвертикальних потоків по типу “частинка за частинкою.”

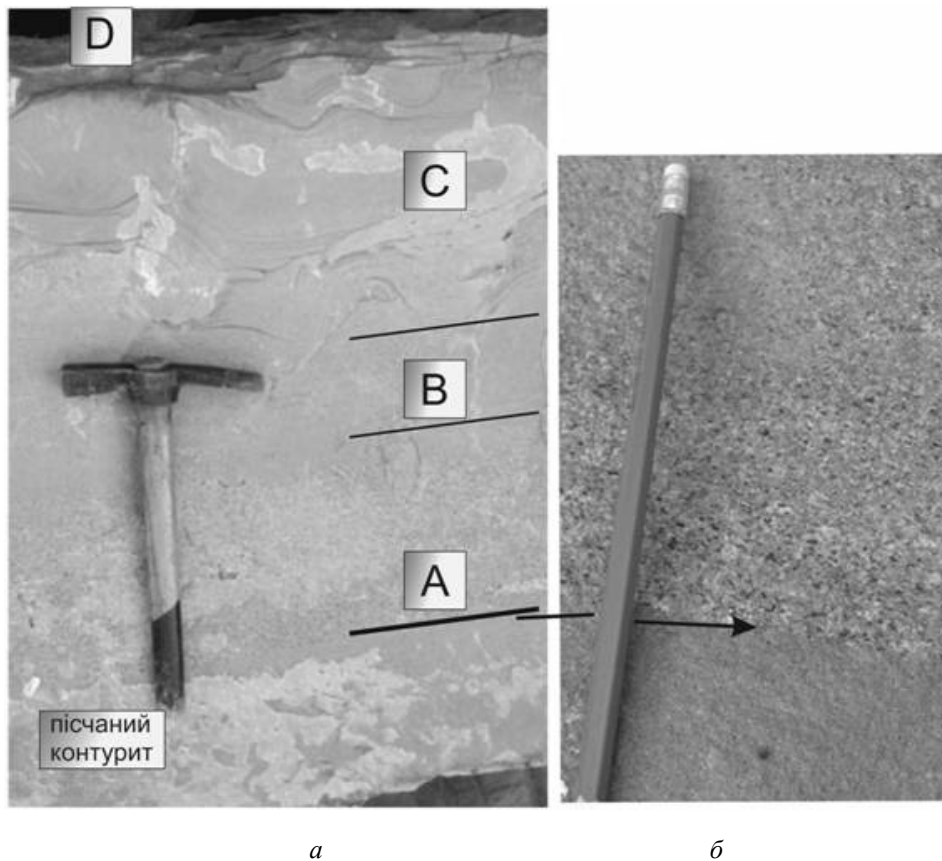


Рис. 16. Чергування турбідитів і контуритів. Середньострийська підсвіта: *a* – секвенція А. Боула в турбідиті; *б* – контакт турбідиту і контуриту.

По лівому борту р. Орява, 1 км від гирла ріки, нижче мосту відслонюються виходи строкатоколірного горизонту (30–40 м), представлені тонкоритмічним флішем – дистальними турбідитами і геміпелагітами, що належать яремчанському горизонту яменської світи (рис. 17).

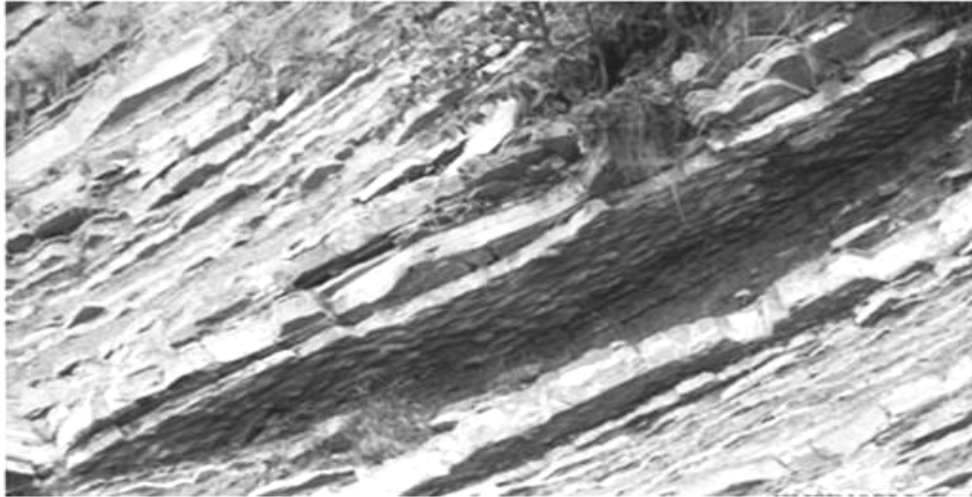


Рис. 17. Тонкоритмічний фліш. Яремчанський горизонт.

Отже, породи, представлені в Святославському кар'єрі, мають ритмічно-циклічне чергування пісковиків, алевролітів, аргілітів, мергелів. Для них характерні структурно-текстурні інтервали секвенції А. Боума, що дає змогу зачислити породи до турбідитів. Тут чітко визначені усі елементи (інтервали) секвенції. Крім турбідитів, є відклади геміпелагітів і пелагітів, які перешаровуються з турбідитами. Геміпелагіти містять переважно глибоководну фауну дрібних форамініфер, яка свідчить про те, що осади нагромаджувались нижче лізокліни, тобто глибин, більших за 2 500–3 000 м [7]. Розріз стрийської світи, в якому виділяють три підсвіти, за літодинамічними особливостями можна зіставити з ідеалізованим глибоководним конусом виносу (феном), який локалізувався у підніжжі Карпатського сегменту давньої континентальної околиці океану Tetic [3, 5]. Нижньострийська підсвіта представлена тонкошаруватими турбідитами нижнього фену, грубошаруваті турбідити характеризують літодинамічні типи розподільчих каналів (глибоководна канална система і пов'язані з ними зони за [8, 17]) та лопастевидних виносів середнього фену, тонкоритмічні турбідити та геміпелагіти належать верхньому конусу (відклади рівнини басейну).

Наукова новизна і практична значимість. Використання методів седиментологічного аналізу з виокремленням і вивченням літодинамічних типів переважно верхньокрейдової (сенонсько-нижньопалеоценової) стрийської світи дає змогу не лише реконструювати геологічні процеси, скласти ретроспективні моделі еволюції утворень і структур Скибового покриву у споруді Українських Карпатах та брати участь у прогнозуванні просторово-вікового поширення літофацій, що необхідно для пошуків корисних копалин. Дослідження Святославського кар'єру, уніфікування та формалізація геологічних даних може зробити його ефективним для використання на державному рівні як геологічний науково-пізнавальний об'єкт. Крім того, розрізи кар'єру можна використовувати як атракцію геотуризму. Кар'єр є постійним маршрутом геологічних практик для вузів України і зарубіжжя. Розрізи кар'єру є інформативними, ілюстративними та доступними для ознайомлення. Це робить їх цікавими з точним зору використання для

засвоєння теоретичних і методологічних основ геології, літології, седиментології. Генетичні інтерпретації осадових послідовностей на основі принципів актуалізму, вивчення прийомів фаціального аналізу та визначення обстановок осадконагромадження знайомить дослідників з процесами формування осадової оболонки земної кори.

Висновки. Завдяки проведеному седиментологічному аналізу Святославського кар'єру дослідники отримують змогу ознайомитись з літодинамічними типами відкладів давніх глибоководних осадових систем у структурі палеобасейнів Українських Карпат. Вони представлені гравітатами, пелагітами і геміпелагітами, контуритами. Відповідно до сучасних уявлень такі літодинамічні типи акумулюються в позашельфових приконтинентальних океанічних областях і трансформуються у флішові утворення. Стрийська світа, поширена у Святославському кар'єрі, ділиться на три підсвіти та складена літодинамічними типами, які є "класичними" різношаруватими турбідитами, що перешаровуються з глинистими та мергелистими геміпелагітами. Відклади стрийської світи Скибового покриву Українських Карпат характеризуються структурно-текстурними ознаками, які свідчать, що вони є літифікованими продуктами діяльності переважно турбідитних потоків різної густини, а місцями – грязекам'яних потоків, придонних течій та фонових геміпелагічного осадження. Сказане є вагомою підставою для того, щоб включити Святославський кар'єр у речовинно-інформаційний банк геологічних даних як науковий та геотуристичний об'єкт.

СПИСОК ВИКОРИСТАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ

1. *Барабошкин Е. Ю.* Практическая седиментология. Терригенные резервуары. Пособие по работе с керном / Е. Ю. Барабошкин. – Тверь : Издательство ГЕРС, 2011. – 152 с.
2. Геологическая карта Украинских Карпат и прилегающих прогибов масштаба 1 : 200 000 / [В. С. Буров, О. С. Вялов, С. П. Гавура и др.] ; под ред. В. А. Шакина. – Киев : Мингео УССР, 1976. – 6 л.
3. Геологічна палеоокеанографія океану Тетіс / Ю. Сеньковський, К. Григорчук, В. Гнідець, Ю. Колтун. – Київ : Наук. думка, 2004. – 172 с.
4. Геологічні пам'ятки України : у 3 т. Т. 1 / В. П. Безвинний, С. В. Білецький, Д. С. Гурський, О. Б. Бобров та ін. ; за ред. В. І. Калініна, Д. С. Гурського, І. В. Антакової. – Київ : ДІА, 2006. – 320 с.
5. *Гнилко О. М.* До геологічної палеогеографії північно-західної частини Українських Карпат (басейн верхньої течії р. Дністер). Рання крейда-еоцен / О. М. Гнилко, Б. М. Слотюк // Геологія і геохімія горючих копалин. – 1993. – № 2–3 (84–85). – С. 80–86.
6. *Гнилко О. М.* Про седиментаційні процеси формування флішових відкладів Українських Карпат / О. М. Гнилко // 36. наук. праць Ін-ту геол. наук НАН України. – Київ, 2010. – Вип. 3 – С. 32–37.
7. *Гнилко О. М.* Мелкие фораминиферы палеоценовых обложений украинского сегмента Внешних (Флишевых) Карпат / О. М. Гнилко, С. Р. Гнилко // Современная микропалеонтология : Труды XV Всерос. микропалеонтол. совещ., 12–16 сент. 2012 г., Гелленжик. – Москва, 2012. – С. 59–63.
8. Глубоководные осадочные системы: объёмные модели, основанные на 3D сейсморазведке и полевых наблюдениях / А. М. Никишин, О. А. Альмендингер,

- А. В. Митюков, Х. В. Посаментиер, Е. В. Рубцова ; под ред. А. М. Никишина. – Москва : МАКС Пресс, 2012. – 112 с.
9. *Кеннет Дж.* Морская геология / Дж. Кеннет. – Москва : Мир, 1987. – Т. 1. – 384 с.; Т. 2. – 397 с.
 10. *Мурдмаа И. О.* Фации океанов / И. О. Мурдмаа. – Москва : Наука, 1987. – 303 с.
 11. *Обстановки осадконакопления и фации* : в 2 т. Т. 2 ; пер. с англ. ; под ред. Х. Рединга. – Москва : Мир, 1990. – 384 с.
 12. *Пилипчук А. С.* О принципах выделения литофаций в Карпатском лише / А. С. Пилипчук, Л. М. Рейфман // Геология Советских Карпат. – Киев : Наук. думка, 1989. – С. 156–162.
 13. *Путеводитель тектонической, стратиграфической и седиментологической экскурсий XI Конгресса Карпато-Балканской геологической ассоциации* / [Буров В. С., Бызова С. Л., Вялов О. С. и др.] ; под ред. О. С. Вялова, В. В. Даньша, Я. О. Кульчицкого. – Киев : Наук. думка, 1977. – 116 с.
 14. *Рейнек Г.-Э.* Обстановки терригенного осадконакопления (с рассмотрением терригенных кластических осадков) ; пер. с англ. / Г.-Э. Рейнек, И. Б. Сингх. – Москва : Недра, 1981. – 439 с.
 15. *Селли Р. Ч.* Древние обстановки осадконакопления / Р. Ч. Селли. – Москва : Недра, 1989. – 294 с.
 16. *Einsele G.* Sedimentary Basins: evolution, facies and sediment budget / G. Einsele. – Berlin : Springer-Verlag, 1992. – 615 p.
 17. *Posamentier H. W.* Deep-Water Turbidites and Submarine Fans Facies Models Revisited. SEPM Special Publication. / H. W. Posamentier, R. G. Walker. – 2006. – N 84. – P. 1–122.

*Стаття: надійшла до редакції 10.05.2017
прийнята до друку 27.12.2017*

**HIGH-LOWER-LOWER-LOWER-PALACEOCENIC
LITHO-DYNAMIC TYPES OF THE DEVELOPMENT
OF GREENHOUSE SYSTEMS
(SKYBA NAPPE, UKRAINIAN CARPATHIANS)**

L. Generalova¹, O. Gnylko², V. Padlyak¹, O. Solonchuk¹

¹*Ivan Franko National University of Lviv,
geological faculty, department of general and regional geology,
Hrushevskij Str., 4, 79005 Lviv, Ukraine
e-mail: gen_geo@mail.ru*

²*Institute of Geology and Geochemistry of Combustible Minerals
of the National Academy of Sciences of Ukraine,
Naukova Str., 3a, 79060 Lviv, Ukraine
e-mail: ohnilko@yahoo.com*

The purpose of the study of the lithodynamic types of the Upper Cretaceous and Lower Paleocene formations of the Skyba nappe of the Ukrainian Carpathians on the example of the Paraschka sediment deposits in the Sviatoslavsky quarry. Method. Applied a method of facial, in particular sedimentological analysis. The revealed structural and texture features of rocks were compared with the model diagnostic features of the lithodynamic types of sediments near continental ocean regions. Results, scientific novelty. In the career there is a rhythmic-cyclic alternation of gravel juniper, sandstone, siltstones, argillites, and marls. The overwhelming majority of rock types are characterized by structural and texture intervals of the sequences A. Boum, which allows them to be enumerated in turbidity. Turbidites are transfused with hemipelagitis, pelagitis, and contours. There are Debrits and Olistostroms. The section of the Stryan world, which distinguishes three illumination, according to the lithodynamic peculiarities can be compared with an idealized deep-water cone of the outflow (hairdryer), which localized at the foot of the Carpathian segment of the ancient continental outskirts of the ocean Tethys. Lower Stryish backlit is represented by fine-layered turbidite of the lower phoenix, rough-layered turbidites of Middle-earth illumination characterizing the lithodynamic types of the distribution channels of the deep-water channel system and lobed cones of the median drift, thin-rhythmic turbidity and hemipelagitis of the Upper Stryan backlight belong to the upper cone and the deposits of the plain of the basin, at depths greater than 2 500–3 000 m. Practical significance. The use of sedimentological analysis methods with the selection and study of the lithodynamic types of the Upper Cretaceous (Senonian-Lower Paleocene) Striian world allows not only to reconstruct geological processes, to form retrospective models of the evolution of the skibover formations and structures in the construction of the Ukrainian Carpathians and to participate in predicting the spatial-age distribution of lithophytes that is necessary for the search of minerals.

Key words: sedimentation processes, lithodynamic types, fleece deposits, Skyba nappe, Ukrainian Carpathians, turbidity, hemipelagitis, contours.

УДК 553.94+561.35/38:551.735(467,477)

ІНТЕНСИВНІСТЬ СТИСНЕННЯ ВУГЛЕВМІСНИХ ПОРІД І ВУГЛЕТВОРНОЇ ФІТОМАСИ ПІД ЧАС УТВОРЕННЯ ТОРФУ І ВУГІЛЛЯ

В. Узіюк

*Львівський національний університет імені Івана Франка
вул. Грушевського, 4, 79005 Львів, Україна
e-mail: coalgeol@franco.lviv.ua*

Описано результати визначення інтенсивності стиснення вуглевмісних порід і вуглетворної фітомаси макроскопічними геологічними порівняльними методами в різних умовах залягання рештків органів вуглетворних рослин, а також вивчення прозорих шліфів різних вуглетворних тканин фітолейм і петрифікацій макропалеоботанічним порівняльним і мікропалеоботанічним анатомо-морфологічним методами. Виявлено вплив мінерального складу неорганічних порід, що є ядрами фрагментів рослин або заповнюють порожнини клітин рослинних тканин, та інтенсивності їх розкладення під час торфо-вуглеутворення на інтенсивність стиснення фітомаси.

Ключові слова: карбон, рослина, торф, вугілля, вітрец, фітомаса, анатомія, торфо-вуглеутворення, стиснення, розкладення.

Загальні відомості. У відкладах карбону Донецького і Львівсько-Волинського басейнів виявлено близько 250 видів рослин (Новик, 1952, 1968; Снігиревская, 1958, 1964, 1967; Фисуненко, 1975). На думку М. Д. Залеського, основними вуглеутворювачами були лише плауновидні рослини (Залесский, 1914). Інші вчені вважають, що вугілля утворилось з фітоценозів більш різноманітного складу (Снігиревская, 1958, 1964, 1967; Фисуненко, 1975; Вывич, 1972, 1973; Иносова, 1964, 1986; Узіюк, 1970, 1985, 1990, 1994; Усачева, 1954). Особливості залягання і генетичних змін рештків вуглетворних рослин у вуглевмісних породах та їхні взаємовідносини автор вивчав макроскопічними геологічними та палеоботанічними методами й апробував переважно у вибоях штреків шахт, їх стінках, підшві та покрівлі вугільних пластів. Добре збережені великих розмірів вуглефіковані та петрифіковані фітолейми різних вуглетворних рослин також особисто виявляв, вивчав й опробовував у керні діаметром 3,6 м, вибуреному спеціальними станками в процесі проходки вентиляційного ствола шахти 4–21 тресту “Петровськвугілля” у Донецько-Макіївському геологопромисловому районі. Петрифіковану деревину прикореневої частини стовбура кордаїта виявлено, вивчено й апробовано у вугіллі припідшовної частини розрізу пласта k_8 в шахті 3 Новгородівка Красноармійського геологопромислового району Донбасу, а нижню частину стовбура ботродендрона (*Bothrodendron* sp. 2) висотою 90 см з аргілітовим ядром у середині, облямованим ззовні смугою вітринізованої перидерми, виявлено у вертикальному прижиттєвому положенні, вивчено й апробовано у вибої штреку шахти Селидівської-Південної того ж району. Стовбур нахилений до площини нашарування вугільного пласта під кутом $75-80^{\circ}$. Діаметр його в нижній частині ста-

новить 60 см, в середній – 45 і у верхній – 38 см. Прикоренева частина стовбура розміщена в сірому аргіліті прошарку між пластами вугілля 17^н і 17^б на відстані 10 см від верхньої площини пласта 17^н. Товщина смуги вітрени, що облямовувала аргілітове ядро, у нижній частині стовбура дорівнює 1,5 см, у верхній – 0,5 см. Висота ребер у вітринізованій корі змінюється від нуля до 1 см, а ширина лунок на вмисних аргілітах – від 0,3 до 1,4 см. У нижній частині стовбура структура виражена значно гірше, ніж у верхній.

На 10 см вище від відслоненої частини описаного стовбура, згідно з нашаруванням аргіліту, горизонтально залягав фрагмент другого “стовбура” рослини *Bothrodendron* sp. (можливо гілки *Bothrodendron* sp. 2) з вуглефікованою перидермою. Внутрішня частина його заповнена аргілітовим ядром. Відслонена довжина фрагмента стовбура (гілки) 40 см. На площині поперечного перетину форма його лінзоподібна товщиною лінзи 1 см і її довжиною 17 см. Товщина смуги вітрени, що облямовувала ядро аргіліту, змінюється від 1 до 3 мм. Внутрішня його площина, що прилягала до аргіліту ядра, була рівна, а зовнішня – частково ребриста. Висота ребер, що заходять в аргіліт прошарку між пластами 17^н і 17^б, значно менша, ніж у стовбура описаного ботродендрона і змінюється від 0,5 до 1 мм, а відстань між ребрами – від 1,5 до 2 мм. По ребрах вулілля легко розділяється на призмочки шириною 2 мм і довжиною до 5 мм. Вугілля, що облямовує ядро з аргіліту, напівблискуче, зі смолистим блиском, однорідне, тріщинувате, крихке, без видимих мінеральних домішок і належить до вітрени. У прозорих шліфах мікроструктура вітрени однорідна. Макро- і мікроскопічних ознак недостатньо для точного визначення роду материнської рослини. Сумісне знаходження її зі стовбуром описаного ботродендрона умовно свідчить про можливу належність до його гілки, захороненої також у прижиттєвому положенні. Менших розмірів фрагменти стовбурів і коріння з вуглефікованими, переважно вітринізованими, тканинами зовнішньої кори (перидерми) плауноподібних і папоротеподібних рослин, а також деревини кордаїтів виявлено, вивчено й апробовано у керні звичайних геологорозвідувальних свердловин. З фітолейм і проб вугілля з пластів зроблено й детально комплексом методів вивчено прозорі двосторонньо поліровані шліфи та вуглехімічні аналізи.

На відміну від попередніх дослідників, вугілля і його вихідний рослинний матеріал автор вивчав диференційовано по кожному 1,5–2 см розрізу по всій товщині пластів вуглепетрографічними, а також особисто розробленими прямими анатомо-морфологічним, мегаспоровим шліфовим та кутикулярним методами (Узіюк, 1985, 1990, 1994, 1998, 1999). Кількість вивчених розрізів і препаратів по різних пластах неоднакова, а саме (розрізів/шліфів): Донбас: f₁ 6/451, h₇ 7/315, k₈ 23/1979, l₁ 15/1 190, l₃ 19/1935, l₇ 27/1 659, l₈ 16/630, l₈¹ 28/1 363, m₃ 6/657, n₁ 12/1 288; Львівсько-Волинський басейн: n₇^н10/473, n₇ 11/58, n₇^б 6/203, n₈ 11/588, n₈^б 5/213. Крім того, вивчено 2 230 прозорих шліфів, виготовлених із вітринізованих фітолейм різних рослин. Усього вивчено 202 монолітні розрізи п'ятнадцяти вугільних пластів, 195 фітолейм, 15 232 шліфа і 2 542 вуглехімічні аналізи секційних вугільних проб. Коефіцієнт макроскопічного вивчення товщини кожного розрізу дорівнює 100 %, а коефіцієнт мікроскопічного їх вивчення також великий і дорівнює 85–95 %.

Анатомічна будова вуглетворних рослин. Комплексними дослідженнями фактичного матеріалу доведено головне значення анатомо-морфологічного методу для виявлення вуглеутворюючих фітоценозів і виявлено участь у цьому процесі рослин трьох типів: *Lycopsidea* (плауноподібні), *Arthropsidea* (членистостеблові) і *Pteropsida* (папоротеподібні). Плауноподібні представлені деревоподібними рослинами родів лепідодендрон, лепідо-

флойос, ботродендрон, сигілярія, трав'янистими селлагінелами і кореневою системою невизначеного систематичного положення – *Stigmaria*. Із членистостеблових у вугіллі визначено фітерали каламітів і клинолистів, а із папоротеподібних – кордаїти, власне папороть, насінна і марвтієва папороть. Прижиттєва анатомічна будова тканин рослин різної систематичної належності була різною. Відомості про співвідношення типів тканин на поперечних перетинах стовбурів уперше виявлено автором по макрофотоілюстраціях до робіт попередніх дослідників (Криштофович, 1957) і зіставлено в табл. 1 і 2.

Узагальнення інформації, наведеної вище, а також викладеної в тексті і на 92 фототаблицях роботи автора (Узіюк, Ігнатченко, 1985), що узагальнила результати комплексного вивчення 2 230 прозорих шліфів з вугілля та петрифікацій деревини фітолейм, а також зіставлення її з результатами підрахунків фітерального складу вугілля монолітних розрізів пластів Донецького і Львівсько-Волинського басейнів (14 769 препаратів), свідчить про те, що під час формування розрізів рослини, що жили на торф'яному болоті, брали участь у торфо-вуглеутворенні не всією фітомасою їх органів, не всіма частинами тіла і навіть не всією фітомасою тих органів, фітерали яких визначаємо у вугіллі методами фітерального аналізу. На масовому фактичному матеріалі доведено, що це спричинене не тільки особливостями фізіологічного призначення, анатомічної будови тканин різних органів рослин, складу елементів клітин різних частин тіла кожного органу, а й обумовленою цими особливостями здатністю елементів клітин (стінок, ядра, серединних пластинок) і цілих тканин по-різному протистояти розкладенню мікробіологічними і фізико-хімічними процесами в різних обстановках накопичення, захоронення фітомаси, перетворення її у торф і вугілля. Однозначним доказом того є дані про фрагменти вуглефікованих тканин стовбурів (фітолейм) основних вуглетворних рослин карбону, наведені в табл. 2.

У штуфах вугілля і вуглистого аргіліту, які становлять вивчені монолітні розрізи вугільних пластів, чітко розпізнаються смуги вітрени товщиною до 5–8 мм і його штрихи товщиною до 1 мм, що утворились з фрагментів кори або деревини різних рослин. Характерною особливістю їх є відсутність скульптури зовнішньої поверхні корових тканин і листових подушок та рубців. Тому систематичну належність рослин, з тканин яких утворились вітрени, визначали у прозорих шліфах за допомогою мікроскопа по типових мікроструктурах раніше складеного визначника (Узіюк, Ігнатченко, 1985). Тканини усіх таких фрагментів стовбурів, головню, дуже сплюснуті. У них, як і в фітолеймах, що залягають в неорганічних породах, зберігаються вуглефікованими (переважно вітринізованими) тільки тканини листових подушок і перидерми плауноподібних рослин, складені товстостінними клітинами, насиченими стійкими до процесів розкладення речовинами типу суберину, лігніну, восків, смол та інші тканини кори каламітів, флоєми птеридоспермів з включеннями товстостінних клітин і смугоподібних їх скупчень, а також переважно вторинної деревини кордаїтів, які складаються з дуже лігніфікованих і насичених смолоподібною речовиною клітин, що інколи виповнює їхні порожнини. Всі інші тканини, починаючи від серцевини і закінчуючи, мабуть, зовнішньою корою, які становили внутрішню частину стовбурів, повністю розклалися після смерті рослин і попадання її в середовище торф'яного болота. Їх виносили з болота проточні води у прилеглі басейни седиментації, і вони могли бути вихідною речовиною для утворення нафти і газу. У фрагментах стовбурів, представлених у вугіллі смугами вітрени, ядра, зазвичай, утворені складними мікроінгредієнтами. Вони дуже сплюснуті, товщиною від ледь помітних неозброєним оком "швів", що розділяють смугу вітрени на дві частини, до перших одиниць міліметра.

Таблиця 1.

Зіставлення інформації про стовбури плауноподібних рослин *

Рослини	Розміри, м		Співвідношення тканин, %											
	висота	товщина	серцевина	метаксилема	протоксилема	вторинна деревина	камбій	флоєма	перикцикл	кора			перидерма	
										внутрішня первинна з ендодермою	середня	зовнішня первинна	внутрішня частина	зовнішня з листовими подушками
Лепідодендрон	До 40	2, рідше 7,33	3	4	2	11	1	3	2	14	–	16	41	3
Лепідолофійос	25–30	–**	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Ботродендрон	Подібні до лепідодендрона		Подібні до будови лепідодендрона											
Сиглярія	До 30	–	21	–	5	4	–	7	–	–	5	–	Разом 11	
Селагінела	Трава звичайна мала													

Таблиця 2

Зіставлення інформації про стовбури (стебла) хвощеподібних і папоротеподібних рослин*

Рослини	Розміри		Співвідношення тканин, %										
	висота, м	товщина	серцевина	метаксилема	ксилема	первинна деревина протоксилема	вторинна деревина	камбій	кора	флоєма		вторинний луб	перидерма
										внутрішня кора з парами склеренхіми	зовнішня первинна кора		
Каламіти	8–10 зрідка 20	Інколи понад 0,5	38	2	–**	–	33	–	27	–	–	–	–
Клинолисти	Декілька метрів	0,1–1,5 см	немає		–	12	61	1	–	–	–	13	12
Насінна папороть (птеридосперми)	До 22	2–4 до 20 см	25	–	30	–	–	–	–	Разом 45 см		–	–
Власне папороть	До 22	Біля основи до 1,4 м	Можливо подібні до птеридоспермів										
Маратієва папороть	10–15	Біля верхівки 20 см	Те саме										
Кордайт	20–30 і кущі	0,6 м і більше	33	–	–	38	29	–	–	–	–	–	–

* За матеріалами праць [1, 2, 16, 20, 21].

** “–” – даних немає.

За результатами комплексного вивчення фітолейм і вугілля монолітних розрізів пластів розраховано дольову участь тканин стовбурів різних рослин в утворенні вугілля.

Методологію розрахунків наведено у праці автора (Узіюк, 1998). Доведено, що тканини стовбурів різної систематичної належності продукували різну кількість вітринізованої речовини. Максимальним вуглетворним значенням виділяється кордайт. Відношення об'єму його стовбура до об'єму тканин, що утворили вітрян (з урахуванням стиснення), змінюється від 2:1 до 10:1. Тканини стовбура ботродендрона продукували меншу кількість вітринізованої речовини, зображену відношенням, що змінюється від 10:1 до 24:1. Мінімальною кількістю вітринізованої речовини зображено тканини стовбурів лепіодендрона і сигілярії (відношення, відповідно, від 82:1 до 416:1 та від 67:1 до 331:1). У каламіта відношення змінюється від 14:1 до 70:1; птеридосперма – від 10:1 до 50:1; стигмарії – від 13:1 до 67:1. Це значною мірою узгоджується з особливостями анатомічної будови тканин стовбурів, що утворювали вугілля, і здатністю їх протидіяти розкладенню процесами торфо-вуглеутворення.

Загальні відомості про анатомічну будову тканин і стовбурів рослин такі. Головним найдрібнішим живим елементом рослин є клітина (Есау, 1969). Вона складається з білкової плазми, або цитоплазми, ядра й оболонки. Білкова плазма вміщує пластиди трьох родів: хлоропласти, хромопласти і лейкопласти. Кожен із них має типовий склад і виконує свої фізіологічні функції за життя клітини. Головним елементом клітини є ядро округлої або еліпсоподібної форми. Воно, як і плазма клітини, складається з білків, проте дещо іншого складу, і вміщує свою ядерну нуклеїнову кислоту. Групи клітин, які мають однакову організацію і форму, називаються тканинами. Оболонки клітин в тканинах плауноподібних рослин родів лепіодендрон, лепідофлойос, ботродендрон і сигілярія розділяються міжклітинною органічною речовиною, що утворює серединну пластинку. Вона складається, головню, з пектинових речовин, насичується лігніном у процесі одеревеніння тканин рослини і стає дуже стійкою до біохімічних та фізико-хімічних процесів розкладення і перетворення під час утворення вітрян.

У тканинах стовбурів плауноподібних рослин клітини розміщувались не круговими рядами, як у сучасних соснових, дубових та інших рослин, а радіальними і тангентальними рядами, розділеними серединними пластинками. Вони добре простежуються за допомогою мікроскопа у вертикальних прозорих вугільних шліфах за збільшень 250–500^x і поділяються на радіальні, що обмежують ряди клітин по радіусу, і тангентальні, орієнтовані переважно перпендикулярно до радіальних. У живих клітинах і тканинах серединні пластинки були ниткоподібними і прямолінійними. Процеси біохімічного та фізико-хімічного розкладення і перетворення тканин рослин у торф'яних болотах і в надрах Землі збільшували товщину серединних пластинок.

Стан розробки проблеми. Захоронені в надрах тканини різних органів рослин вуглефікувались під дією температур і тисків, які закономірно збільшувались зі збільшенням глибини їхнього залягання. Головним фактором фізико-хімічних змін рослинної органічної речовини більшість учених визнає температуру. Тиски сприяють відтисканню води і відповідному збільшенню вуглефікації, головню, під час перетворення торфу у буре вугілля. На кам'яновугільній та антрацитовій стадіях збільшення тисків зменшує відхід продуктів хімічного перетворення фітомаси і головним фактором метаморфізму стає температура. Однонаправлена ущільнююча дія тисків зберігається на всіх етапах перетворення фітомаси у вугілля. На тканини органів рослин в надрах Землі діють різнонаправлені тиски, головними з яких є вертикальний і горизонтальний, тобто перпендикулярний і паралельний до площин нашарування неорганічних порід і вугілля. Під дією тисків та процесів торфо-вуглеутворення зменшувалась товщина їхніх покладів і деформувалась прижиттєва прямолінійна форма серединних пластинок. Проблема ви-

явлення інтенсивності стиснення неорганічних порід і фітомаси під час утворення вугілля досить складна. Наукове її вирішення сприятиме подальшому пізнанню процесів торфо-вуглеутворення, інтенсивності зміни тканин рослин, кількісній оцінці фітомаси, що накопичилась у торф'яному болоті, залишилась в надрах Землі у вигляді вугілля, була розкладена і винесена з торф'яного болота у прилеглі басейни седиментації, перетворена там в нафту і газ, а також прогностичній оцінці колекторських властивостей вуглевмісних порід і місцезнаходжень вуглеводнів у земній корі. Вчені колишнього СРСР і України приділяли і приділяють велику увагу вирішенню цієї проблеми. Наприклад, у праці В. Ю. Забігайла (Забігайло, 1974) наведено такі показники скорочення початкового об'єму осаду під час утворення порід для середніх марок метаморфізму вугілля: пісок у пісковик – в 1,3 раза; алевроит в алевроліт – в 1,9; глина в аргіліт – у 2,3; торф у вугілля – у п'ять разів. Зарицький П. В. (1965) визначив величину стиснення фітомаси у 2,6–5,3 раза по мінеральних конкреціях у вугіллі; Прокопченко А. С. (1967) – у 3,5–4,5 по смоляних тілах у вугіллі; Єгоров О. І. (1969) – у 3,04–4,2 по стисненню оболонок спор і пилку у вугіллі; Волкова І. Б. (1958) – у 5,2; Штуцер О. (1940) – у 2,2 по мінеральних включеннях у вугіллі; Приходько Ю. М. (1963) – у 5,9 по породних прошарках у вугільному пласті; Волков В. Н. (1973) – у 2,4 по втраті води під час утворення вугілля з торфу, Попов М. І. (1959) – у 2,2 раза по зміні маси горючої речовини вугілля. Наведені великі розбіжності величин стиснення фітомаси під час вуглеутворення (від 2,2 по 5,9) зумовлені, на нашу думку, вивченням і зіставленням дослідниками не окремих елементів вуглефікованих клітин тканин простих мацералів, а сформованих з їх сумішей складних літотипів вугілля з включеними в ньому неорганічними або органічними речовинами, які також змінювались під час седиментогенезу, діагенезу та катагенезу вугілля. Тому отримані коефіцієнти стиснення фітомаси є не прямими, а відносними. Автор визначив інші показники інтенсивності стиснення неорганічних осадів під час перетворення їх у породи і фітомаси переважно у газове вугілля. Вони будуть описані нижче після розгляду методів визначення і зіставлені у табл. 5.

Метод визначення інтенсивності стиснення ядер фітолейм вуглетворних рослин. Описані вище різні тканини померлих стовбурів плауноподібних рослин, що потрапили у водне середовище, розкладались мікробіологічними процесами і перетворювались у різні речовини з різною швидкістю. Найменш стійкі тканини серцевини, метаксилеми, протоксилеми, вторинної деревини, камбію, флоєми, перициклу, кори внутрішньої і зовнішньої повністю розкладались до утворення гумінових, ульмінових та інших кислот і виносились проточними водами в басейн седиментації. Утворену порожнечу заповнювали неорганічні осадки різного складу літофіковані в аргіліти, алевроліти та пісковики, які нині представлені ядрами у фрагментах колишніх стовбурів. Найстійкіші тканини внутрішньої і зовнішньої перидерми збереглися і поступово перетворилися у смугу вітрону, що нині облямовує породне ядро. Однозначним доказом того є класично збережений у вертикальному прижиттєвому положенні описаний вище стовбур ботродендрона, рештки інших стовбурів, захоронених горизонтально до площин нашарування вмісних порід, а також зруйнованих стовбурів, представлених вітринізованими фітолеймами розмірами від одиниць до десятків сантиметрів.

Наявність прижиттєво стоячих і мертво лежачих рештків стовбурів вуглетворних рослин з породними ядрами, облямованими смугами вітрону – це класичний об'єкт досліджень для наступного методично простого макроскопічного вирішення проблеми інтенсивності стиснення порід різного складу в надрах Землі. Спочатку визначаємо

прижиттєвий діаметр фосилізованої частини стиснутого стовбура облямуванням породного ядра тонким дротом по всьому його периметру. Потім розпрямляємо тонкий дріт і надаємо йому округлу прижиттєву форму фосилізованої частини стовбура. Прижиттєвий її діаметр заміряємо лінійкою по уявному “екватору” від одного краю дроту до другого й отримуємо величину “а”. Найбільшу товщину породного ядра заміряємо лінійкою й отримуємо другу необхідну величину “в”. Ділимо діаметр фосилізованої частини стовбура (величину “а”) на товщину породного ядра (величину “в”) й отримуємо коефіцієнт стиснення породи, що становить ядро стовбура ($K_{ст} = a/v$).

Ядра вивчених автором рештків стовбурів і, можливо, гілок вуглетворних рослин складені аргілітами, алевролітами і пісковиками. Поряд з петрографічним складом і літологічними особливостями порід ядер інтенсивність їх стиснення залежить також від особливостей залягання фрагментів стовбурів і гілок у вмісних породах та їхнього складу. Однозначним доказом того є описане вище сумісне знаходження у вибої штреку пласта 17 шахти Селидівської-Південної стовбура ботродендрона (*Bothrodendron* sp. 2) у вертикальному прижиттєвому положенні та прилеглого до нього горизонтально залягаючого фрагмента другого стовбура (*Bothrodendron* sp. 2), можливо гілки *Bothrodendron* sp. 2, та описані нижче особливості стиснення порід їхніх ядер. Так, найменше змінену форму мало аргілітове ядро ботродендрона, захороненого у вертикальному прижиттєвому положенні в аргілітах прошарку між пластами вугілля 17^а і 17^б в шахті Селидівській-Південній Красноармійського геолого-промислового району Донбасу. Діаметр його в нижній частині стовбура 60 см, в середній – 45, у верхній – 38, а форма на площині поперечної перетину майже округла, мабуть прижиттєва. Статичні тиски дуже потужної товщі порід карбону, пермі, тріасу, юри, крейди, третинної і четвертинної систем з великою інтенсивністю ущільнювали глинистий осад міжпластового прошарку і майбутнього аргілітового ядра стовбура. Бокові тиски, перпендикулярні до статичних, були також великими і достатніми для збереження прижиттєвої округлої форми майбутнього ядра стовбура та смуги вітрени, що його облямовувала. За результатами комплексних петрологічних, літологічних, технологічних і спорово-пилкових досліджень це споріднені породи одночасного седиментогенезу, однакового протокатагенезу і мезокатагенезу. За наявною формою ядра ботродендрона визначити інтенсивність стиснення аргіліту неможливо. Детальним макроскопічним вивченням смуги вітрени, що облямовує аргілітове ядро, визначено можливість прогнозного встановлення інтенсивності стиснення за відстанню між тріщинами ендокліважа у смузі вітрени (фіг. 7, 8). Вона розбита великою кількістю тріщин, орієнтованих майже перпендикулярно до зовнішньої стінки ядра, тобто майже паралельно до площин нашарування глинистого осаду. За даними Іванова Г. О. і Сарбєєвої Л. І. (1939, 1940) вони виникають у вугіллі внаслідок інтенсивного стиснення і обезводнення вуглетворної фітомаси. Відстань між тріщинами ендогенного кліважу у смузі вітрени дуже мала – 1–3 мм, що свідчить про значне стиснення неорганічного осаду і фітомаси. Глибину доінверсійного залягання, групу метаморфізму і температуру вуглеутворення можна визначити за результатами вуглехімічних і петрологічних досліджень вугілля. Комплексними лабораторними дослідженнями визначено такі показники складу і властивостей вітрени, що утворився із кори ботродендрона, і вугілля пласта 17^а, % (вітрен/вугілля): W^а – 10,6/4,8–5,3; А^с – 6,2/1,4–5,5; S^с заг. – 2,0/1,1–1,6; V^г – 33,3/36,7–39,8; нелеткий залишок – порошок/зліплений; С^о – 79,9/78,6–79,2; Н^о – 4,9/5,1–5,4; (N+O)^о 15,2/15,4–16,2; R^аmax – 6,7/7,6–7,8; стадія метаморфізму – O₃/П; марка вугілля – буре, близьке до кам’яного/довгополум’яне; група метаморфізму – ОБ/1Д–2Г. Наведена інформація свідчить про прогнозу доінверсійну глибину заляган-

ня стовбура ботродендрона і вугілля пласта 1₇ 2–2,5 км і температуру утворення вугілля 65–100 °С (Левенштейн, Спирина, 1991). В таких термобаричних умовах відбувалось перетворення неорганічного осаду в аргіліт і фітомаси у вітрен та вугілля.

Фрагмент другого стовбура (можливо гілки *Bothrodendron* sp. 2) з відслоненою довжиною 40 см, що залягав горизонтально в аргілітах, які вміщували стовбур ботродендрона (*Bothrodendron* sp. 2), мав на поперечному перетині форму лінзи з довгою віссю 17 см і короткою – 7 см. Встановлена автором за розробленою методикою прижиттєва округла форма поперечного перетину фрагмента стовбура (гілки?) дорівнює 12 см, а коефіцієнт стиснення – 1,7 (12/7). Логічно допустити, що коефіцієнт вертикального стиснення аргіліту ядра стовбура *Bothrodendron* sp. 2 також дорівнює 1,7 за умови доінверсійного залягання фрагментів стовбурів і вугілля пласта на глибині 2–2,5 км.

У керні діаметром 3,6 м, складеному грубозернистим пісковиком, виявлено фрагмент стовбура вуглетворної рослини з відслоненою довжиною 14 см (фіг. 1). Усі його тканини, крім внутрішньої і зовнішньої перидерми, були повністю розкладені і винесені проточними водами, а їхнє місце зайняв привнесений водою грубозернистий осад, аналогічний тому, що захоронив фрагмент стовбура. Утворене з грубозернистого пісковика ядро було по всьому периметру облямоване смугою вітрени товщиною 5–30 мм, утвореного з тканин внутрішньої і зовнішньої перидерми. Внутрішня поверхня смуги вітрени, що прилягала до пісковика ядра, гладка, рівна, а зовнішня, що контактувала безпосередньо з вмісним грубозернистим пісковиком, нерівна, з “вусоподібними” виростами довжиною до 20 мм. Це свідчить про можливу належність рослини до роду ботродендрон (*Bothrodendron* sp. 4), описаному вище. Ядро стовбура частково стиснене, форма округло-овальна з довгою віссю 57 мм, короткою – 37 мм. Реанімований за авторським методом діаметр округлого прижиттєвого стовбура дорівнює 45 мм, а коефіцієнт стиснення ядра – $45/37 = 1,2$, тобто він менший від коефіцієнта стиснення аргіліту, що становить описане вище ядро гілки ботродендрона.

Друга фігура демонструє поперечний перетин фрагмента стовбура, мабуть, кордаїта (*Cordaites* sp.) з вітринізованими, стійкими до процесів розкладення, тканинами кори і деревини та менш стійкими тканинами серцевини, розкладеними і винесеними в басейн седиментації. Він залягав на горизонтальній площині нашарування пісковика керна діаметром 3,6 м. Одночасно з розкладенням нестійких тканин стовбура відбувалось заповнення порожнини, що утворювалась, осадом піску і захоронення ним його фрагмента. З тканин кори і деревини утворились дві смуги вітрени, розділені породним ядром і прилеглі одна до одної в місцях його відсутності. Довга вісь породного ядра дорівнює 25 мм, коротка – 17, реанімований діаметр – 20 мм, а коефіцієнт стиснення пісковика – $20/17 = 1,2$.

Фрагмент гілки рослини, показаний на третій фігурі, виявлений не на площині нашарування пісковика в керні діаметром 3,6 м, як показано на другій фігурі, а на боковій його площині товщиною 1,85 м. Гіпотетично він мав продовження в “кільце” керна можливо до його середини. Відсутність по краях ядра двох смуг вітрени, майже з’єднаних в одну, і мала їх товщина (до 1 мм) свідчить про вірогідну належність рослини до плауноподібного типу (*Licopsida* sp. 1), представленого молодою гілкою з тонкою зовнішньою корою, що перетворилась у тонку смужку вітрени. У керні коротка вісь стиснутого ядра породи дорівнює 20 мм, довга – 30, реанімований діаметр – 25 мм, а коефіцієнт стиснення пісковика – $25/20 = 1,3$.

На четвертій фігурі показано поперечний перетин фітолейми гілки кордаїта (*Cordaites* sp. 2) з розкладеними паренхімними тканинами серцевини, заміщеними пісковиком, і вітринізованими тканинами деревини (Узіюк, Игнатченко, 1986). Вона залягала у керні діаметром 3,6 м на площині нашарування пісковика, мала видимої довжину 1 м, ширину у стисненому стані 7 см, дві смуги вітрени товщиною 3 і 8 мм, що облямовували ядро з пісковика, та одну його смугу поза ядром товщиною 18–20 мм і довжиною 8 см з кожного боку фітолейми. Зовнішня поверхня вітринізованої ксилеми рівна, а на ядрі частково виражено ребристу скульптуру з плоскими ребрами шириною до 1 см, розділеними борознами шириною 2–3 мм і глибиною до 3 мм. Це типове внутрішнє ядро кордаїта – артізія. Відстань між тріщинами ендокліважу на горизонтальній поверхні смуги вітрени змінюється від 4 до 7 мм. Довга вісь овального ядра пісковика дорівнює 85 мм, коротка – 20, реанімований округлий прижиттєвий діаметр – 55 мм, а коефіцієнт стиснення – $55/20 = 2,7$.

Фрагмент гілки, мабуть, кордаїта (*Cordaites* sp. 3) з частково вуглефікованою (лігнітизованою) первинною деревиною в середині (умовне “ядро”), облямованою інтенсивно вуглефікованою смугою блискучого вітрени, показано на п'ятій фігурі. Довга вісь стиснутого ядра фітолейми дорівнює 90 мм, коротка – 20, реанімований діаметр – 60 мм, а коефіцієнт стиснення – $60/20 = 3$.

На боковій поверхні керна 3,6 м відслонено поперечний перетин стиснутого стовбура рослини середнього карбону Донбасу (*Licopsida* sp. 2) з інтенсивно розкладеними і винесеними в басейн седиментації тканинами внутрішньої його частини, заміщеними глинистим осадам, перетвореним в аргіліт. Зовнішні, найстійкіші до розкладення тканини перетворились у смужку чорного блискучого вітрени товщиною 1–3 мм, що облямовував ядро фітолейми. Довга вісь стиснутого фрагмента рослини дорівнює 90 мм, коротка – 13, реанімований округлий прижиттєвий діаметр – 60 мм, а коефіцієнт стиснення – $60/13 = 4,6$ (фіг. 6). Інформацію про коефіцієнти стиснення порід ядер різних фітолейм зіставлено у табл. 3.

Метод визначення інтенсивності стиснення вуглетворної фітомаси. Для визначення інтенсивності стиснення вуглетворної фітомаси в процесі торфо-вуглетворення автор вперше у вугільній геології розробив спеціальний мікропалеоботанічний метод. Мета розробки методу – підвищити точність визначення коефіцієнта стиснення вуглетворних тканин мікроскопічним вивченням особливостей зміни елементів клітинної їх будови в різних умовах перетворення у вугілля. Він точніший від розроблених попередніми вченими тому, що розроблений на наступній генетичній основі. У вуглевмісних породах, кам'яному вугіллі та на фітолеймах Донецького і Львівсько-Волинського басейнів трапляються в значній кількості смуги вітринізованих тканин різної систематичної належності і ступеня розкладення з добре, посередньо і погано збереженою клітинною будовою. Клітини живої, в майбутньому вуглетворної, рослини складались із протоплазматичного ядра облямованого лігнінно-целюлозними стінками. У поперечному перетині тканин вони мали форму прямокутника або квадрата з прямолінійними стінками і розміщувались в органі рослини радіальними рядами, розділеними радіальними і тангентальними прямолінійними серединними пластинками. В процесі торфо-вуглетворення під дією мікробіологічних, фізико-хімічних процесів і тиску вуглевмісних порід клітини деформувались, їх стінки і ядра поступово розкладались, а прямолінійні серединні пластинки згинались й отримували переважно синусоїдну або іншу неправильну форму. Завдяки дуже великій стійкості до процесів торфо-вуглетворення вони зберігаються у вітринізованих тканинах до повного розкладення ядра, стінок клі-

тин і тому є надійними природними мікропалеоботанічними маркерами. Інтенсивність деформації міжкліткових серединних пластинок залежить, головню, від величини статичних тисків порід, що покривають вуглефіковані тканини окремих фітолейм і вуглетворну фітомасу пластів вугілля. Зі збільшенням товщини і статичного тиску неорганічних порід, що покривають фітолейми і вуглетворну фітомасу, ступінь стиснення серединних пластинок та їх хвилястість збільшуються.

Таблиця 3

Інтенсивність стиснення порід ядер фітолейм з вуглевмісних порід за даними В. І. Узюка

№з/п	Фітолейма	Фігура	Критерій для визначення – порода ядра	Розміри вісей ядра, мм		Реанімований діаметр ядра, мм	Коефіцієнт стиснення	Місце відбору проби
				Коротка	Довга			
1	Bothrodendron sp. 2, стовбур	7,8	аргіліт	490	490	490	1,0	Шахта Селидівська-Південна, аргіліт
2	Bothrodendron sp. 2, гілка?	–	аргіліт	70	170	120	1,7	Там само
3	Bothrodendron sp. 4	1	пісковик	37	57	45	1,2	Керн діаметром 3,6 м, пісковик
4	Cordaites sp.	2	пісковик	17	25	20	1,2	Там само
5	Licopsida sp. 1	3	пісковик	20	30	25	1,3	“
6	Cordaites sp. 2	4	пісковик	20	85	55	2,7	“
7	Cordaites sp. 3	5	деревина лігнітизована	20	90	60	3,0	“
8	Licopsida sp. 2	6	аргіліт	13	90	60	4,6	“

Середні значення коефіцієнта стиснення порід ядер фітолейм: аргіліту – 3,1; пісковіку – 1,6.

Інтенсивність стиснення вуглетворної фітомаси визначали так. Із вітринізованих тканин фітолейм і штуфів вугілля зі смугами вітренив виготовляли вертикальні двосторонньо поліровані прозорі шліфи. Вивчали їх за допомогою прохідного світла мікроскопа за малих (до 100^x), середніх (100–300^x) і великих (500^x і більше) збільшеннях. Визначали у шліфі мікроділянки вітрени різного ступеня розкладення тканин, з яких утворилась смуга вітрени. Вивчали за малих, середніх і великих збільшеннях елементи клітинної будови тканин (ядро, стінки, радіальні і тангентальні серединні пластинки). За допомогою препаративодія, закріпленого на столику мікроскопа, визначали координати мікроділянок з добре, посередньо і погано збереже-

ною прижиттєвою мікроструктурою вітринізованих тканин. За великих збільшень багаторазово якісно фотографували їх. На виготовлених фотографіях вибирали ділянки з добре збереженими тангентальними і радіальними серединними пластинами різного ступеня стиснення, придатні для визначення довжини серединних пластинок. Лінійкою по прямій лінії заміряли довжину синусоїдного стиснутої серединної пластинки (величина "в"), а курвіметром – довжину серединної пластинки, розтягнутої у пряму лінію, тобто у прижиттєвий стан вітринізованої тканини (величина "а"). Коефіцієнт стиснення розраховували за формулою: $K_{ст} = a/v$. За відсутності курвіметра можна надати тонкому дротові форму зігнутої серединної пластинки в межах досліджуваної ділянки, потім надати дротові прямолінійну форму і по ньому заміряти прижиттєву довжину серединної пластинки, тобто величину "а".

Описаним мікропалеоботанічним методом оцінено інтенсивність стиснення вуглетворних вітринізованих тканин ботродендронів, сигілярій, птеридоспермів і кордаїтів по фотографіях мікроструктур, зроблених за мікроскопічних досліджень зі збільшенням у 100–280 разів. Зображені у статті чорно-білі фотографії мікроструктур зроблено завдяки збільшенню мікроскопа у 550 разів.

Вітринізовані тканини внутрішньої та зовнішньої перидерми ботродендронів вивчено по прозорих шліфах, зроблених з двох фітолейм, відібраних в гірничих виробках шахт і з керн спеціальної свердловини діаметром 3,6 м. На сьомій і восьмій фігурах зображено натуральні величини зовнішнього вигляду і товщини смуги вітрени (5–11 мм), що облямовувала фрагмент описаного вище стовбура ботродендрона (*Bothrodendron* sp. 2), захороненого у прижиттєвому вертикальному положенні в прошарку аргіліту між пластами 17^а і 17^б в шахті Селидівській-Південній. У прозорих шліфах за збільшення 550^x виявлено добре, посередньо і погано збережені елементи клітинної будови тканин зовнішньої і внутрішньої перидерми. На дев'ятій фігурі зображено вітрени з добре збереженою мікроструктурою зовнішньої перидерми. В середині кожної клітини добре зберіглась чорна вуглефікована речовина ядра, облямована сірими вітринізованими їх стінками. Радіальні ряди клітин розмежовані майже прямолінійними чорними серединними пластинками. Вони прилягали з зовнішньої сторони стовбура до аргіліту, що його вміщує, а з внутрішньої – до генетично спорідненого аргіліту, що замістив розкладені тканини серцевини, деревини, внутрішньої кори й утворив ядро стовбура. В процесі діагенезу осаду й утворення з нього аргіліту вони частково змінились під дією горизонтально направлених тисків. Тангентальні серединні пластинки знаходились у площині, перпендикулярній до площини нашарування породи і паралельній до статичних тисків аргіліту, що вміщував стовбур та становив його ядро. Вони недеформовані, прямолінійні. Радіальні серединні пластинки розміщувались у тканинах перидерми в площині, паралельній до площини нашарування породи та перпендикулярній до бокових тисків вмісних порід. Вони майже не деформовані горизонтальними тисками літифікації глинистого осаду до стадії аргіліту, мають майже прямолінійну форму і середній коефіцієнт стиснення, що дорівнює 1,1. Поряд з аргілітовим ядром у фрагменті стовбура ботродендрона добру збереженість мікроструктури вітринізованих тканин перидерми зумовлювали також вертикальне положення його в аргілітовому прошарку і наявність у клітинах вуглефікованої малозруйнованої речовини їхніх ядер.

У лівій частині фігури 10 показано інтенсивніше, ніж на фігурі 9, вуглефіковані тканини перидерми з частково вуглефікованою чорною речовиною ядер клітин і серединними пластинками. Тут середній коефіцієнт стиснення фітомаси, розрахова-

ний по чорній речовині ядер клітин, дорівнює 1,3. Більша права частина десятої фігури зображає інтенсивніше розкладені тканини зовнішньої перидерми. Чорна вуглефікована речовина ядер клітин представлена поодинокими включеннями неправильної форми, а основою є сірі продукти вітринізованих стінок клітин, “пронизані” ниткоподібними розкладеними радіальними серединними пластинками. Розрахований по них середній коефіцієнт стиснення вітринізованих тканин відносно малий і дорівнює 1,2. На фігурі 11 зображено сильно розкладені вітринізовані тканини внутрішньої перидерми ботродендрона. Вуглефікована чорна речовина ядер клітин збереглась у вигляді окремих включень неправильної форми в сірій основній масі, складеній вітринізованими стінками клітин. Радіальні ниткоподібні серединні пластинки по-різному деформовані і зруйновані. Визначений по них коефіцієнт стиснення змінюється від 1,2 до 1,4 і в середньому дорівнює 1,3. Загалом, – це найбільш розкладені і стиснені вітринізовані тканини перидерми в прижиттєво вертикально захороненому стовбурі ботродендрона.

Добре збережену фітолейму ботродендрона (*Bothrodendron* sp. 3) виявлено, вивчено й апробовано в алевролітах середнього карбону Донбасу, перебудурених спеціальною свердловиною з діаметром 3,6 м. Довжина відслоненої частини сплющеного лежачого стовбура фітолейми 1 м, ширина – 0,06, а товщина смужки вітрени, що облямовує алевролітове ядро, дорівнює 1–1,5 мм. Фрагмент стовбура лежав на горизонтальній площині нашарування алевроліту і частково перекривався ним. Радіальні ряди клітин розміщувались у площині, перпендикулярній до горизонтальної площини нашарування алевроліту, і деформувались тисками усіх порід, що залягали вище. Тому радіальні серединні пластинки і вуглефікована речовина ядер клітин деформовані незрівнянно більше ніж у тканинах описаного вище ботродендрона (*Bothrodendron* sp. 2). На фігурі 12 бачимо дуже змінені тканини перидерми. Чорна вуглефікована речовина ядер клітин збереглась у вигляді включень неправильної форми, обмежованих світло-сірими і білими дуже деформованими серединними пластинками. Заміряний по них коефіцієнт стиснення вітринізованих тканин перидерми змінюється від 1,6 до 1,8 і в середньому дорівнює 1,7.

Інтенсивність стиснення вітринізованих сигілярій вивчено по шліфах, зроблених з трьох фітолейм – *Sigillaria* sp. 1, *Sigillaria ovata* Sauveur і *Sigillaria* (*Eusigillaria*) *scutellata* Brongniart. Усі вони представлені уламками стовбурів, що залягали горизонтально на площинах нашарування вмісних порід. Радіальні ряди клітин і серединні пластинки розміщувались у тканинах перпендикулярно до площин нашарування вмісних порід та їх статичних тисків, а тангентальні серединні пластинки – паралельно до них. Інтенсивність стиснення вітринізованих тканин представлена в шліфах особливостями морфології радіальних серединних пластинок.

Фітолейму *Sigillaria* sp. 1 відібрано в шахті імені Засядько А. Ф. з аргілітів покрівлі пласта 1⁷ середнього карбону Донбасу. Відслонені у вмісних аргілітах довжина фітолейми дорівнює 0,57 м, ширина – 0,39, товщина смужки вітрени, що залягала на аргіліті, – 2–3 мм (Узіюк, Ігнатченко, 1985). Найменш стиснені вітринізовані тканини перидерми показані на сімнадцятій фігурі. Відносно тонкі стінки клітин тут облямовують товсту чорну вуглефіковану речовину їхніх ядер. Визначений по радіальних серединних пластинках коефіцієнт стиснення тканин дорівнює 1,3. Переважно в правій і частково в лівій частинах сімнадцятої фігури простежуємо посередньо стиснені тканини з меншою кількістю вуглефікованої речовини ядер клітин і тонкішими їхніми стінками. Коефіцієнт стис-

нення тканин змінюється від 2,5 до 3,4 і в середньому дорівнює 3,0. Найбільш розкладені та стиснені тканини вітринізованої перидерми зображено на тринадцятій фігурі. Стінки клітин у вітрени переважно товстіші, ніж вуглефікована речовина їхніх ядер, а радіальні серединні пластинки дуже стиснені і мають синусоїдну форму. Коефіцієнт стиснення тканин дуже великий, змінюється від 3,7 до 5,0 і в середньому дорівнює 4,3.

Фітолейму *Sigillaria (Eusigillaria) ovata* Sauvеur відібрано з алевролітів середнього карбону Донбасу, перебудованих спеціальною свердловиною з діаметром керна 3,6 м. Вона залягала на горизонтальній площині нашарування вмісних алевролітів з відслоненими довжиною 1,2 м, шириною 0,4 м і товщиною смуги вітринізованої перидерми 1–1,5 мм. У шліфах добре простежується “вибіркове” розкладення вітринізованих тканин, представлене їх фрагментами з мікроструктурами, дуже близькими до наявних у живій перидермі, які періодично змінюються фрагментами з дуже інтенсивно розкладеними стінками клітин, речовиною їхніх ядер і навіть радіальними серединними пластинками.

У середині чотирнадцятої фігури з лівого верхнього кута до правого нижнього простягається фрагмент частково розкладеної перидерми з дуже добре збереженими радіальними і тангентальними стінками клітин, прямолінійними ниткоподібними радіальними і тангентальними серединними пластинками і рештками вуглефікованої речовини ядер клітин. Загалом, – це яскраве підтвердження того, що у живих тканинах перидерми вуглетворних плауноподібних рослин карбону клітини тканин мали правильну майже прямолінійну форму і розмежовувались прямолінійними радіальними і тангентальними серединними пластинками. Лівий нижній і правий верхній кути відображають дуже інтенсивно розкладені усі елементи клітинної будови тканин й утворену з них майже безструктурну масу вітрени. Коефіцієнт стиснення найменш розкладених тканин з майже прямолінійними радіальними серединними пластинками близький до 1, а розрахований по частково збережених радіальних серединних пластинках в дуже розкладених тканинах на фотографіях мікроструктур, збільшених до 1 280 разів, змінюється від 2,4 до 3,0 і в середньому дорівнює 2,8.

Дуже сильно розкладені клітини та зруйновані радіальні серединні пластинки показано на шістнадцятій фігурі. У лівому верхньому і правому нижньому кутках дуже розкладені серединні пластинки представлені роз’єднаними уламками різної форми, захороненими в однорідній речовині, утвореній з вітринізованих і геліфікованих стінок клітин. По діагоналі з лівого нижнього кутка фігури до правого верхнього простежуються дві меш зруйновані дуже стиснені радіальні пластинки. Розрахований по них коефіцієнт стиснення вітринізованих тканин змінюється від 2,6 до 3,0 і в середньому дорівнює 2,8. Фітолейму *Sigillaria (Eusigillaria) cf. scutellata* Brongniart відібрано в шахті ім. Засядько А. Ф. з аргілітів покрівлі пласта 17¹ середнього карбону Донбасу. Вона мала відслонену довжину 0,57 м, ширину – 0,28 і товщину смужки вітринізованої перидерми – 1–2 мм (Узіюк, Ігнатченко, 1986). Загалом мікроструктури вуглефікованої перидерми дуже різні за процесами перетворення тканин, збереженістю елементів клітин та їх будовою. Мікрофотографія п’ятнадцятої фігури зображає по-різному змінені тканини перидерми тільки процесами вітринізації. У лівому верхньому кутку клітини найменш змінені з добре збереженими майже прижиттєвої форми клітинами, радіальними і тангентальними їх стінками та ниткоподібними тангентальними і радіальними серединними пластинами. Значно більш розкладені тканини показано в середній частині фігури й особливо у верхньому її кутку. Радіальні ниткоподібні серединні пластинки тут синусоїдно зігнуті у правій верхній частині і значно розкладені. Коефіцієнти стиснення вітринізованих тканин різні. У верхньому лівому кутку з найменш розкладеними клітинами, в частині фігури, що примикає до ліво-

го кута, і в середній її частині коефіцієнт стиснення тканин залежить від інтенсивності їх розкладення і дорівнює в середньому 1,1. Тканини нижньої, середньої частини і правого верхнього кута мають значно більш розкладені та деформовані радіальні серединні пластинки. Коефіцієнт стиснення вітринізованих тканин тут змінюється в межах від 1,36 до 1,5 і в середньому дорівнює 1,4.

Фітолейму стовбура насінної папороті (*Pteridospermae* sp.) виявлено, вивчено й апробовано в керні діаметром 3,6 м, вибуреному спеціальною свердловиною під майбутній стовбур шахти в Донбасі. Вона залягала горизонтально в аргілітах з відслоненою довжиною 0,8 м, шириною 0,08 м і середньою смужкою вітрени на аргілітах 1мм. Вітринізовані тканини перидерми дуже змінені процесами вуглеутворення. У більшості тканин паренхімні клітини повністю розклались й утворили безструктурну речовину вітрени. Стійкіші до процесів розкладення спеціальні захисні склеренхімні клітини своєрідних “мускульних” волокон частково розклались і перетворились в тіла різної переважно округло-овальної форми. Спорадично трапляються подібні по-різному стиснуті включення з ниткоподібними рештками вуглефікованої речовини ядер в середині клітин. Реанімовану по них прижиттєву форму клітин використано для визначення їх стиснення. На фігурі 18 показано рештки переважно двох клітин, по-різному змінених процесами вітринізації. У праці (Узіюк, Игнатченко, 1985) наведено велику їх кількість. Визначений по них коефіцієнт стиснення вуглефікованої фітомаси в середньому дорівнює 15.

Вивчені фітолейми кордаїтів відрізняються від описаних вище тим, що вони представляють вуглефіковані тканини не кори (перидерми), а деревини (ксилеми). Вітринізовані тканини ксилеми кордаїтів вивчені по шліфах, зроблених з вугілля фітолейми кордаїта (*Cordaites* sp. 1) довжиною 3,6 м, шириною 0,35 м і товщиною смуги вуглефікованої ксилеми 15–30 мм. Вона залягала в пісковіку середнього карбону Донбасу, перебуреному спеціальною свердловиною з діаметром керна 3,6 м. Тканини ксилеми переважно дуже розкладені процесами торфо-вуглеутворення. Всі елементи клітин стиснені та розміщені довгою віссю субпаралельно до довгої вісі смуги вітрени (фіг. 19). Поодинокі посередньо збережені клітини мають помаранчевий і жовтий колір, округло-овальну форму і складаються зі стінок дуже збагачених смолоподібною речовиною та включень червоної і чорної органічної речовини, можливо ядер, у реліктах порожнин (Узіюк, Игнатченко, 1985). Визначений по них коефіцієнт стиснення тканин змінюється і в середньому дорівнює 5.

До петрифікованих належать ті тканини рослин, клітини яких частково або повністю заповнені кварцом, кальцитом та іншими мінералами. Їх детально комплексно вивчено по двох фітолеймах стовбура кордаїта – *Cordaites* sp. 2 і *Cordaites* sp. 3. Вони залягали горизонтально, паралельно до площин нашарування порід, були виявлені, вивчені та апробовані в пісковіку середнього карбону Донбасу, перебуреному спеціальною свердловиною з діаметром керна 3,6 м. Фітолейма *Cordaites* sp. 2 мала відслонену довжину 1 м, повну ширину – 0,07 м і товщину смуги вітринізованої ксилеми, що облямовувала стиснене ядро пісковика, – 0,07 м (Узіюк, Игнатченко, 1985).

Таблиця 4

Інтенсивність стиснення вуглетворних тканин різних рослин карбону

№ з/п	Фігура	Критерії для	Середня довжина радіальних серединних пластинок, мм	Коефіцієнт стис-	Місце відбо-

	Фітолейма		визначення	до стиснення	після стиснення	нення	ру проби
1	<i>Bothrodendron</i> sp. 2. Найменш розкладені тканини	7, 8, 9	Радіальні серединні пластинки тканин	74	65	1,1	Шахта Селидівська- Південна, аргіліт
2	<i>Bothrodendron</i> sp. 2. Посередньо і добре розкладені тканини	10	Теж	333	250	1,3	Там само
3	<i>Bothrodendron</i> sp. 2. Найбільш розкладені тканини	11	“	128	98	1,3	“
4	<i>Bothrodendron</i> sp. 3. Добре розкладені тканини	12	“	134	78	1,7	Шахта № 4– 21, аргіліт
5	<i>Sigillaria</i> (<i>Eusigillaria</i>) sp. 1. Найбільш розкладені тканини. Середня частина фото	17	“	33	17	1,3	Шахта імені А.Ф.Засядька, аргіліт
6	<i>Sigillaria</i> (<i>Eusigillaria</i>) sp. 1. Посередньо розкладені тканини. Права частина фото	17	“	31	10	3,0	Там само
7	<i>Sigillaria</i> (<i>Eusigillaria</i>) sp. 1. Найбільш розкладені тканини	13	“	287	67	4,3	Там само
8	<i>Sigillaria</i> (<i>Eusigillaria</i>) <i>ovata</i> . Найменш розкладені тканини	14	“	25	25	1,0	Шахта № 4– 21, аргіліт
9	<i>Sigillaria</i> (<i>Eusigillaria</i>) <i>ovata</i> . Найбільш розкладені тканини	16	“	31	11	2,8	Там само
10	<i>Sigillaria</i> (<i>Eusigillaria</i>) cf. <i>scutellata</i> . Добре розкладені тканини.	15	“	98	70	1,4	Шахта імені А. Ф. Засядька, аргіліт
11	<i>Cordaites</i> sp.1	19	Смолоподібні клітини ксилеми	10	2	5	Керн діаметром 3,6 м, пісковик
12	<i>Cordaites</i> sp. 2–3	–	Клітини ксилеми інкрустовані кварцом	16	14	1,1	Там само
13	<i>Pteridospermae</i> sp.	18	Склеренхімні клітини тканин	30	2	15	Там само, аргіліт

Середнє значення коефіцієнта стиснення вуглетворних тканин дорівнює 3,3.

Фітолейма *Cordaites* sp. 3 залягала в кінці фітолейми *Cordaites* sp. 2, була її продовженням і мала довжину 0,08 м та ширину 0,05 м. Вітринізовану смужку ксилеми на ній макроскопічно не виявлено. Комплексними макро- і мікроскопічними дослідженнями обох фітолейм визначено, що ступінь зміни тканин фітолейм процесами вітринізації та наступної геліфікації після надходження їх в басейн седиментації фітомаси та неорганічних осадів зворотно пропорційно залежить від початку та закінчення заповнення мінеральною речовиною порожнин клітин, які утворились після повного розкладення і винесення органічної речовини їхніх ядер. Ті тканини, весь об'єм порожнин клітин яких був повністю заповнений мінералами до початку інтенсивного набухання стінок і збільшення їх товщини мікробіологічними процесами вітринізації, зберігають близькі до прижиттєвих форму, розміри клітин і товщину їхніх стінок. Вони майже не стиснені вертикальними і горизонтальними тисками вмісних порід. Навпаки, ті тканини, стінки

клітин яких певний час перебували у воді басейну седиментації, сприятливий для збільшення їх товщини процесами вітринізації та відповідного зменшення об'єму порожнин клітин, що утворились після розкладення речовини ядер, менш інкрустовані мінеральною речовиною та інтенсивніше стиснені. Тканини, що не вміщують включень кварцу або інших мінералів у порожнинах клітин, є більш розкладеними процесами вітринізації та найінтенсивніше стисненими вертикальними і горизонтальними тисками вмісних порід. Отже, єдиним критерієм для прогнозного визначення інтенсивності стиснення вітринізованих тканин ксилеми фітолейми *Cordaites* sp. 3 є інтенсивність їх розкладення процесами вітринізації та початкової геліфікації. У частково розкладених інкрустованих кварцом тканинах він дорівнює 1,1, а максимально розкладених критеріїв для точного числового визначення коефіцієнта стиснення немає. Інформацію про коефіцієнти стиснення різних тканин різних вуглетворних рослин у різних умовах перетворення наведено в табл. 4.

Зіставлення інформації про інтенсивність стиснення вуглевмісних порід і вуглетворної фітомаси, виявленої попередніми вченими з інформацією автора статті, наведено в табл. 5.

Таблиця 5

Інтенсивність стиснення вуглевмісних порід і вуглетворної фітомаси за даними попередніх дослідників /автора статті

Автор	Рік	Об'єкт досліджень попередніх учених (перетворення)	Коефіцієнт стиснення (попередніх учених/автор статті)
Забігайло В. Ю.	1974	піску у пісковик	1,3/1,6
Забігайло В. Ю.	1974	алевроїту в алевроліт	1,9/-
Забігайло В. Ю.	1974	глини в аргіліт	2,3/3,1
Забігайло В. Ю.	1974	фітомаси у торф і вугілля	5,0/3,3
Прокопченко А. С.	1967	теж: по смоляних тілах у вугіллі	4,5/3,3
Сгоров О. І.	1969	по оболонках спор і пилку	3,6/3,3
Волкова І. Б.	1958	по мінеральних включеннях у вугіллі	5,2/3,3
Штуцер О.	1940	теж	2,2/3,3
Приходько Ю. М.	1963	по прошарках породи у вугільних пластах	5,9/3,3
Волков В. Н.	1973	по втраті води під час утворення вугілля	2,4/3,3
Попов М. І.	1959	по зміні горючої маси вугілля	2,2/3,3

Висновки

1. Коефіцієнт стиснення вуглевмісних порід, що становлять ядра вивчених фітолейм, змінюється від 1,0 до 4,6. Найбільше стиснені ядра складені аргілітом (Кст. = 1,7–4,6), а найменше стиснені ті, що складені пісковиком (Кст. = 1,2–2,7). Ядро, складене лігнітизованою ксилемою, стиснене у три рази.

2. Інтенсивність стиснення ядер фітолейм залежить також від їхнього положення у вуглевмісних породах. Аргілітове ядро стовбура фітолейми *Bothrodendron* sp. 2, захороненого у вертикальному прижиттєвому положенні та орієнтоване довгою віссю перпендикулярно до площин нашарування порід, стиснене дуже мало (Кст. = до 1) на відміну від ядра аргіліту фітолейми *Licopsida* sp. 2, що залягає паралельно до площин нашарування породи (Кст. = 4,6).

3. У плауноподібних рослин дуже інформативним мікроскопічним критерієм інтенсивності стиснення вітринізованих тканин є радіальні серединні пластинки, які розме-

жовують у живих рослин радіальні ряди клітин і розміщені у лежачих тканинах перпендикулярно до площин нашарування вмісних порід та їх статичних тисків.

4. Інтенсивність стиснення тканин плауноподібних рослин залежить не тільки від орієнтування радіальних серединних пластинок клітин стосовно площин нашарування вмісних порід, а від інтенсивності їх розкладення процесами торфо-вуглеутворення. Погано і посередньо розкладені тканини зі збереженою вуглефікованою речовиною ядер клітин стиснені набагато менше (середній коефіцієнт стиснення фітомаси змінюється від 1 до 1,3), ніж тканини з дуже розкладеними стінками, речовиною ядер та серединними пластинками (середній коефіцієнт стиснення фітомаси змінюється від 2,8 до 4,2).

5. Інтенсивність стиснення вітринізованих тканин насінної папороті можна визначати по склеренхімних клітинах посередньо розкладених тканин з рештками вуглефікованої речовини ядер і без неї.

6. Коефіцієнт стиснення посередньо вітринізованої ксилеми кордаїта доцільно визначати по клітинах з наявною вуглефікованою речовиною ядер у їх порожнинах.

7. Вуглевмісні породи, що становлять ядра вивчених фітолейм, орієнтовані довгою віссю паралельно до площин їх нашарування, стискувались по-різному, а саме аргіліти від 1,7 до 4,6 разів, пісковики – в 1,2–2,7 разів.

8. Значно вітринізовані та геліфіковані тканини вуглетворних рослин стискувались інтенсивніше, ніж частково і посередньо вітринізовані тканини.

9. Наявні великі розбіжності величин стиснення вуглевмісних порід і вуглетворної фітомаси, розраховані попередніми вченими, зумовлені, мабуть, відсутністю комплексних петрологічних, макро- і мікропалеоботанічних досліджень фітолейм вуглетворних рослин та мацералів вугілля.

10. Ядро з лігнітизованої деревини фітолейми *Cordaites* sp. 3 стиснене більше (Кст. = 3,0), ніж ядра з пісковика фітолейм *Cordaites* sp. 2 (Кст. = 2,7), *Cordaites* sp. 1 (Кст. = 1,2) та фітолейми *Bothrodendron* sp. 4 (Кст. = 1,2).

11. Вітринізовані тканини перидерми фітолейми *Bothrodendron* sp. 2 стиснені менше (Кст. = 1,3), ніж ядро аргіліта фітолейми *Bothrodendron* sp. 2, гілка (Кст. = 1,7).

12. Вітринізовані тканини перидерми фітолейми *Bothrodendron* sp. 3 стиснені менше (Кст. = 1,7), ніж перидерми фітолейми *Sigillaria* (*Eusigillaria*) *ovata* (Кст. = 2,8) та фітолейми *Sigillaria* sp. 1 (Кст. = 4,3).

13. Середні значення коефіцієнта стиснення вуглевмісних порід різні, а саме за даними В. Ю. Забігайла: під час перетворення алевриту в алевроліт і піску в пісковик – 1,8, глини в аргіліт – 2,3; за автором статті: глини в аргіліт – 3,1, піску у пісковик – 1,6. Середні значення коефіцієнта стиснення вуглетворної фітомаси близькі – за попередніми вченими воно дорівнює 3,9, а за результатами досліджень автора статті – 3,3.

СПИСОК ВИКОРИСТАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ

1. Волкова И. Б. Литология и стратиграфия мощного угольного пласта Березовского месторождения (Канско-Ачинский бассейн) / И. Б. Волкова // Советская геология. – 1965. – № 6. – С. 90–103.
2. Волков В. Н. Генетические основы морфологии угольных пластов / В. Н. Волков. – Москва : Недра, 1973. – 135 с.

3. *Вырвич Г. П.* Исходный растительный материал и типы по исходному материалу антрацитовых углей Донецкого бассейна / Г. П. Вырвич // Геологическое строение Ростовской и сопредельных областей. – Ростов-на-Дону, 1972. – С. 12–14.
4. *Вырвич Г. П.* Петрогенетические типы антрацитов Донецкого бассейна и некоторые закономерности распределения их на площади и в стратиграфическом разрезе: Автореф. дис. канд. геол.-минерал. наук / Г. П. Вырвич. – Донецк, 1973. – 24 с.
5. *Егоров А. И.* Механизм накопления биомассы и формирования угольного пласта // Геология угольных месторождений / А. И. Егоров. – Москва : Наука, 1969. – Т.1. – С. 66–75.
6. Жизнь растений : в 6 т. Т. 4. Мхи, плауны, хвощи, папоротники, голосеменные растения. – Москва : Просвещение, 1978. – 447 с.
7. *Забигаило В. Е.* Геологические условия выбросоопасности угольных пластов Донбасса / В. Е. Забигаило. – Киев : Наук. думка, 1974. – 272 с.
8. *Залесский М. Д.* Очерк по вопросу образования угля / М. Д. Залесский. – Петроград : Изд-во Геолкома, 1914. – 54 с.
9. *Зарицкий П. В.* О возможности использования конкреций для определения сокращения мощности исходного вещества каменного угля / П. В. Зарицкий. Докл. АН СССР. – 1965. – Т.164. – № 3. – С. 666–669.
10. *Иванов Г. А.* Кливаж (отдельности) в углях и вмещающих породах и пути его практического использования / Г. А. Иванов. – ГОНТИ. – 1939. – Ч.1.
11. *Иванов Г. А.* Кливаж (отдельности) в углях и вмещающих породах и пути его практического использования / Г. А. Иванов, Л. И. Сарбеева. – ГОНТИ. – 1940. – Ч. 2.
12. *Иносова К. И.* Исходный материал углей / К. И. Иносова / Атлас углей нижнего карбона Донецкого бассейна. – Москва : Наука, 1964. – С. 26–31.
13. *Иносова К. И.* Остатки органов спороношения в угольных пластах карбона Донецкого бассейна / К. И. Иносова // Ежегодник ВПО. – Ленинград : Наука, 1986. – С. 224–245.
14. *Криштофович А. Н.* Палеоботаника / А. Н. Криштофович. – Ленинград: Госнаучтехиздат, 1957. – 650 с.
15. *Левенштейн М. Л.* Комплект карт метаморфизма углей Донецкого бассейна (поверхности палеозоя, срезов – 400 м, – 1000 м, – 1600 м и структурных планов угольных пластов с₆¹ и к₅). Масштаб 1:500 000 / М. Л. Левенштейн, О. И. Спирина. – Киев : ЦТЭ, 1991. – 104 с.
16. *Новик Е. О.* Каменноугольная флора Европейской части СССР / О. Е. Новик. – Москва : АН СССР, 1952. – 468 с.
17. *Новик Е. О.* Раннекаменноугольная флора Донецкого бассейна и его западного продолжения / О. Е. Новик. – Киев : Наук. думка, 1968. – 233 с.
18. *Попов Е. И.* К оценке точности изображения залежи полезного ископаемого по данным разведки / Е. И. Попов // Зап. ЛГИ. – 1959. – Т. 36. – Вып. 2. – С. 178–189.
19. *Прокопченко А. С.* К вопросу о сокращении мощности угольных пластов Донбасса в ряду углефикации / А. С. Прокопченко. – Москва : Докл. АН СССР, 1967. – Т. 173. – № 2. – С. 425–427.
20. *Приходько Ю. И.* Наблюдения над усадкой углей и песчано-глинистых пород на Интинском каменноугольном месторождении / Ю. И. Приходько // Изв. АН СССР, 1963. – Серия геол. – № 2. – С. 99–105.
21. *Снигиревская Н. С.* Анатомическое изучение остатков листьев (филлоидов) некоторых ликопсид в угольных почках Донбасса / Н. С. Снигиревская // Ботан. журн. 1958. – Т. 43. – № 1. – С. 106–112.

22. *Снигиревская Н. С.* Анатомическое изучение растительных остатков из угольных почек Донбасса. Семейство *Lepidodendraceae* / Н. С. Снигиревская // Труды Ботан. ин-та АН СССР. Сер. 8. Палеоботаника, 1964. – Вып. 5. – С. 5–38.
23. *Снигиревская Н. С.* Остатки каламитов и псарониевых папоротников в угольных почках Донбасса / Н. С. Снигиревская // Труды Ботан. ин-та АН СССР. Сер. 8. Палеоботаника, 1967. – Вып. 6. – С. 5–27.
24. *Узіюк В. И.* Исходный материал углей и физико-химические особенности витренов Донбасса / В. И. Узіюк // Геология и разведка угольных месторождений. – Тула : Тульский политехн. институт, 1970. – С. 220–238.
25. *Узіюк В. И.* Микроструктуры витринизированных тканей растений (средний карбон Донбасса) / В. И. Узіюк, Н. А. Игнатченко. – Киев : Наук. думка, 1985. – 100 с.
26. *Узіюк В. И.* Фитеральный анализ угольных пластов среднего карбона Юго-Западного Донбасса и его прикладное значение / В. И. Узіюк // Геология и геохимия горючих ископаемых. – 1990. – Вып. 75. – С. 24–30.
27. *Узіюк В. И.* Формирование углей и угольных пластов среднего карбона Юго-Западного Донбасса: Автореф. дис. докт. геол.-мин. наук / В. И. Узіюк. – Львов, 1994. – 30 с.
28. *Узіюк В. І.* Роль різних рослин карбону України, їх органів і тканин в утворенні вуглеводнів / В. І. Узіюк // Геологія і геохімія горючих копалин. – 1998. – № 1 (102). – С. 64–76.
29. *Узіюк В. І.* Анатоомо-морфологічний метод фітерального аналізу вугілля і вугільних пластів карбону України / В. І. Узіюк // Геологія і геохімія горючих копалин, 1999. – Вип. 4. – С. 53–66.
30. *Усачева А. В.* Растения-углеобразователи и их составные части, принимавшие участие в образовании угля / А. В. Усачева // Геолого-геохимическая карта Донецкого бассейна. – Москва : Углетехиздат, 1954. – Вып. 8. – С. 301–304.
31. *Фисуненко О. П.* Западноевропейские “эндемики” во флоре среднего карбона Донецкого бассейна / О. П. Фисуненко // Геол. журн. – 1975. – Т. 35. – № 2. – С. 25–32.
32. *Эсау К.* Анатомия растений (Перевод с 2-го английского издания Васильева А. Е., Даниловой М. Ф., Первухиной Н. В. и Снигиревской Н. С.) / К. Эсау. – Москва: 1969. – 564 с.
33. *Stutzer O.* Geology of coal / O. Stutzer // Chicago–Illinois, 1940. – 461 p.

*Стаття: надійшла до редакції 15.12.2017
прийнята до друку 27.12.2017*

THE INTENSITY COMPRESSION OF THE COALFORMATION ROCKS AND OF COALCONSTITUTE PHYTOMASS UNDER FORMATION OF PEAT AND COAL

V. Uziuk

*Ivan Franko National University of Lviv,
Hrushevskyyi Str., 4, 79005 Lviv, Ukraine
e-mail: paleontolzbirnyk@ukr.net*

In this work were described the results of determination of the effectiveness of phytomass compression by macroscopic geological comparative methods in different conditions of occurrence of the remains of carbon plants, and also the study of transparent microsections of different carbon tissues of fitoleyms and petrification by macropaleobotanical comparative and micropaleobotanical anatomy – morphological methods.

Discovered the influence of inorganic rocks mineral structure that constitute the nucleus fragments of plants or fill the cavity of tissue cells and intensity of their dissolution under formation of peat and coal on intensity of phytomass compression.

Key words: carbon, plant, peat, coal, phytomass, in formation of peat and coal, anatomy, dissolution, compression.

ПОЯСНЕННЯ ДО ФОТОІЛЮСТРАЦІЙ

Вітринізовані фітолейми фрагментів стовбурів і гілок рослин з породними ядрами, виявлені в керні, діаметром 3,6 м

Фіг. 1. Фрагмент стовбура *Bothrodendron* sp. 4 у грубозернистому пісковикі зі слабкостисненим ядром того ж пісковика, облямованим товстою смугою вітрени ($K_{ст} = 1,2$) x 1

Фіг. 2. Фрагмент стовбура *Cordaites* sp. зі слабкостисненим ядром того ж пісковика, облямованим двома тонкими смугами вітрени, що зливаються в одну товсту в місцях відсутності породного ядра ($K_{ст} = 1,2$) x 1/5

Фіг. 3. Поперечний перетин гілки *Licopsida* sp. 1 на боковій поверхні керна зі слабкостисненим ядром пісковика, облямованим тонкою смугою вітрени ($K_{ст} = 1,2$) x 1/17

Фіг. 4. Фрагмент гілки *Cordaites* sp. 2 з двома товстими смугами вітрени, що облямовують посередньо стиснене ядро пісковика, а за його межами зливаються в дуже товсті смуги вітрени ($K_{ст} = 2,7$) x 1

Фіг. 5. Фрагмент поперечного перетину гілки *Cordaites* sp. 3 з товстою смугою вітрени, що облямовує посередньо стиснене ядро з лігнітизованої деревини ($K_{ст} = 3$) x 1

Фіг. 6. Поперечний перетин стовбура плауноподібної рослини *Licopsida* sp. 2 з тонкою смугою вітрени, що облямовує дуже стиснене аргілітове ядро ($K_{ст} = 4,6$) x 1/17

Фіг. 7, 8. Вітринізовані фітолейми фрагментів стовбура *Bothrodendron* sp. 2 з товстою смугою вітрени, що контактує з вмісним аргілітом (фіг. 7) та аргілітом ядра (фіг. 8) x 1

Вітринізовані, по-різному розкладені та стиснені мікрофітофосилії поперечного перетину тканин вуглетворних рослин. Ніполі II, x 550

Фіг. 9. Добре збережена мікроструктура вітринізованих слабкостиснених тканин перидерми *Bothrodendron* sp. 2 з майже прямолінійними “цілими” клітинами, радіальними і тангентальними серединними пластинками. Коефіцієнт стиснення малий, лише 1,1

Фіг. 10. Посередньо розкладені та слабкостиснені тканини перидерми *Bothrodendron* sp. 2 в лівій частині ($K_{ст} = 1,3$) та більше розкладені, проте мало стиснені у правій частині ($K_{ст} = 1,2$)

Фіг. 11. Найбільш розкладені та стиснені тканини перидерми ботродендрона у прижиттєво вертикально захороненому стовбурі з реліктами чорної речовини в порожнинах клітин і ниткоподібними деформованими серединними пластинками. Малий (лише 1,3) коефіцієнт стиснення інтенсивно розкладених тканин, зумовлений вертикальним поло-

женням стовбура у вмісних аргілітах та перевагою вертикальних тисків у надрах Землі над горизонтальними

Фіг. 12. Посередньо розкладені та слабкостиснені тканини перидерми *Bothrodendron* sp. 3 з реліктами чорної речовини в порожнинах клітин і ниткоподібними радіальними сильно деформованими серединними пластинками. Коефіцієнт стиснення змінюється від 1,6 до 1,8 і в середньому дорівнює 1,7

Фіг. 13. Дуже розкладені та стиснені тканини перидерми *Sigillaria* sp. 1 з тонкими прямолінійними включеннями чорної речовини в реліктах порожнин клітин, темно-сірими їх стінками і ниткоподібними світло-сірими дуже деформованими радіальними серединними пластинками. Коефіцієнт стиснення тканин змінюється від 3,7 по 5,0 і в середньому дорівнює 4,3

Фіг. 14. Частково розкладені майже нестиснені тканини перидерми *Sigillaria* [*Eusigillaria*] *ovata* з дуже добре збереженими радіальними і тангентальними стінками клітин, прямолінійними ниткоподібними радіальними і тангентальними серединними пластинками та рештками темно-сірої і чорної органічної речовини в реліктах порожнин клітин

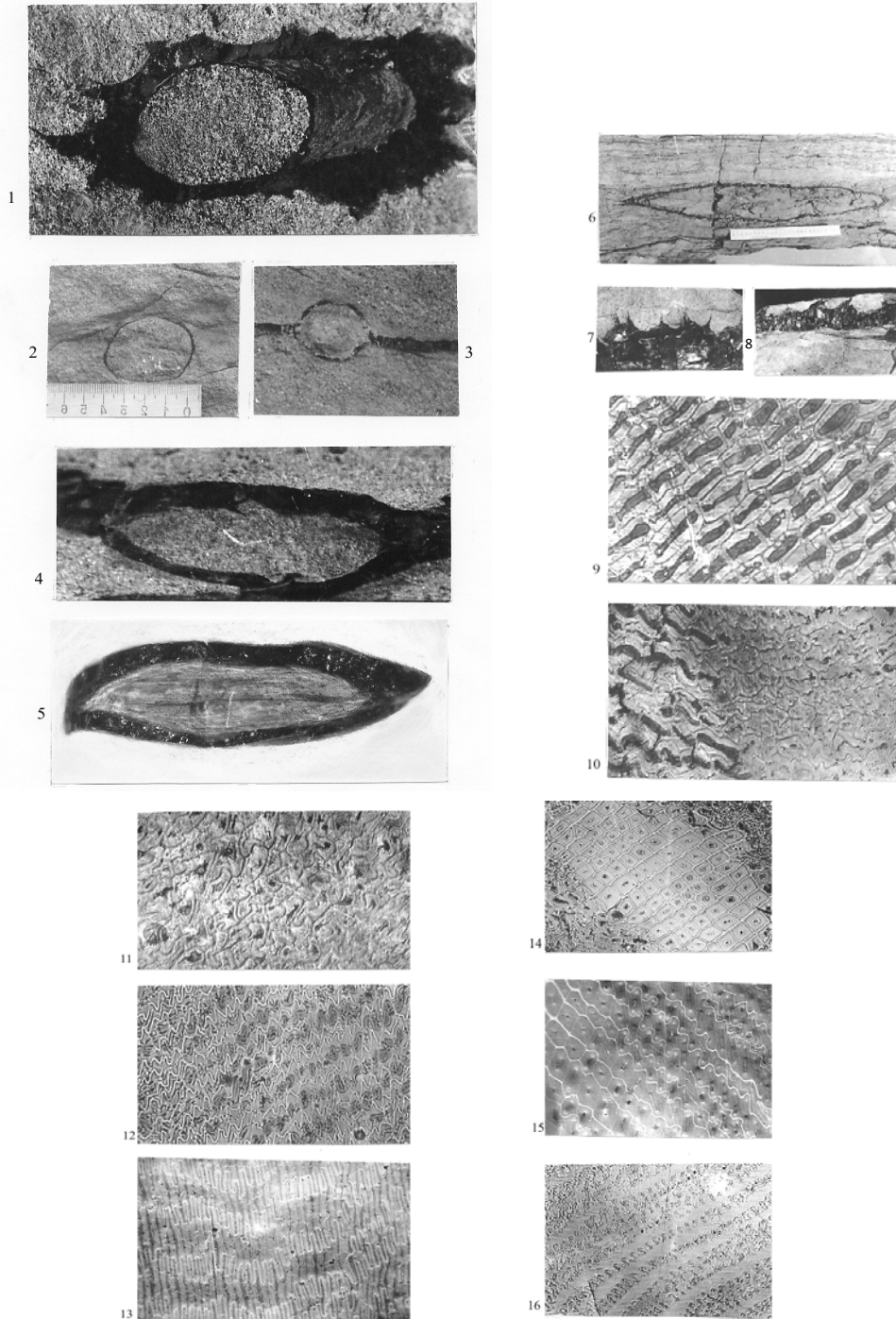
Фіг. 15. У верхньому і нижньому лівому кутках тканини перидерми *Sigillaria* [*Eusigillaria*] cf. *scutellata* малорозкладені та стиснені (Кст = 1,1), а в середній і верхній правій частинах – більш розкладені та стиснені (Кст = 1,36–1,5, в середньому – 1,4)

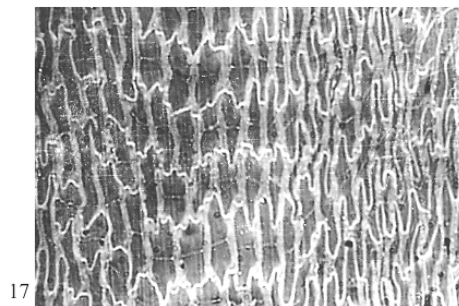
Фіг. 16. Дуже сильно розкладені та стиснені тканини перидерми *Sigillaria* [*Eusigillaria*] *ovata* з частково збереженими радіальними серединними пластинками. Середній коефіцієнт стиснення дорівнює 2,8

Фіг. 17. Посередньо розкладені та стиснені тканини перидерми *Sigillaria* sp. 1 в середній частині (Кст = 2), а значно більш розкладені та стиснені займають усю праву і крайню ліву частини (Кст = 3,0)

Фіг. 18. Округло-овальні рештки інтенсивно розкладених і дуже стиснених спеціалізованих склеренхімних клітин стовбура насінної папороті в основній масі повністю розкладених паренхімних клітин тканин. Середнє значення коефіцієнта стиснення склеренхімних клітин дуже велике – 15,0

Фіг. 19. Дуже розкладені та стиснені тканини ксилеми *Cordaites* sp. 1 з великою кількістю менше розкладених, проте дуже стиснених смолоподібних клітин. Середнє значення коефіцієнта їх стиснення дорівнює 5,0





УДК 502.64(477.8)

СТАНДАРТИЗОВАНА ХАРАКТЕРИСТИКА ПРИРОДНИХ ГЕОЛОГІЧНИХ ОБ'ЄКТІВ РЕГІОНАЛЬНОГО ЛАНДШАФТНОГО ПАРКУ “ЗНЕСІННЯ” (ЛЬВІВ)

О. Підлісна, А. Іваніна

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

Регіональний ландшафтний парк “Знесіння”, розміщений майже в центрі Львова, є надзвичайно цікавим й унікальним місцем як у геотуристичному аспекті, так і для геологічних досліджень. Він розташований на межі двох фізико-географічних областей: Опілля і Пасмового Побужжя, що зумовлює його специфічну геологічну будову. На території парку поширені відклади крейдової, неогенової та четвертинної систем, які простежені у шести відслоненнях. Відслонення відрізняються за повнотою розрізу, віком, складом порід і решток палеоорганізмів. Наведено їхню узагальнену стандартизовану характеристику за такими ознаками: категорія, геоморфологічне і географічне положення, стратиграфічна, стисла літологічна, палеонтологічна характеристика, наукове значення. Кожне з описаних відслонень є важливим для відновлення геологічної історії Землі, має науково-пізнавальну цінність і є цікавим геотуристичним об'єктом. Їх варто об'єднати в єдину тематичну геологічну стежку, яка стане головною у геотуристичних маршрутах.

Ключові слова: відслонення, крейда, неоген, четвертинна система, регіональний ландшафтний парк “Знесіння”, геотуризм.

Останніми десятиліттями у світі надзвичайно важливого значення набуває охорона і збереження об'єктів неживої природи. ПроГео – всесвітня організація, що досягла світового рівня у напрямі збереження саме геологічної спадщини. В її складі є як регіональні, так і міжнаціональні групи, які активно працюють в галузі охорони цінних неживих природних об'єктів своїх країн або регіонів. З першого дня їхньої роботи вони займались різними питаннями щодо геоконсервації, організували семінари, конференції на національному та міжнародному рівнях. ПроГео проводить зустрічі, симпозиуми, сесії на міжнародних геологічних конгресах (Осло, 2008 р., Брісбен, 2012, Кейптаун, 2016) тощо. Однією з наукових ініціатив ПроГео є періодичне наукове видання “Geoheritage”, яке почало виходити з 2009 р., а 2012 р. у книзі “Геоспадщина Європи та її збереження” [12] подано один з перших комплексних оглядів об'єктів геоконсервації у Європі. У ній наведено конкретний внесок 37 країн Європи з акцентом на законодавство і практику збереження унікальних геологічних ділянок. Ці спільні зусилля спрямовані передусім на

розширення перспектив природоохоронних заходів і популяризацію об'єктів геологічної спадщини у геотуризмі, геопарках і геологічній освіті.

Україна також бере участь у міжнародній роботі зі збереження геологічної спадщини, проте питання охорони геологічних об'єктів залишається відкритим і актуальним. Якщо порівняти міжнародний досвід зі станом нормативно-правового забезпечення охорони геологічної спадщини в нашій державі, потрібно сказати про певне методично-практичне відставання України у цій сфері [2, 5, 6, 9].

Надзвичайно важливим питанням під час досліджень пам'яток природи є інвентаризація та систематизація геологічних об'єктів, яка передбачає детальне вивчення цікавих природних об'єктів, створення їхніх паспортизованих, стандартизованих і конкретизованих характеристик, визначення їхнього типу, юридичного статусу, наукової і пізнавальної цінності, зазначення природоохоронних заходів з їхнього збереження. Це перша проблема, яка постає на шляху до вивчення геологічної спадщини України. Однаково важливим є вибір оптимальної стратегії щодо збереження та раціонального використання вже існуючих пам'яток та одержання нових геологічних даних щодо нових природних об'єктів України, їх раціональне узагальнення та уведення в реєстри охоронних об'єктів.

Регіональний ландшафтний парк "Знесіння" розташований майже у центрі Львова, в його північно-східній частині, має складне зонування та охоплює природно-заповідну історичну та охоронну територію, яка обмежена вулицями Б. Хмельницького, Богданівською (з півночі), Учбовою, Медичною, Глиняною (зі сходу), Глинянський тракт, Личаківська (з півдня), Верховинською, Довбуша, М. Кривоноса, Опришківською (з заходу). Парк передусім є цікавим рекреаційним об'єктом, оскільки має унікальні природні ландшафти з великим різноманіттям природних умов і контрастним (з перепадом висот у 139–164 м), суттєво відмінним рельєфом у різних ділянках парку, зумовленим особливостями геологічної будови.

Парк "Знесіння" перебуває на збігу двох фізико-географічних областей: Малоого Полісся та Опілля [9] і в межах таких фізико-географічних районів: Пасмового (Грядового) Побужжя (менша північна частина парку) та Лисогірської (або Знесенської) височини (південна і південно-східна частини парку) (див. рис. 1). Пасмове Побужжя разом з Львівською улоговиною (складові частини Малоого Полісся) – це відносно низинна область з абсолютними відмітками 250–270 м, відмежована від Розточчя та Опілля доволі крутим уступом. Пасмове Побужжя сформоване характерними довгими грядами шириною у декілька кілометрів і висотою 30–50 м, що відходять від Розточчя і простягаються у широтному напрямку на схід. Поміж грядами по широких вирівнених долинах протікають невеликі річки.

Лисогірська (Знесенська) височина простягається в широтному напрямку від г. Високий Замок до г. Хомець і є північно-західною частиною Львівського плато, що належить до Опілля. Височина асиметрична – схил, звернений до долини річки Полтви, крутий, глибоко розчленований долинами і ярами; південний схил, пологіший, слабкорозчленований. Друга особливість геоморфологічної будови височини – наявність різновисотних вирівняних поверхонь, що входять до складу останцевих піднять та утворюють міждолинні ділянки. В межах парку абсолютні висоти Лисогірської височини не перевищують 380 м. Лише вершина найвищої гори – останця Лисогірської височини – Піскової, або Лисої, піднімається до 389 м.

лідників. Пошарове вивчення відслонень свідчить, що кожне з них є цінним геологічним об'єктом, завдяки якому ми пізнаємо будову і реконструюємо історію геологічного розвитку конкретних ділянок земної кори.

Геологічна будова різних частин парку “Знесіння”, як наочно показує вивчення відслонень, суттєво розрізняється повнотою розрізів, послідовністю нашарувань, товщиною, віком, складом порід і залишків палеоорганізмів (рис. 2, 3). Наймолодші – четвертинні відклади, вкривають суцільним шаром практично всю територію парку, відіграють важливу роль у формуванні і розвитку сучасних ландшафтних систем. Однак вони поширені нерівномірно та мають різне походження й потужність. У північній ділянці парку, що належить до Пасмового Побужжя, відслонюються найдавніші відклади крейдової системи; неогенові породи поширені незначно – є лише баранівські шари товщиною 0,5–0,7 м. Розріз четвертинної системи в північній частині парку найпотужніший – 9–10 м. У межах Лисогірської височини відслонені неогенові відклади різних стратиграфічних рівнів. Загалом розріз неогену тут найповніший з відомих у Львові на його околицях і становить понад 84 м (див. рис. 3). Відклади неогену перекриті малопотужним шаром (0,2–0,5 м) четвертинних утворень.

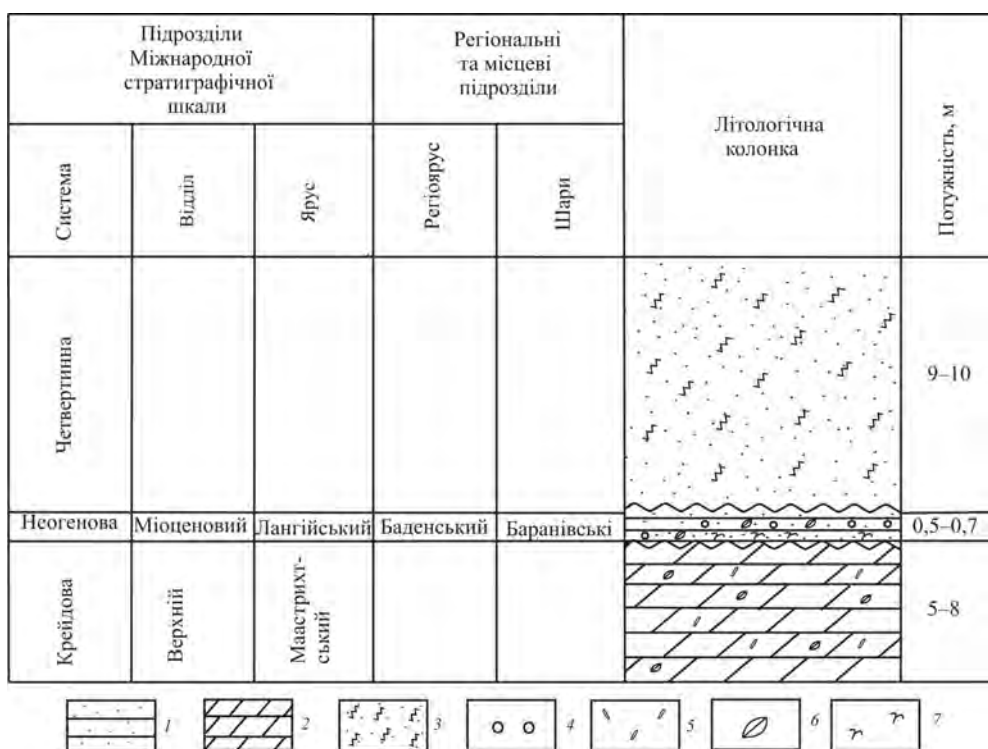


Рис. 2. Схематичний зведений стратиграфічний розріз відкладів Пасмового Побужжя в межах парку “Знесіння”. Склад порід: 1 – пісковики; 2 – мергелі; 3 – суглинки піщано-глинисті. Органічні залишки: 4 – літотамнієві водорості; 5 – белемніти; 6 – двостулкові молоски; 7 – U-подібні пірки.

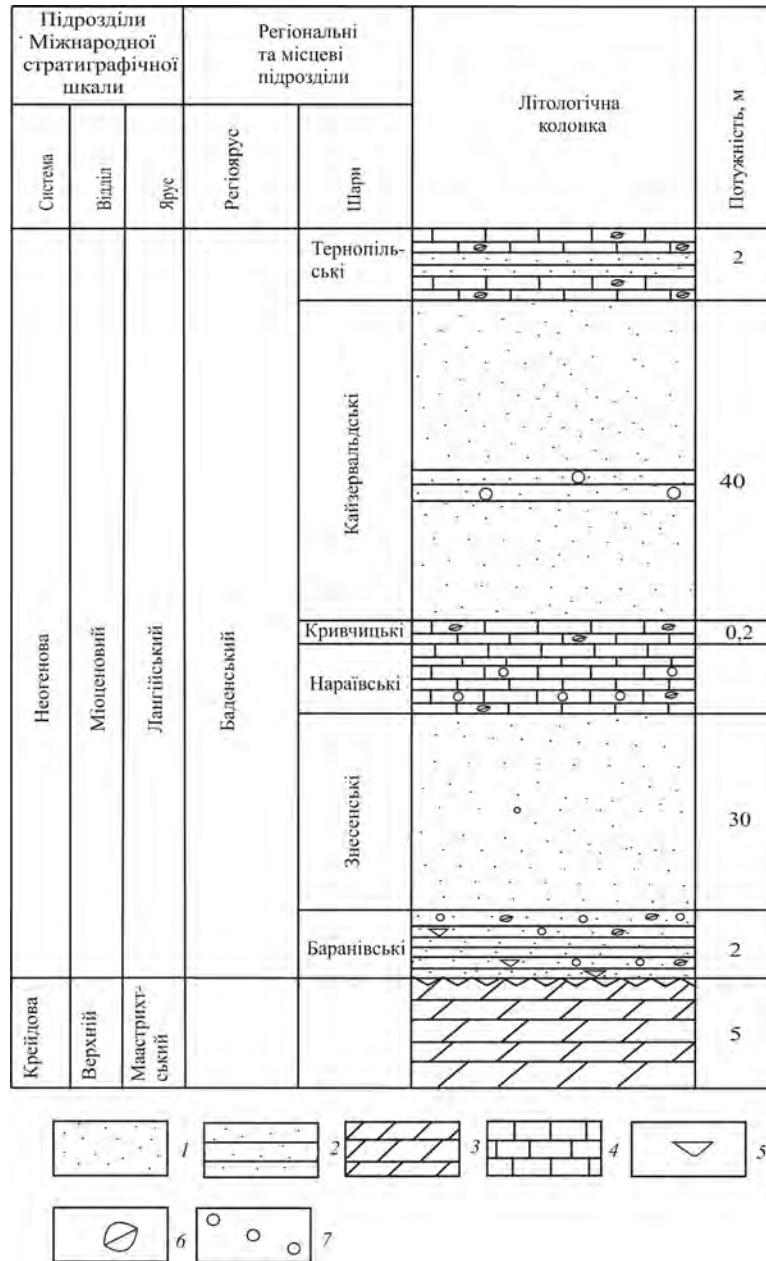


Рис. 3. Схематичний зведений стратиграфічний розріз відкладів Лисогірської височини в межах парку “Знесіння”.

Склад порід: 1 – піски; 2 – пісковики; 3 – мергелі; 4 – вапняки. Органічні залишки: 5 – брахіоподи; 6 – двостулкові молюски; 7 – літотамнієві водорості.

Класифікація природних об’єктів – відслонень парку “Знесіння”

Назва	Категорія	Розміщення	Стратиграфія	Наукове значення
Типовий розріз відкладів Пасмового Побужжя	Стратиграфічний монотипний	Північно-східна частина парку, вул. Богданівська	Крейда, баранівські шари неогену, четвертинні відклади	Один з еталонних розрізів Пасмового Побужжя
Типовий розріз примезових відкладів крейди і неогену	Стратиграфічний, палеонтологічний монотипний	Північно-східна частина парку, неподалік вул. Над джерелом	Крейдові, неогенові (баранівські шари) відклади	Єдиний у межах Львова та околиць еталонний розріз межі між крейдою та неогеном
Місцезнаходження автохтонної міоценової біоти	Палеонтологічний монотипний	Підніжжя Лисогірської височини, вул. Заклинських	Баранівські шари неогену	Унікальне за різноманітністю, збереженням прижиттєвих відношень, екологічним складом фауни місцезнаходження, єдине у межах Львова і області
Типовий розріз нараївських шарів і межі з підстильними знесенськими шарами неогену	Стратиграфічний монотипний	Лисогірська височина, вул. Мучна	Знесенські та нараївські шари неогену	Демонструє будову нараївських шарів неогену і характер межі зі знесенськими шарами, еталонний розріз у межах Львова
Опорний розріз кайзервальдських шарів (нижня частина) неогену	Стратиграфічний монотипний	Лисогірська височина, вул. Барвінських	Кайзервальдські шари неогену	Показує послідовність літотипів кайзервальдських шарів, єдиний у межах Львова та області
Опорний розріз кайзервальдських шарів гори Лева (верхня частина) неогену, ерозійний останець	Комплексний геоморфологічний, стратиграфічний, політипний	Лисогірська височина, г. Лева, вул. Довбуша	Тернопільські, кайзервальдські шари неогену	Показує послідовність літотипів кайзервальдських і тернопільських шарів неогену з залишками численної фауни, єдиний у межах Львова та області

З шести відслонень, узагальнену характеристику яких наведено нижче, три розміщені в межах північної частини парку (Пасмове Побужжя і підніжжя Лисогірської височини) і три – на півдні і південному сході (Лисогірська височина) (див. таблицю 1). Перші два розрізи розкривають найдавніші породи крейдової системи, які незгідно перекриті баранівськими шарами нижнього неогену і четвертинними відкладами, інші експонують будову різних стратиграфічних рівнів неогену.

Перше відслонення (див. рис. 4) довжиною 12 м, висотою 12,7 м розташоване в північно-східній частині парку “Знесіння” в межах Пасмового Побужжя. У східній стінці закинутого кар’єру (по вул. Богданівській, 1) відслонені (знизу догори):

львівська світа маастрихтського ярусу верхньої крейди:

- 3, 0 м – світло-сірі, масивні, товстоплитчасті мергелі з рідкісною фауною брахіопод, головоногих *Belemnitella lanceolata* (Schloth.) і двостулкових моллюсків;

баранівські шари лангійського ярусу баденського регіоярусу міоцену неогенової системи:

- 0,52 м – світло-коричневі, масивні, вапнисті, кварцові, крупно- і середньозернисті, дуже міцні (утворюють в рельєфі скелястий виступ) пісковики з рідкісною фауною двостулкових моллюсків;

- 0, 18 м – світло-сірі з жовтуватим відтінком міцні масивно-дрібно-грудкуваті органігенні біокластичні детритові (за класифікацією біогенних порід у [7]) вапняки з детритом двостулкових моллюсків і літотамнієвих водоростей, який розподілений у породі нерівномірно;

завадівський горизонт четвертинної системи:

- 9, 0 м – жовтуваті слабкозцементовані супіски та суглинки.

Розріз розкриває найдавніші (крейдові) породи, є одним з найповніших не тільки для території парку, а й для Львова та його околиць. Це типова послідовність відкладів різних геологічних періодів, що залягають горизонтально, властива для низинних частин рельєфу (Львівська улоговина, Пасмове Побужжя) Львова.

Друге відслонення (див. рис. 4) є недалеко від першого, в стінках котловану закинутого будівництва по вул. Над джерелом. Відслонення значної довжини (понад 30 м) висотою від 4 до 8 м, експонує контакт між відкладами двох систем: крейдової та неогенової. В розрізі виділено:

- 3–7 м – пачка мергелів львівської світи маастрихтського ярусу, аналогічних мергелям першого відслонення;

- 0, 2 (в східній стінці котловану) – 0,7 м (південна частина відслонення) – пісковики баранівських шарів лангійського ярусу баденського регіоярусу міоцену відділу неогенової системи перекривають незгідно підстильні породи; вони дещо відмінні від аналогічних порід першого відслонення – пісковики сірі з жовтуватим відтінком крупно-середньозернисті, карбонатні, кварцові, з галькою до 1 см в діаметрі, з домішкою глинистого матеріалу, помірно зцементовані, грудкуваті внаслідок нерівномірного розподілу органічних решток – фрагментів стулок двостулкових моллюсків й онколітів літотамнієвих водоростей.

Лінія контакту між відкладами крейдової та неогенової систем нерівна, хвиляста, виділена доседиментаційними текстурами і наявністю ядер *U*-подібних нірок, які мали два круглі отвори – вхідне і вихідне (заповнені осадам), розміщені на підшві баранівських пісковиків, заповнені міоценовим піщаним матеріалом, але розташовані всередині крейдових мергелів; орієнтовані перпендикулярно або під крутим кутом до поверхні незгідності. Такі біогенні текстури вперше описав 1884 р. М. Ломницький [13] саме на території “Знесіння”. Віднесені до виду *Rhizocorallium saxicavum* (Lomnicki), 1964 та інтерпретовані як нірки міоценових бентосних рийних організмів (ймовірно, хробаків чи ракоподібних), вириті у верхньокрейдових осадах, що тоді покривали дно морського басейну, і заповнені осадами міоцену [4].

Третє відслонення (рис. 4) – унікальна палеонтологічна пам'ятка природи, однак без охоронного статусу, є місцезнаходженням переважно автохтонних організмів у пісковиках баранівських шарів міоцену. Розміщене біля північного підніжжя Лисогірської височини, детально описане в [8].

Четверте відслонення (рис. 4) – типовий розріз нараївських шарів – скелястий виступ висотою від 0,91 до 2,81 м, довжиною 31 м, розташований в кінці вулиці Мучної, над колишньою скульптурною фабрикою, складений з чергування вапняків двох літотипів. Перший утворює пачки товщиною 0,1–0,35 м. Це жовтовий літотамнієвий вапняк, органігенний біоморфний каркасний фітоморфний за [7], світло-сірий з жовтуватим відтінком, міцний масивний грубогрудкуватий з каркасом з водоростевих жовен різного розміру (1–8 см), які не дотикаються одні до одних або дотичні фрагментарно, розосереджені в матриці з дрібного органігенного детриту; цемент – карбонатно-глинистий. Другий літотип – детритусовий вапняк, органігенний біокластичний дрібнодетритусовий, світло-сірий із жовтуватим відтінком, щільний, дуже міцний, масивно-дрібногрудкуватий внаслідок нерівномірного розподілу дрібних (до перших мм) фрагментів органічного походження. Утворює прошарки товщиною у 0,12–0,17 м.

Нараївські вапняки незгідно перекривають знесенські шари, які представлені світло-сірим дрібнозернистим кварцовим піском. Межа нерівна, хвиляста, виділена чорним і бурим матеріалом, що утворює прошарок у 0,1–0,5 см, і специфічними доседиментаційними текстурами на підшві нараївських відкладів.

П'яте відслонення лінзоподібної форми довжиною 25 м, висотою до 5–7 м, розташоване у південному схилі г. Зміїна, або Вовча, по вул. Барвинських, є частиною опорного розрізу кайзервальдських шарів лангійського ярусу баденського регіоярусу міоценового відділу неогену і розкриває їхню нижню частину. Розріз пошарово описаний в [1], складений чергуванням пісковиків двох літотипів і бентонітів. Пісковики першого літотипу – неоднорідного забарвлення: світло-сірі, жовтуваті чи ділянками зеленуваті, крихкі слабкозцементовані, вапнисті, дрібнозернисті, деколи містять скупчення онколітів літотамнієвих водоростей, невеликі за розміром апендикси вищих рослин і детрит двостулкових молюсків; утворюють пачки товщиною 0,83–1,15 м унизу та вгорі розрізу. Пісковики другого літотипу – світло-сірі, помірно зцементовані, масивні, дрібно-середньозернисті, кварцові, з домішкою глинистого матеріалу, утворюють прошарки товщиною 0,12–0,42 м. У верхній частині відслонення є три прошарки іржаво-жовтого забарвлення бентоніту товщиною від 0,01 до 0,15 м.

Шосте відслонення є в східному схилі г. Лева, яка є денудаційним останцем, що стрімко підноситься над навколишньою територією на кілька десятків метрів. З 1974 р. внесена у реєстр геологічних пам'яток місцевого значення, а у 1993 р. її увели до переліку природоохоронних об'єктів парку “Знесіння”. Складається з пісків і пісковиків (звідси й друга назва – Піскова гора), семи прошарків бентонітів кайзервальдських шарів і вапняків з численними устрицями тернопільських шарів лангійського ярусу неогену. Розріз є еталонним для кайзервальдських шарів і обраний разом з відслоненням г. Вовчої за опорний розріз цих шарів. У відслоненні загальною товщиною 40,1 м виділено такі пачки (знизу догори):

кайзервальдські шари:

- 27 м – світло-сірі кварцові піски двох літотипів: перший – пісок дрібно-середньозернистий, карбонатний; другий – пісок дрібнозернистий глинистий некарбонатний;



Рис. 4. Відслонення крейдових і неогенових відкладів парку "Знесіння"
1, 2 – кайзервальдські шари неогену: 1 – верхня частина, гора Лева; 2 – нижня частина, гора Вовча; 3 – вапняки нараївських шарів неогену, вул. Мучна; 4 – примезові відклади крейди і неогену, вул. Над джерелом; 5 – крейдові відклади, вул. Богданівська; 6 – покрівельна частина баранівських шарів неогену з автохтонними органічними залишками.

- 5,4 м – перешарування світло-сірих пісковиків двох літотипів: перший – середньозернистий, міцний, щільний, кварцовий, карбонатний, горизонтально-шаруватий з детритом і крупними фрагментами уламків двостулкових молюсків, що розосереджені в породі; другий – дрібнозернистий, масивний, слабкоцементований, карбонатний, з домішкою глинистого матеріалу;

тернопільські шари:

- 6,5 м – перешарування пісковиків другого літотипу і світло-сірих органогенних біоморфних черепашкових устричних поліморфних вапняків, утворених численними черепашками *Ostrea digitalina* Dub. і залишками літотамнієвих водоростей;

- 1,2 м – пісковики другого літотипу.

Як показали виконані дослідження, на території парку “Знесіння” є унікальний природний комплекс, що об’єднує цікаві геологічні монотипні і політипні (комплексні) об’єкти – свідки складної і тривалої історії формування земної кори. Узагальнену характеристику більшості природних об’єктів парку наведено вперше. Це як повні розрізи, які демонструють геологічну будову певних ділянок парку, чи відклади, що містять унікальні комплекси фосилій, або відслонення, які є еталонними для місцевих стратиграфічних підрозділів. Вони фактично є геологічним музеєм під відкритим небом, зосереджені близько одне до одного, що дає змогу їх об’єднувати у тематичні геологічні стежки для демонстрації геологічної будови та пізнання геологічного літопису території Львова. Описані відслонення є важливою ланкою для відновлення історії Землі, мають наукову, пізнавальну, культурно-естетичну цінність, розміщені недалеко від центру Львова, легкодоступні, цінні для навчального процесу навчальних закладів України і можуть стати цікавим геотуристичним об’єктом.

Надзвичайно гостро порушується питання щодо збереження та охорони усіх об’єктів у межах парку “Знесіння”. Ми повинні відштовхуватись від світового досвіду щодо геоконсервації, популяризації та використання геологічних пам’яток природи. Насамперед потрібно провести детальне довивчення природних об’єктів із застосуванням комплексу геологічних методів (літолого-фаціальних, петрографічних, мінералогічних, палеонтологічних досліджень тощо), інвентаризацію та паспортизацію уже існуючих та ще юридично незатверджених пам’яток, створити єдину комп’ютерну базу даних і вжити заходів з їхнього збереження.

СПИСОК ВИКОРИСТАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ

1. *Бабинець А. Е.* Путеводитель экскурсии съезда Карпато-Балканской ассоциации / А. Е. Бабинець, В. С. Буров, О. С. Вялов [и др.]. – Львов : Изд-во Львов. ун-та, 1958. – 87 с.
2. *Брусак В.* Методичні аспекти класифікації і паспортизації геолого-геоморфологічних пам’яток природи / В. Брусак, В. Бакун // Вісник Львівського університету. – 2011. — С. 44–51. (Серія географічна ; вип. 39).
3. *Вялов О. С.* Краткий геологический путеводитель по Львову / О. С. Вялов., В. А. Горещкий, Л. Н. Кудрин [и др.]. – Львов : Изд-во Львов. ун-та, 1954. – 46 с.
4. *Вялов О. С.* О миоценовых *Rhizocorallium* Подольской плиты / О. С. Вялов, В. А. Горещкий // Геология и нефтегазоносность Вольно-Подольской окраины Русской платформы. – Недра, 1964. – С. 135–150.

5. Геологічні пам'ятки України : 4 т. / В. П. Безвинний, С. В. Білецький, О. Б. Боборов та ін ; [за ред. В. І. Калініна, Д. С. Гурського, І. В. Антаковой]. – Київ : ДІА, 2006. – Т. 1. – 320 с.; Т. 2. – 320 с.
6. *Гриценко В. П.* Геологічні пам'ятки природи України: проблеми вивчення, збереження та раціонального використання / В. П. Гриценко, А. А. Іщенко, Ю. О. Русько, В. І. Шевченко. – Київ : ЦНПМ НАН України, 1995. – 60 с.
7. *Іваніна А.* Історична геологія з основами палеонтології. Палеонтологія (у схемах, рисунках і таблицях) : навч. посібник / А. Іваніна, Г. Гоцанюк. – Львів : Вид. центр ЛНУ ім. І. Франка, 2017. – Ч. 1. – 310 с.
8. *Іваніна А.* Характеристика унікальної палеонтологічної пам'ятки – місцезнаходження міоценової біоти в центрі Львова / А. Іваніна, Г. Гоцанюк, Г. Спільник, Г. Салінська, О. Підлісна // Вісник Львівського університету. – 2016. – С. 149–158. – (Серія геологічна ; вип. 30).
9. *Манюк В. В.* Історичні аспекти приєднання України до Європейської Асоціації зі збереження геологічної спадщини (ПроГЕО) / В. В. Манюк // Мінеральні ресурси України. – 2006. – № 4. – С. 8–11.
10. *Матолич Б. М.* Природні ресурси Львівщини / Б. М. Матолич, І. П. Ковальчук, С. А. Іванов [та ін.]. – Львів : ПП Лукашук В. С., 2009. – 120 с.
11. *Шаблій О.* Львів. Комплексний атлас / О. Шаблій, С. Матковський, О. Вісьтак [та ін.]. – Київ : ДНВП “Картографія”, 2012. – 192 с.
12. Geoheritage in Europe and its Conversation [eds. W. A. P. Wimbeidon, S. Smith-Meyer] // ProGEO, 2012. – 405 p.
13. *Lomnicki M.* Slodkowodny utwor trzeciorzedny na Podolu Galicyjskim / M. Lomnicki // Kosmos. – N 9. – 1884. – S. 7–12.

Стаття надійшла до редколегії 14.10.2017

Прийнята до друку 27.12.2017

STANDARDIZED CHARACTERISTICS OF NATURAL GEOLOGICAL OBJECTS OF THE REGIONAL LANDSCAPE PARK OF ZNESINNIA (LVIV)

O. Pidlisna, A. Ivanina

*Ivan Franko National University of Lviv,
Hrushevsky Str. 4, 79005 Lviv, Ukraine
e-mail: ant_iv@ukr.net*

The Regional Landscape Park of Znesinnia, situated almost in the center of Lviv, is an extremely interesting and unique place both in geo-tourism and geological research. It is located on the border of two physical and geographical regions: Opole and Mortar Pobuzhzhya, which causes its interesting geological structure.

On the territory of the park there are deposits of Cretaceous, Neogene and Quaternary systems that can be observed in six outcrops. Outcrops differ in the fullness of the cut, age, composition of rocks and the remains of paleoorganisms. Their generalized standardized characteristic is presented on the following grounds: category, geomorphological

and geographical position, stratigraphic, lithologic, paleontological characteristics, scientific significance. Each of the described outcrops is important for the restoration of the geological history of the Earth, has a scientific and cognitive value and can become an interesting geotourist object. They need to be combined into a single thematic geological pathway, which will become a key in geo-tourist routes.

Key words: outcrop, Cretaceous, Neogene, Quaternary system, Regional Landscape of Znesinnia, geotourism.

УДК 551.43:502.4

ГЕОЛОГІЧНІ РЕСУРСИ ТУРИЗМУ ПРИРОДНОГО КОМПЛЕКСУ ДОЛИНИ Р. КАМ'ЯНКА (УКРАЇНСЬКІ КАРПАТИ) – ГЕОПАРК “КАМ'ЯНКА”

В. Ващенко¹, І. Турчинов¹, Л. Генералова²

¹Львівська геологорозвідувальна експедиція ДП “Західукргеологія”,
вул. Героїв УПА, 33, 79018 Львів, Україна
e-mail: vitgeo38@gmail.com

²Львівський національний університет імені Івана Франка,
вул. Грушевського, 4, 79005 Львів, Україна
e-mail: gen_geo@i.ua

Детально розглянуто геотуристичний маршрут геопарком “Кам’янка”. Він включає геологічні, геоморфологічні, гідролого-гідрогеологічні типи геологічних пам’яток та історико-культурні об’єкти. Геопарк охоплює фрагмент Сколівської скиби Скибового покриву, який має субгоризонтальне залягання. Його стратиграфічний верхньокрейдово-нижньоміоценовий розріз представлений стрійською, яменською, манявською, вигодською, бистрицькою та менілітовою (кросненською) світами, які є об’єктами геомаршруту і добре відслонюються. У нижній течії р. Кам’янка знаходиться один з найцікавіших об’єктів геопарку – каскад мальовничих водоспадів, утворений стійкими до ерозії пісковиками нижньопалеоценової яменської світи. Геоморфологічні об’єкти мають естетичну, пізнавальну, атракційно-рекреаційну цінність. На території геопарку відкрито понад 20 тріщинних печер. Вони є найбільшим в Україні комплексом тектонічних та ерозійних печер у пісковиках. Територіальна структура, ступінь репрезентованості геологічних пам’яток, ландшафтна будова геопарку “Кам’янка” дає змогу сподіватися, що він посідає гідне місце у розробленій середньомасштабній картографічній моделі екологічної мережі регіону з метою пізнавального і навчального геотуризму та навчальних геологічних, географічних й екологічних практик.

Ключові слова: геопарк, геотуризм, геологічні пам’ятки, світа, об’єкт, відслонення, фліш, тектонічні печери, Сколівська скиба, Скибовий покрив.

Геопарк – унікальна заповідна територія з умовно позначеними межами, створена з метою охорони й активного використання геологічної спадщини та геотуризму. В керівництві і критеріях з розробки геопарків ЮНЕСКО є визначення геопарку як географічного району, в якому геологічні об’єкти спадку потрапляють під цілісну концепцію захисту, утворення і сталого розвитку. Геопарк повинен охоплювати територію, яка відтворює цілісну географічну обстановку регіону, і не містить об’єкти виключно геологічного значення [1, 6, 7]. В геопарку недопустимо порушувати природний спосіб життя місцевого населення, тут немає обмежень щодо господарської та рекреаційної діяльності. Цілі гео-

парку такі: зберігання геологічної спадщини території; популяризація геологічних та екологічних знань у різних групах населення; досягнення стійкого розвитку території [6]. Геопарк – це геологічний музей під відкритим небом, де зосереджені унікальні та привабливі з наукової, освітньої та туристичної точки зору геологічні об'єкти (природні і штучні відслонення, структурні форми, наслідки ендегенних й екзогенних процесів і явищ), які візуально розкривають геологічну історію планети, особливості формування ландшафтів минулого, утворення порід і родовищ корисних копалин. Ідея утворення геопарків з метою збереження та використання геологічних об'єктів згідно до сталого розвитку території виникла 1996 р. на XXX-му Міжнародному геологічному конгресі в Пекіні під час роботи симпозіуму зі збереження геологічної спадщини [6]. У червні 2000 р. з ініціативи чотирьох геопарків країн Європи утворено Європейську мережу геопарків. В Україні активно обговорюється проблема створення геопарків [7 і література там]. Вважають, що геопарки (в Україні більш популярним є поняття “*геологічні пам'ятки природи*”), національні та міжнародні, є потужним інструментом для того, щоб вивчати, зберігати, популяризувати і використовувати об'єкти геологічної спадщини певних територій. Природно-заповідний фонд (ПЗФ) Українських Карпат вирізняється значною різноманітністю заповідних територій та найбільшою площею серед інших природних регіонів України [1].

Геологічне картування завдяки геологічному довивченню площ у масштабі 1:200 000 (ГДП-200) в басейні р. Стрий з метою складання, підготовки та видання Державної геологічної карти України масштабу 1:200 000 дало змогу детально схарактеризувати басейн притоки р. Опір р. Кам'янка, вивчити особливості геологічної будови території та негеологічного спадку території, які охоплюють певну кількість об'єктів зі статусом геологічних пам'яток, і тому можуть бути виділені як геопарк “Кам'янка”.

Відомо, що видані комплекти Держгеолкарти-200 містять великий обсяг інформації і є базовою геологічною основою для планування та проведення усіх видів геологорозвідувальних, інженерно-геологічних, еколого-геологічних, гідрогеологічних і гірничо-геологічних робіт [3].

Природний комплекс долини р. Кам'янка – Геопарк “Кам'янка” – розташований у Сколівському районі Львівської області й охоплює басейн р. Кам'янка, яка є правою притокою р. Опір допливу р. Стрий. Від залізничної станції Сколе відстань до гирла р. Кам'янки по дорозі – 5 км. За наявністю об'єктів, кожен із яких заслуговує на статус геологічної пам'ятки, цей унікальний район Карпат утворює окремий геопарк, який є частиною Національного природного парку “Сколівські Бескиди”.

У загальному геотектонічному відношенні територія геопарку є складовою зовнішньої частини Складчастих Карпат на їх зчленуванні із Передкарпатським прогином. Зовнішню частину становлять структури найпротяжнішої у Карпатах тектонічної одиниці, відомої у геологічній літературі під назвою Скибова зона. Цю назву вона отримала від польських геологів за аналогією зовнішнього вигляду другорядних структур, що є цією зоною, зі скибами ґрунту, які утворюються під час розорювання [5].

Скибова зона, своєю чергою, є складовою величезного Карпатського тектонічного мегапокриву. Порооди, що його становлять, зірвані у процесі альпійського тектогенезу зі свого субстрату і на значну відстань (перші сотні км), пересунуті на північний схід до сучасного географічного положення. Тіло Скибового покриву утворюють сім скиб із власними назвами. У загальних рисах скиби представляють південно-західні крила антиклі-

налей, які внаслідок насувного процесу були розірвані по осі і насунулися одна на одну, перекриваючи північно-східні крила.

Структури Скибового покриву становлять верхньокрейдово-нижньоміоценові флішові утворення, абсолютний вік яких від 75 до 25 млн років. Це стрийська, ямненська, манявська, вигодська, бистрицька та менілітова (кросненська) світи [4, 5]. Скибовий покрив у північно-східному напрямку тектонічно перекриває Внутрішню зону Передкарпатського прогину, на якій він насунений на перші десятки кілометрів. Ця зона прогину також має загальну складчасто-покровну будову і представлена двома підзонами покривного характеру – Бориславсько-Покутською та Самбірською. Тіла обох підзон виповнюють моласові утворення, складені потужною піщано-глинистою, часто засоленою товщею, що вміщує промислові поклади кам'яної і калійної солей.

Геопарк “Кам'янка” територіально охоплює басейн однойменної ріки. У його межах простежуються фрагменти Сколівської скиби. За характером залягання порід стратиграфічного розрізу від стрийської до менілітової світ ця ділянка скиби різко відрізняється від інших. Майже горизонтальне залягання товщ, що не є характерним для Зовнішніх Карпат, у сукупності з неотектонічними й ерозійними процесами сприяло утворенню інтенсивно розчленованого рельєфу із комплексом специфічних макро- і мікроформ. На вододілах височать скелі, утворені масивними пісковиками верхньопалеоценової ямненської світи (60–55 млн років). Схили, покриті чохлам голоценових делювіальних і делювіально-колювіальних відкладів, ускладнені сучасними осувами. Днища потоків заповнені крупнобриловими відкладами водно-кам'яних сельових потоків. У бортах та руслах водостоків у представлених природних розрізах показано літолого-текстурні особливості флішу цієї частини Карпат.

Ландшафт басейну р. Кам'янка настільки мальовничий навіть для краєвидів зелених Карпат, що ця ділянка приваблює тисячі туристів. У межах відносно невеликої території зосереджено чимало природних пам'яток (скелі, печери, водоспади, осуви, мінеральне джерело), які мають як естетичну, так і наукову цінність.

Від самого гирла р. Кам'янка ґрунтова дорога йде уздовж лівого схилу долини, яка має U-подібний, трапецієподібний поперечний профіль. Плоське днище завширшки 50–60 м засипано алювіальним галечником. В одному кілометрі вище гирла у правому схилі долини, у 100 м від русла, простежуються сучасні однарусні блокові осуви з крутими (40–45°) стінками ковзання заввишки 5–6 м (об'єкт № 1, див. рис. 1). Осуви розвинуті у смугі розповсюдження дрібноритмічного піщано-глинистого флішу стрийської світи.

У руслі першого правого притоку р. Кам'янка, у 100 м вище його гирла, протягом 150 м відслонюються породи верхньокрейдово-нижньопалеоценової стрийської світи, які є типовими для цієї частини Карпат (об'єкт № 2).

У 350 м вище першого правого притоку, проти першого моста, на лівому схилі р. Кам'янка із трищівуватих порід стрийської світи, на контакті її з пісковиками ямненської світи, витікає джерело слабомінералізованої води. Дебіт джерела змінюється залежно від кількості атмосферних опадів від 0,01 до 0,1 л/сек. Вода чиста, гідрокарбонатно-кальцієва, зі слабопідвищеною мінералізацією, приємна на смак, із запахом сірководню (об'єкт № 3, див. рис. 2–3).

Вище джерела поперечний профіль р. Кам'янка долини стає каньйоноподібним, виразно асиметричним. На крутому лівому схилі долини ріки простежуються осувно-обвальні процеси, а річище заповнено крупнобриловими утвореннями, типовими для водно-кам'яного селя (див. рис. 4).



Рис. 1. Сучасні блокові осуви у смузі поширення відкладів стрийської світи



Рис. 2. Вказівник на джерело мінеральної води.



Рис. 3. Каповане джерело мінеральної води.



Рис. 4. Воднокам'яний сіль, що виповнює річище Кам'янки, вище джерела мінеральної води.

Завершується сіль у нижній течії р. Кам'янка одним із найцікавіших об'єктів геопарку – каскадом мальовничих водоспадів, утвореним внаслідок субгоризонтального залягання міцних і стійких до ерозії пісковиків верхньопалеоценової ямненської світи (55 млн років). Це об'єкт № 4, рис. 5–7.



Рис. 5. Вказівник об'єкту "Водоспад Кам'янка".

У 100 м вище водоспаду долина р. Кам'янка різко розширюється, стає коритоподібною з ідеально рівним дном шириною до 250 м. Річище ріки, яке врізано усього на 1 м у дно, інтенсивно меандрує у ньому. Такий характер рельєфу цієї ділянки унікальний для Скибових Карпат. Він зумовлений тим, що породи верхньокрейдово-нижньопалеоценової стрийської світи (75–60 млн років) утворюють склепінну частину крупної складки, подібної до брахіантикліналі з субгоризонтальним заляганням порід. Крила брахіскладки мають кути нахилу до 10°. На обох відносно пологих схилах долини, складених дрібноритмічним флішем стрийської світи, відбуваються сучасні осувні процеси.

У 500 м вище водоспаду р. Кам'янка добре протоптана стежина (вгору по правому схилу) веде до мальовничого гірського озера діаметром близько 150 м з темною, майже чорною водою. Воно має різні назви – Гірське око, Мертве, Журавлине (об'єкт № 5,

див. рис. 8–9). Утворилося в тилівій частині осувного блоку, що перекрив русло невеличкого правого притоку р. Кам'янка.



Рис. 6. Каскад водоспадів. Ріка Кам'янка.



Рис. 7. Ріка Кам'янка. Основний водоспад заввишки 5 м.



Рис. 8. Правий борт р. Кам'янка (об'єкт № 5). Озеро "Гірське око" (Журавлине).



Рис. 9. Озеро "Гірське око" (Журавлине).

У 300 м вище початку стежин на о. Журавлине долина р. Кам'янка врізається у масивні пісковики ямненської світи, які залягають тут субгоризонтально й формують східне крило брахіскладки. Долина р. Кам'янка знову має вигляд ущелини з урвистим правим схилом (рис. 10–11).



Рис. 10. Урвистий лівий борт р. Кам'янка, утворений масивними пісковиками ямненської світи.

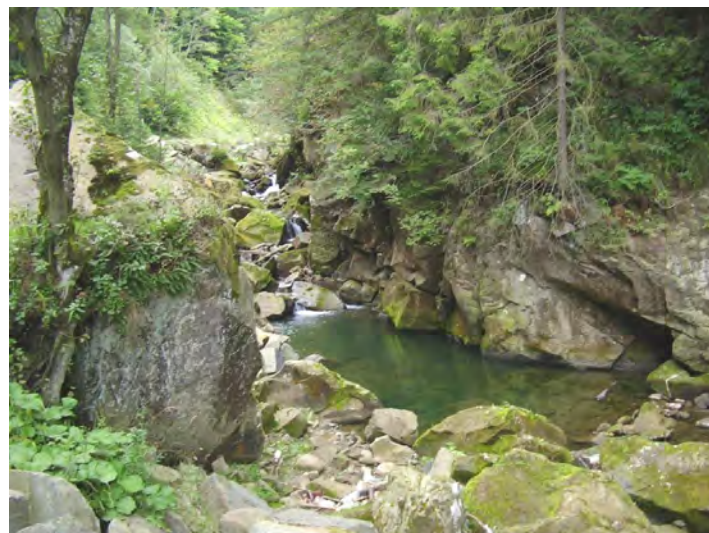


Рис. 11. Ущелина р. Кам'янка, утворена масивними пісковиками ямненської світи.

У 100 м нижче гирла правого допливу р. Кам'янка потоку Лужки, на 50 м вище по правому схилу, у промоїні на старій дорозі розкрита лінза дрібногалькових конгломератів. Галька представлена переважно погано обкатаними уламками екзотичних¹ порід – білим кварцем, зеленими філітами рифею (1 млрд років), вапняками юри (160–140 млн років). Ця лінза є результатом діяльності глибоководних палеоценових грязьово-кам'яних (дебрисних) потоків (об'єкт № 6, рис. 12).

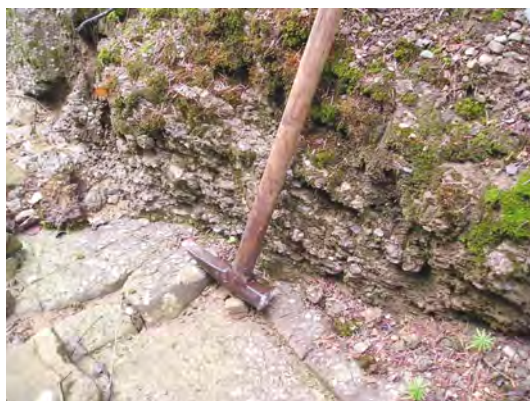


Рис. 12. Лінза конгломератів у товщі масивних пісковиків ямненської світи.

З правого борту р. Кам'янка, від гирла п. Лужки, відкривається чудова панорама на трапецієподібну (U-подібну) поперечну долину з симетричними схилами, яка простежується впритул до центру однойменного села (рис. 13–14).



Рис. 13. U-подібний поперечний профіль долини р. Кам'янка.

¹ Екзотичні – відсутні у будові флішових Карпат породи.



Рис. 14. Трапецієподібний поперечний профіль долини р. Кам'янка, вище гирла потоку Лужки.

За 250 м вище гирла п. Лужки у лівому борту р. Кам'янка відслонюється товща зелено-сірого дрібноритмічного флішу, характерна для нижньоеоценової манявської світи (54–50 млн років) центральної частини Скибових Карпат (об'єкт № 7, рис. 15–16). Підшва шарів алевролітів насичена біогліфами – відбитками слідів життєдіяльності глибоководних хробаків. Це типова ознака для флішових утворень еоценового часу.



Рис. 15. Лівий борт р. Кам'янка (об'єкт № 7). Відслонення нижньої частини розрізу манявської світи.



Рис. 16. Фрагмент розрізу манявської світи, у якому наявне тонкоритмічне перешарування сірих алевролітів і зеленкуватих аргілітів.148

Вище по долині, у правому схилі р. Кам'янка, простежуються окремі відслонення сірих грубошаруватих пісковиків середнього еоцену (50–42 млн років), типових для вигодської світи цієї частини Карпат. Кут нахилу порід до 10°, що показово відобразилося у мікроформах рельєфу.

У центрі с. Кам'янка височить дерев'яна двоглава, дворублена церква – чудовий зразок галицької школи народної архітектури (рис. 17).



Рис. 17. Церква у с. Кам'янка.

На правому схилі долини р. Кам'янка у промоїнах відслонюються зелені аргіліти характерні для верхньоеоценової бистрицької світи (42–37 млн років). Смуга поширення глинистої товщі цієї світи супроводжується інтенсивним процесом сучасного осувоутворення (№ 8, рис. 18).



Рис. 18. Сучасні осуви на правому схилі в с. Кам'янка, приурочені до смуги поширення бистрицької світи.

На південній околиці с. Кам'янка у руслі ріки бистрицька світа простежується майже у безперервних відслоненнях. Товща тонкоритмічного перешарування аргілітів і скремнілих алевролітів при субгоризонтальному заляганні порід утворює каскади невисоких (до 0,5 м) порогів. На верхній поверхні алевролітових прошарків простежуються чіткі знаки брижів течії (№ 10, див. рис. 19–21).

У центрі села, на правому борту р. Кам'янка, вище осувів у бистрицькій світі, майже на вододілі, у штучному підрізі схилу розкрита пачка темних плитчастих силіцитів нижнього кременевого горизонту. Він є головним маркуючим горизонтом у Скибових Карпатах (об'єкт № 9, див. рис. 22). Нижній кременевий горизонт залягає у нижньоолігоценій частині менілітової світи (37–33 млн років) і складається переважно з чергування пакетів темних до чорних плитчастих кременів та скрем'янілих мергелів масивної і смугастої текстури. У ньому наявні також пісковики, аргіліти, алевроліти, зрідка туфіти і діатоміти (див. рис. 23).



Рис. 19. Відслонення бистрицької світи.



Рис. 20. Пороги, утворенні алевролітами бистрицької світи.



Рис. 21. Знаки брижів течії на поверхні прошарків алевролітів бистрицької світи.



Рис. 22. Пачка плитчастих силіцитів нижнього кременевого горизонту.



Рис. 23. Характер перешарування силіцидів і мергелів нижнього кременевого горизонту.

Кремені за своїми фізичними властивостями різко відрізняються від підстелювальних аргілітів бистрицької світи. При моноклінальному заляганні товщ із невеликим їх нахилом на південний захід це сприяло утворенню куєстоподібного рельєфу (рис. 24).

Розріз менілітової світи, вище нижнього кременевого горизонту, представлений перешаруванням чорних листуватих аргілітів з лінзоподібними прошарками світло-сірих пісковиків та алевролітів. Чорний колір аргілітів зумовлений насиченістю їх вуглефікованим рослинним детритом. Лінзи пісковиків є наслідком діяльності високоцільних турбідних (каламутних) потоків.

Для смуг поширення менілітової світи характерний активний розвиток блокових осувів, активізація яких пов'язана з надлишковим зволоженням під час літніх злив. Такі осуви з класично проявленими складовими (стілки відриву, зсувні ступені, горби виши-

нання) розвинуті на обох схилах р. Кам'янка у смузі поширення менілітової світи (об'єкт № 11, див. рис. 25–26).



Рис. 24. Куестоподібний рельєф у верхів'ї р. Кам'янка.



Рис. 25. Осув на лівому схилі р. Кам'янка.



Рис. 26. Осув на правому схилі р. Кам'янка.

За бажанням, у 300 м вище гирла верхнього правого складового, у руслі потоку можна побачити майже безперервні відслонення товщі менілітової світи (рис. 27), яка залягає субгоризонтально.



Рис. 27. Субгоризонтальне залягання порід менілітової світи.

Унікальні форми рельєфу простежуються на правому вододілі р. Кам'янка на хребті Ключ і на його південно-західному схилі. Тут максимально поширена потужна (до 200 м) товща масивних пісковиків ямненської світи. На вододілі, бронюючи його, пісковики залягають майже горизонтально. Внаслідок вибіркової ерозії тут утворилися своєрідні форми рельєфу – типові ерозійні останці, що мають вигляд мальовничих скель висотою до 20 м. Денудаційні та еолові процеси надають їм своєрідних, інколи химерних форм (об'єкт № 12, див. рис. 28–30).



Рис. 28. Ерозійні останці ямненських пісковиків на хр. Ключ.



Рис. 29. Своєрідні форми звітрювання у масивних пісковиках.

Від вододілу майже до підосви південний схил хребта Ключ броньований ямненськими масивними пісковиками, які перекривають піщано-глинистий (із перевагою глинистої складової) фліш стрийської світи. Кут нахилу порід обох світ (до 15°) збігається із кутом нахилу схилу. Водонасиченість глинистих порід на контакті обох світ

спровокувала інтенсивний розвиток гравітаційних блокових осувів. Це закономірно спричинило виникнення системи тріщин у масивних пісковиках, їх розкриття та сповзання цілих блоків порід вниз по схилу, що, своєю чергою, привело до утворення цікавих природних об'єктів – тріщинних печер, каньйонів-розколів, скель, останців. Умови їх виникнення зображено на рис. 31.



Рис. 30. Форми звітрювання у шаруватих пісковиках.

Подекуди скелі, що зсунулися по схилу, утворюють цілі мальовничі групи, які мають свої назви – “Острів Пасхи”, “Ігротека” тощо (див. рис. 32).

Система печер розташована на північний схід від озера. Від головної дороги до неї веде закинута лісовозна дорога, яка поступово змінюється стежкою. Майже під самим вододілом серед дерев перед очима постає група скель, під якими і знаходяться печери (об'єкт № 13, див. рис. 34–37).

Печери у пісковиках ямненської світи виникли не так, як більшість печер на Землі (внаслідок розчинення водою гірських порід), вони, як було зазначено раніше, мають тектонічне походження з активним впливом гравітаційних та ерозійних процесів. Такі

печери утворилися внаслідок осування моноклінально залягаючих блоків ямненських пісковиків уздовж схилу хребта під дією сили тяжіння, що призвело до розкриття тріщин у них. Печерні системи зазвичай приурочені або до однієї великої тріщини, або до системи взаємно перпендикулярних тріщин (див. рис. 33). Рідше трапляються багатоярусні складнобудовані лабіринтові системи розкритих тріщин з загальною протяжністю до декількох сотень метрів (печера Прохідний двір). Головні напрями тріщин на хребті Ключ: $355-5^\circ$, $45-60^\circ$, $120-135^\circ$. Усього на хребті Ключ обстежено більш ніж 20 печер довжиною від 5 до 520 м та глибиною від 1 до 40 м. У найбільших з них спелеологи Львівського спелеоклубу “Циклоп” провели детальні дослідження та топографічну зйомку. Морфометричні дані цих печер наведено в таблиці.

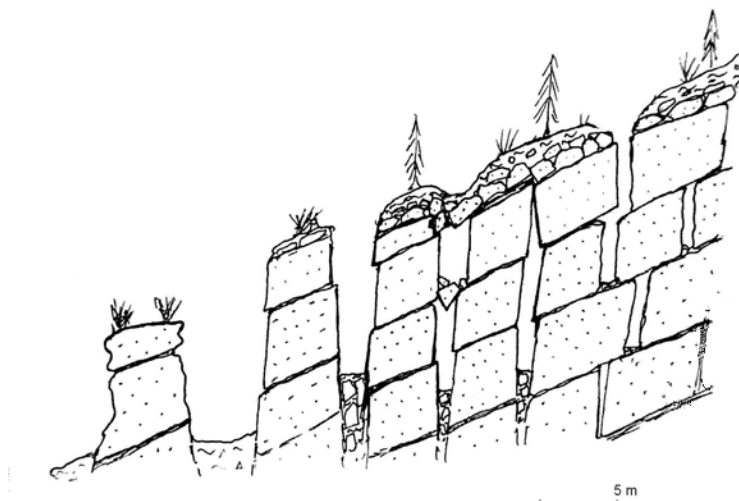


Рис. 31. Схема, що пояснює умови утворення тріщинних печер, каньйонів-розколів та скель-останців на схилах хр. Ключ.

Входи до печер простежуються у стінках каньйонів-розколів або на дні западин (див. рис. 34). Основна форма печерних ходів – вертикальні щілини з рівними стінами шириною від 0,2 до 5 м і висотою до 10–15 м (див. рис. 35). Стелю ходів утворюють блоки пісковика, що залягають вище, або заклинені брили породи (див. рис. 36). Іноді ходи-тріщини розділені такими брилами на декілька поверхів. У печерах простежуються вертикальні ділянки висотою до 20 м, які можна подолати лише за допомогою альпіністського спорядження (див. рис. 37).

Отже, хоча входи до печер вільні і не дуже протяжні, ми не рекомендуємо відвідувати їх без спеціального спорядження і провідників.

Відклади печер представлені брилами породи, щебенем, піском, глинами. Стіни часто вкриті глиною, яку принесено інфільтраційними водами. Зрідка простежуються кальцитові натічні утворення – невеликі сталактити довжиною до 10 см, кірочки, кораліти, які утворюються за допомогою розсіяного у пісковиках карбонату кальцію. В деяких

місцях у холодну пору року утворюються льодові форми – сталактити, сталагміти, кристали.



Рис. 32. Група скель, які осунулися з вододілу, створивши на схилі хребта екзотичний вигляд – ансамбль (“Острів Пасхи”).

Морфометричні дані найбільших печер хр. Ключ

Назва печери	Загальна довжина, м	Глибина, м
Прохідний Двір	520	40
Пілігрим	175	20
Сімох Кажанів	135	34
Веселка	120	22
Трьох Кажанів	102	20
Ведмежа	92	10
Льодова	75	21
Дупло	52	10

Печери на хребті Ключ – найбільші в Україні печери у пісковиках. Вони належать до тектонічних та ерозійних печер, які утворилися з первинних тектонічних тріщин водними потоками, що проникли на глибину.

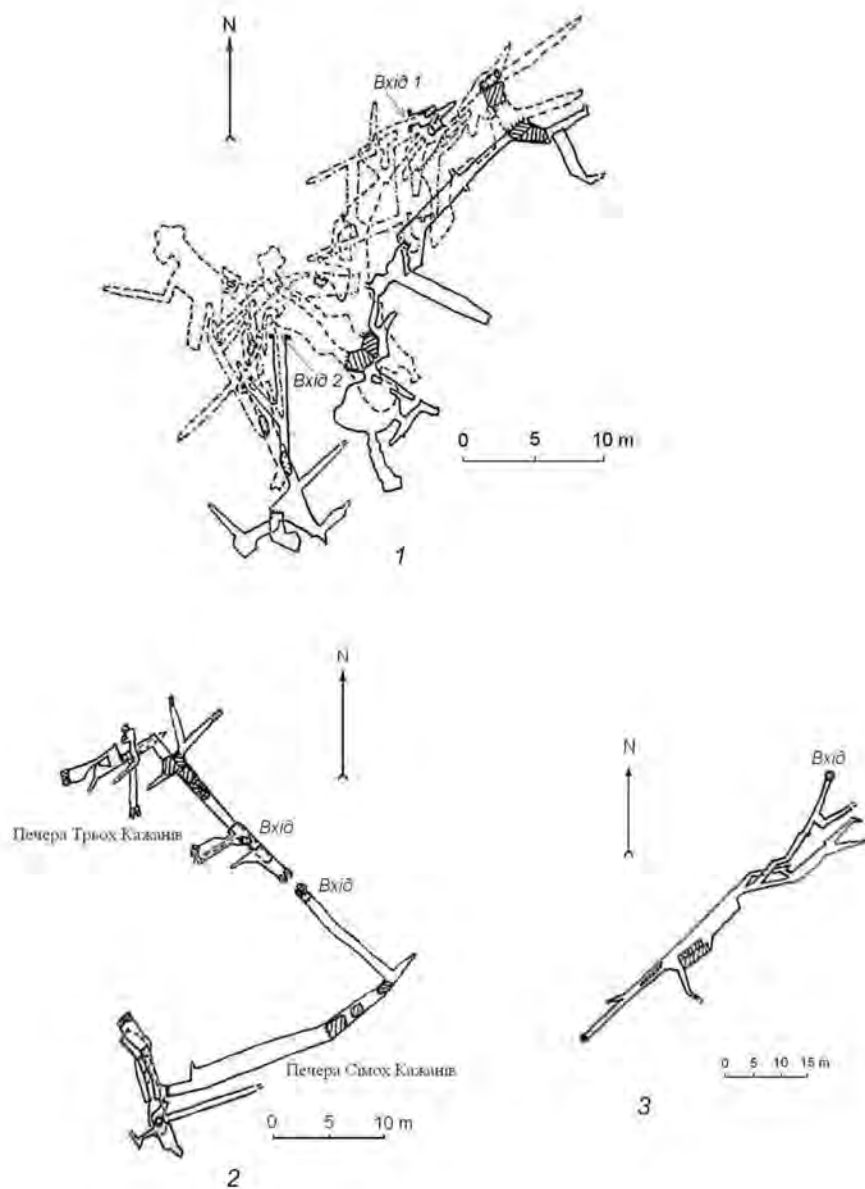


Рис. 33. Найбільші печерні системи хребта Ключ: 1 – Прохідний Двір; 2 – Система Кажанів; 3 – Пілігрим.



Рис. 34. Вхід до однієї з тріщинних печер.



Рис. 35. У печерах хр. Ключ. Ходи-щілини.

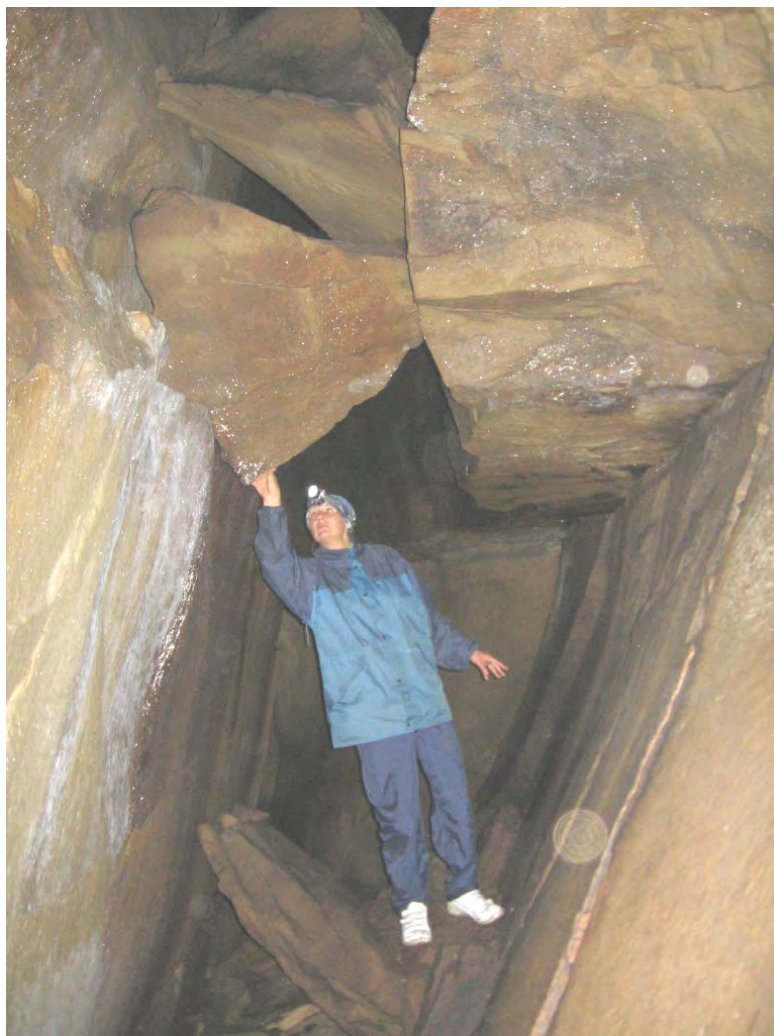


Рис. 36. У печерах хр. Ключ. Заклинені брили пісковика.

Від скель на вершині г. Ключ (висота 929,0 м) стежка зливається зі старою лісовозною дорогою, яка йде по відкритій частині вододілу повз пам'ятного хреста січовим стрільцям (див. рис. 38), які на хр. Ключ тримали оборону під час Першої світової війни.

З вододілу відкривається чудовий краєвид на долину р. Стрий, що дає змогу простежувати усі елементи її будови (рис. 39).

На схилах хр. Ключ простежуються унікальні природні об'єкти – каньйони-розколи. До них по відкритій від лісу частині схилу у південному напрямку веде стежка. Найбільший з каньйонів має глибину до 25 м за ширини 2–5 м та довжини понад 100 м.

Крім нього, на цій ділянці розташовано ще декілька каньйонів-розколів з меншими розмірами (№ 14, рис. 39–41).



Рис. 37. Печера Пілігрим. Вертикальна ділянка.



Рис. 38. Пам'ятний знак січовим стрільцям.



Рис. 39 Красвид на долину р. Стрий з перевалу хр. Ключ.



Рис. 40. Каньйон-розкол на хребті Ключ.

Огляд усього комплексу каньйонів залишає незабутнє враження у кожного, хто тут був.

У цій праці, з використанням даних регіональних геологічних досліджень, які визначені пріоритетними в геологічній галузі в Україні, запропоновано геотуристичний маршрут (траса) геопарком “Кам’янка” в Національному природному парку “Сколівські Бескиди”. Доступність шляхів доїзду до геопарку, розвинена інфраструктура, геологічні та геоморфологічні пам’ятки природи, історико-культурні комплекси роблять його

атракційним для українських і закордонних туристів, які відвідують західні терени України. Тут вони значно поповняють свої знання стосовно унікальних пам'яток природи, на які багатий наш регіон, та отримують знання про особливості геологічної будови регіону та Українських Карпат.



Рис. 41. Каньйон-розкол на хр. Ключ.

Геопарк “Кам’янка” за існуючими класифікаціями, з урахуванням генетичних ознак, які характерні для геологічних процесів, та науково-пізнавальним значенням належить до геологічного (з мінералогічним, петрографічним, літологічним, тектонічним, стратиграфічним підтипами), геоморфологічного (ерозійний, денудаційний, гравітаційний, тектоногенні підтипи), гідролого-геологічного типам. Відповідно до наших досліджень та розробок планістичної моделі екомережі Українських Карпат [1], геопарк “Кам’янка” варто розглядати як геологічне ядро Бескидської ключової території Зовнішньокарпатського низькогірно-середньогірного регіонального екокоридору регіональної екологічної мережі Українських Карпат.

Територіальна структура, ступінь репрезентованості геологічних пам'яток, ландшафтна будова геопарку “Кам’янка” дає змогу сподіватися, що він посідає гідне місце у розробленій середньомасштабній картографічній моделі екологічної мережі регіону з метою пізнавального і навчального геотуризму. Стимулювання розвитку геотуризму та інших видів туризму є шляхом до сталого розвитку на території геопарку. Геотуризм –

це специфічний вид надрокористування, за якого використовують інформаційні якості геологічних об'єктів. Такий вид використання надр доцільний екологічно, він приносить користь мешканцям території, на якій концентруються георесурси. Використання матеріалів по геопарку "Кам'янка" містить спектр геоатракцій, які можна використовувати при складанні і проведенні навчальних практик студентів вищих і середніх навчальних закладів геологічних, географічних, екологічних спеціальностей. За необхідності геопарк повинен брати участь у різних програмах з відновлення навколишнього середовища та проводити екологічний моніторинг для забезпечення збереження природного спадку території.

СПИСОК ВИКОРИСТАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ

1. *Брусак В.* Сучасний стан і перспективи розвитку природно-заповідних територій та формування екологічної мережі в Українських Карпатах / В. Брусак, Д. Кричевська // Вісник Львівського університету. – 2014. – С. 452–455. – (Серія географічна ; вип. 45)
2. *Ващенко В. О.* Державна геологічна карта України масштабу 1:200 000, аркуш М–35–XXV (Івано-Франківськ). Карпатська серія. Геологічна карта і карта корисних копалин дочетвертинних утворень / В. О. Ващенко, С. М. Турчинова, І. І. Турчинов. – Київ : УкрДГРІ, 2007. – 1 лист.
3. *Гейченко М. В.* Сучасний стан та проблеми регіональних геологічних досліджень в Україні // Мінеральні ресурси України. – 2012. – № 2. – С. 3–7.
4. Геологическое строение и горючие ископаемые Украинских Карпат: Труды УкрНИГРИ. Вып. XXV / [В. В. Глушко, С. С. Круглов, В. С. Буров и др.]. – Москва : Недра, 1971. – 389 с.
5. Державна геологічна карта України масштабу 1: 200 000, аркуш М–35–XXV (Івано-Франківськ). Карпатська серія. Пояснювальна записка / В. О. Ващенко, С. М. Турчинова, І. І. Турчинов, Г. Г. Поліха. – Київ : УкрДГРІ, 2007. – 150 с.
6. *Корф Е. Д.* Геопарк как платформа эффективного взаимодействия общества и природы / Е. Д. Корф // Наука и туризм: стратегии взаимодействия. – 2015. – Вып. 4 (2). – С. 5–9.
7. *Шевчук О.* Методичні засади створення національних геопарків в Україні / О. Шевчук // Науковий вісник Чернівецького університету : зб. наук. праць. Вип. 587–588: Географія. – Чернівці : Вид-во Чернів. нац. ун-ту, 2011. – С. 82–88.

*Стаття: надійшла до редакції 19.09.2017
прийнята до друку 27.12.2017*

**GEOLOGICAL RESOURCES OF TOURISM
OF NATURAL COMPLEX OF DOLINA R. KAMYANKA
(UKRAINIAN CARPATHIANS) – GEOPARK “KAMIYANKA”**

V. Vashchenko¹, I. Turchynov¹, L. Heneralova²

¹*Lviv exploration expedition DP “Zakhidukrheolohiya”,
Heroyiv UPA Str., 33, 79018 Lviv, Ukraine
e-mail: vitgeo38@gmail.com*

²*Ivan Franko National University of Lviv
Hrushevskij Str., 4, 79005 Lviv, Ukraine
e-mail: gen_geo@i.ua*

The geotouristic route “Kamyanka” geopark is considered in detail. It is emphasized that it includes geological, geomorphological, hydro-hydrogeological types of geological landmarks and historical and cultural objects. The geopark covers a fragment of the Skolivs’ka skyba of Skybov nappe, which has a subhorizontal outfall. Its stratigraphic Upper Cretaceous-Lower Miocene section is represented by Stryys’ka, Yammens’ka, Manyavs’ka, Vyhods’ka, Bystryts’ka and Menilitova (Krosnens’ka) Suites, which are objects of the geographic route and are well off-shore. In the lower reaches of Kamyanka River there is one of the most interesting objects of the geopark – a cascade of picturesque waterfalls, formed by erosion-resistant sandstones of the Lower Paleocene Yammens’ka Suite. Geomorphological objects have aesthetic cognitive, attraction and recreational value. More than 20 cracked caves are open on the territory of the geopark. They constitute the largest complex of tectonic and erosion caves in sandstone in Ukraine. The territorial structure, the degree of representativeness of the geological monuments, the landscape structure of the Kamianka geopark makes it possible to hope that it occupies a worthy place in the developed medium-scale mapping model of the ecological network of the region for the purpose of cognitive and educational geotourism and educational geological, geographical and ecological practices.

Key words: geopark, geotourism, geological landmarks, suite, object, outcrop, flysch, tectonic caves, Skolivs’ka skyba, Skybov nappe.

УДК 553.5

ЧЕРВОНОКОЛІРНІ ДЕВОНСЬКІ ВІДКЛАДИ УРОЧИЩА ЧЕРВОНЕ (ТЕРНОПІЛЬСЬКА ОБЛАСТЬ): МІНЕРАЛОГО- ЛІТОЛОГІЧНА ХАРАКТЕРИСТИКА ТА ЇХ ВИКОРИСТАННЯ

У. Борняк, С. Крижевич, І. Побережська, Т. Петришин

*Львівський національний університет імені Івана Франка,
вул. Грушевського, 4, 79005 Львів, Україна
e-mail: u.bornyak@ukr.net*

Подано результати комплексного макро- та мікроскопічного дослідження червоноколірних теригенних порід девонських відкладів урочища Червоне (Тернопільська обл.), уся товща яких складена ритмами, в яких простежується зміна вгору по розрізу пісковиків більш тонкозернистими – алевролітами й аргілітами. Пісковики дрібно- та середньозернисті, іноді крупнозернисті сірі, світло-сірі, зеленувато-сірі і червонувато-бурі. За складом пісковики кварцові й олігоміктові з польовими шпатами і слюдами, трапляються домішки глауконіту. У червонувато-бурих пісковиках наявні гідроксиди заліза. За складом цемент здебільшого карбонатний, буває з домішками глинистої речовини, кремнеземистий і гідролюдистий. Цементация переважно контактово-порова і порова, іноді кварцова регенераційна. Алевроліти, головню, сірі, зеленувато-сірі, червонувато-бурі олігоміктові середньозернисті, іноді крупнозернисті, складені кварцом, рідше – польовими шпатами і лусочками слюд. Цемент контактово-поровий і поровий кремнисто-гідролюдистий, рідше – карбонатний. Аргіліти – темно-сірі, іноді сірі з зеленуватим відтінком або червонувато-бурі, здебільшого алевритисті. Гідролюдистий матеріал утворює основну масу породи, до якої в невеликій кількості домішаний кременистий або карбонатний матеріал. Розглянуто особливості використання даних порід для будівельних та побутових потреб, описано вплив деструктивних чинників навколишнього середовища на кам'яний матеріал, зафіксовано та описано усі форми руйнування каменю.

Ключові слова: урочище Червоне, дністерська серія, девонські відклади, теригенні породи, текстури поверхонь, безщелепні риби (агнати), будівельний камінь.

На півдні Тернопільської області між селами Нирків та Нагоряни розташоване урочище Червоне, яке має цікаву геологічну будову, оскільки тут відслонюються девонські та неогенові (нижьбаденські) відклади (рис.1, а). В центральній частині урочища на високому уступі до середини ХХ ст. існувало поселення Червоногод з величним кам'яним палацом та костелом, залишки яких збережено досі (рис.1, б).

Мета проведених досліджень є ідентифікація червоноколірних теригенних порід урочища Червоного, ламаного каменю фундаменту та стін збережених будівель в урочищі шляхом визначення особливостей будови, складу і структурно-текстурних особливостей, форм звітрювання та деструкції кам'яного матеріалу на основі макроскопічних



Рис. 1. Схема розташування об'єктів дослідження: а – теригенні породи урочища Червоного; б – вежі палацу в урочищі Червоному.

та мікроскопічних досліджень. Для діагностики кам'яного матеріалу використовували методику мінералого-літологічного аналізу з використанням поляризаційного мікроскопа. За комплексом ознак (визначення кольору, мінерального складу, розміру та особливостей розподілу компонентів породи, наявності і складом залишків палеоорганізмів тощо) визначали типи порід, вивчали характер вторинних змін (деструкцію каменю). Натурні спостереження проводили на доступних ділянках відслонення червоноколірної товщі у стінці урочища, залишках палацу та костелу, об'єктах з каменю у навколишніх селах Нирків та Нагоряни.

Стрімкі схили меандри р. Джури забарвлені в червоний колір завдяки відслоненню червоноколірної товщі незакономірного перешарування теригенних порід нижнього девону (дністерська серія). По всій довжині р. Дністер відслонюється неперервні розрізи від самих низів цієї серії до її еродованої поверхні. Перекривається серія на різних ділянках породами верхньої юри, верхньої крейди і нижнього бадену. Нижня частина

серії встановлюється по зникненню сіро-колірних вапняків з морською фауною (*Mutationella podolica*) і по появі монотонних червоних кольорів [2, 3].

Загалом ця товща вся складена ритмами, в яких простежується зміна вверх по розрізу пісковиків більш тонкозернистими осадовими – алевролітами й аргілітами. Верхня частина ритму звичайно переходить в пачку перешарування, де на фоні глинистих алевролітів є окремі прошарки аргілітів, рідше тонко- і дрібнозернистих пісковиків. Пісковики, що залягають в основі ритму, утворюють пачки, потужністю до 4–5 м, які складаються з прошарків товщиною від 1 до 2 м. Уверх по розрізу товщина їх зменшується і тут з'являються текстури розмиву і заповнення.

Власне, в урочищі Червоному простежується корінне відслонення розміром 5×25 м, складене бурими і червоними з прошарками світло-зелених, зеленувато-сірих теригенних порід (рис. 2, 3). Контакти між ними є двох типів: 1) рівні, тотожні звичайним контактам в осадових породах; 2) дуже нерівні зубчасті, хвилясті, що свідчить про те, що бурі різновиди утворилися за допомогою зеленувато-сірих унаслідок виходу останніх на поверхню, що призвело до окиснення.



Рис. 2. Корінне відслонення бурих і червоних теригенних порід.

Пошаровий розріз відслонення такий:

1. Бурі щільні пісковики (у центральній частині є два прошарки потужністю 10–20 см подібних пісковиків, однак більш рихлих, видима потужність 1,5 м).

2. Бурі рихлі алевритисті пісковики, які розсипаються у дрібний щебінь. У нижній частині шару є пакет потужністю 10–15 см тих самих алевритистих пісковиків, проте з тонкими лінзоподібними світло-зеленувато-сірими пісковиками потужністю 1–2 см. Таких прошарків максимально до 4, межі прошарків слабкохвилясті. Потужність 0,4 м.

3. Бурі щільні пісковики. У верхній і нижній частині з прошарками світло-зеленкувато-сірих пісковиків потужністю 5–7 см. Контакти їх з бурими різновидами слабкохвилясті різкі. У нижньому з цих прошарків є базальний прошарок потужністю близько 1–2 см, наповнений риб'ячою кістковою брекчією. Уламки панцирів агнат орієнтовані приблизно горизонтально. Потужність 0,4 м.

4. Бурі рихлі алевропісковики аналогічні шару 2. Уверх за розрізом поступово стають більш міцними і переходять у пісковики. Верхній контакт хвилястий. Потужність 1,5 м.

5. Пісковики зеленкуваті міцні, залягають з розмивом та базальним прошарком жорствяника (потужністю 1 см) на попередньому шарі 4. Потужність 0,7 м.

6. Хвилясто-лінзоподібне перешарування міцних світло-зелених пісковиків з темно-сірими неясно тонкоплитчастими аргілітами, які обтікають лінзи пісковиків. Підшви пісковиків хвилясті з висотою хвиль до 10 см. Потужність пачки 0,8 м.

7. Пачка паралельного перешарування світло-сірих зеленкуватих міцних пісковиків з темно-сірими аргілітами. Потужності дрібних шарів пісковиків поступово зростають уверх за розрізом від 5 до 15 см. Потужність аргілітів 3–5 см. Потужність пачки 0,6 м.

8. Пісковики міцні світло-зеленкувато-сірі з рідкими прошарками (3–10 см) тонкоплитчастих хвилясто-шаруватих зелених пісковиків, збагачених лусочками хлориту. Усередині шарів пісковиків є різні типи тонкого нашарування. У крайових частинах та нижній частині шару переважають тонко паралельно шаруваті текстури. В центральній частині шару, а також місцями вверху присутні скісні форми. Потужність 1,7 м.

9. Бурі, місцями з плямами зеленкувато-сірих, тріщинуваті до жорстви алевроліти з прошарками (3–5 см) світло-зелених пісковиків. Останні частіше зібрані в окремі пакети, потужність яких різна і сягає 10–20 см. У підшвах прошарків пісковиків часто простежуються розмиви та лінзи кісткової брекчії риб. Потужність 7 м.



Рис. 3. Незакономірні чергування прошарків теригенних порід різноманітного гранулометричного складу.

На поверхні шарів пісковиків бачимо сліди брижів, а також відбитки крапель дощу, малюнки тріщин висихання калюж. Серед пісковиків простежуємо палеонтологічні рештки ряду типів: 1) відбитки панцерних риб, розміри їх 1–5 см, збереженість погана –

це уламки (рис. 4, 5); 2) кісткова брекчія панцерних риб містить до 30–50 % уламків риб, що має масивну текстуру та органогенно-уламкову структуру; 3) сліди повзання хробаків мукоїдів.



Рис. 4. Теригенні породи з рештками безщелепних панцерних риб



Рис. 5. Мікроскопічне зображення залишків безщелепних панцерних риб
Ніколі П. 36 64.

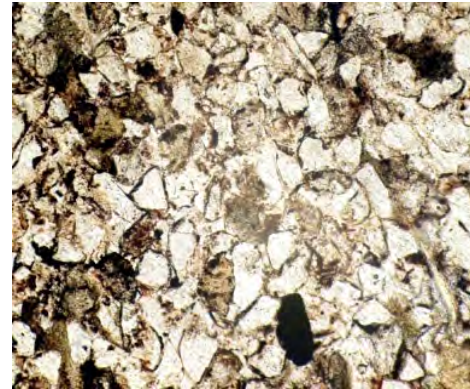
Пісковики дрібно- та середньозернисті, іноді крупнозернисті сірі, світло-сірі, зеленувато-сірі і червонувато-бурі (рис. 6). За складом пісковики кварцові й олігоміктові, трапляються домішки глауконіту. У червонувато-бурих пісковиках наявні гідрооксиди заліза. Пісковики характеризуються, здебільшого, масивною, плямистою, шаруватою текстурами. Кластичний матеріал пісковиків представлений напівобкатаними зернами кварцу, рідше – польових шпатів, лусочками гідрослюд і літоїдами. У міжзерновому просторі порід іноді розвинений вторинний хлорит і простежується нерівномірна насиченість гідрооксиди заліза. Акцесорний мінерал – циркон. Цементация переважно контактово-порова і порова, іноді кварцова регенераційна (рис. 7). За складом цемент здебільшого карбонатний, буває з домішками глинистої речовини, кремнеземистий і гідрослюдястий.

Алевроліти, головню, сірі, зеленувато-сірі, червонувато-бурі олігоміктові середньозернисті, іноді крупнозернисті. Складені кварцом, рідше – польовими шпатами і лусочками слюд. Трапляються домішки глауконіту. Із акцесорних мінералів наявний циркон. Алевроліти характеризуються масивною текстурою, іноді шаруватою через нерівномірний розподіл карбонатної речовини в цементі. Цемент контактово-поровий і поровий кремнисто-гідрослюдястий, рідше – карбонатний.

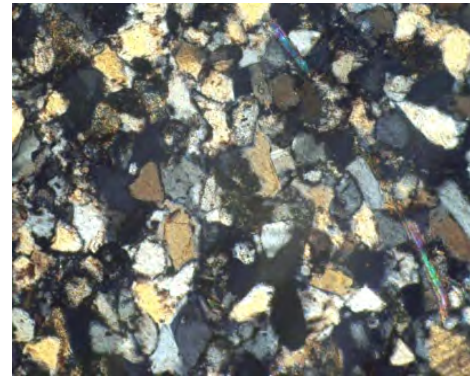
Аргіліти – темно-сірі, іноді сірі з зеленуватим відтінком або червонувато-бурі, здебільшого алевритисті. Гідрослюдястий матеріал утворює основну масу породи, до якої в невеликій кількості домішаний кременистий або карбонатний матеріал. Структура порід пелітова, текстура масивна, іноді згусткова, яка утворюється гніздами глинистого і глинисто-алевритового матеріалу. Домішки алевритового матеріалу становлять від 5 до 30 % і представлені, головню, кварцом, рідше польовими шпатами. Акцесорні мінерали представлені зернами рутилу і циркону.



Рис. 6. Пісковик з чіткою зміною забарвлення від сіро-зеленого до червоно-бурого.



a



б

Рис. 7. Пісковик кварцовий з мусковітом та рудним мінералом (чорне):
a – Ніколі П. 36 64; *б* – Ніколі Х. 36 64.

Червоноколірні масивні плитоподібні девонські пісковики широко розповсюджені на території Середнього Подністров'я. Зокрема у Тернопільській області вони відомі під назвою “теребовлянські пісковики”. Їх здавна розробляють у багатьох каменоломнях як будівельний матеріал для виготовлення тесаних блоків, тротуарних плит, шляхової бруківки, бордюрів, архітектурних елементів, надгробних плит та меморіальної пластики. Очевидно, що текстурно-структурні особливості девонських пісковиків урочища Червоне, їх мінеральний склад та наявність фауністичних решток, відносно малі потужності прошарків власне пісковиків чи віддаленість території та складність під час транспортування, а можливо лише бажання власників залишити все у незміненому вигляді не дозволили перетворити цю територію на суцільну каменоломню. Попри те, місцеве населення протягом тривалого часу використовує цей матеріал для будівельних та інших потреб.

У центральній частині урочища Червоне, на двадцятиметровому уступі з плоскою вершиною та дуже стрімкими схилами, утвореному меандром р. Джурин, розташовувалось с. Червоногород. Перші поселення на цьому місці належали носіям трипільської культури, сліди яких виявили археологи Заліщицького краєзнавчого музею [2]. Протя-

гом багатьох віків, аж до початку XX ст., тут будували оборонні, культові та житлові споруди. Сьогодні ми можемо бачити лише залишки двох веж колишнього оборонного замку, перебудованого у палац, та стіни костелу Вознесіння Діви Марії, датованого XVII ст. У 1945 р. поселення практично перестало існувати. Варто відмітити, що весь кам'яний матеріал палацу та веж був використаний повторно. Є згадки про те, що у XVII ст. замок був чотирикутним, мав високі мури, чотири круглі наріжні башти та одну надбрамну. На початку XIX ст. дві круглі вежі та частину муру розібрали та побудували палац. Дві вежі, що залишилися, теж були розібрані та перебудовані у вищі, такі, якими ми їх бачимо [2, 4]. У фундаменті і стінах пісковик використаний у вигляді ламаного каменю різного розміру, покладеного на мурувальний розчин, склад якого потребує більш детального вивчення (рис. 8, а). Якщо стояти поряд з будівлею, то помітно, що забарвленню каменю значення не надавалось. Стіни будівель від того в деяких ділянках дещо строкаті, червоно-зелено-сірі. Поліхромія простежується навіть у межах одного елемента (рис. 8, б). Хоча здалека усі елементи будівлі, які непокріті тиньком, є червоноколірними. Попри пісковик у стінах будівель помічасмо наявність ламаного вапняку та тесаних блоків з травертину.

Замкові споруди були свідками багатьох битв. На жаль, після руйнацій Першої світової війни палац не відбудували, а остаточно разом з костелом вони були занедбані у радянський період. Час, погодні умови та зневажливе ставлення декількох поколінь людей до колишніх величних будівель призводять до їх поступового руйнування. Яскравим прикладом стало нещодавнє падіння однієї з веж палацу. Перебуваючи в прямому розумінні “під відкритим небом”, позбавлений даху, кам'яний матеріал фундаменту та стін будівель зазнає інтенсивного впливу фізико-механічних, хімічних, біологічних та антропологічних чинників. Унаслідок їх дії зафіксовано та описано різні форми руйнування каменю. Забруднення пилоподібними і сажистими частинками з атмосфери призводить до утворення темноколірної щільної кірки, що покриває поверхню в межах застійних зон та на субгоризонтальних поверхнях (рис. 10). Наявність біогенних плівок різного забарвлення в ділянках постійного тривалого зволоження призводять до поверхневої ерозії, підвищення пористості, розм'якшення зовнішнього шару, пришвидшення руйнування кам'яного матеріалу. Внаслідок фізико-хімічної деструкції цементуючої карбонатної маси та ослаблення зчеплення між зернами кварцу, спричиненими морозним приповерхневим звітрюванням, простежуємо викришування й осипання зерен мінералів у поверхневому шарі та розущільнення каменю на глибину. Крім втрати первісної фактури, з'являється “ребристість” на поверхнях через препакування шаруватості пісковіку [5], неясно проявленої у свіжому камені (рис. 11). Дощові води змивають утворені внаслідок руйнування поверхні мікрочастинки, забарвлюючи при цьому інший будівельний матеріал у червонувато-бурий колір. Крім того, простежується порушення цілісності каменю в напрямі по шаруватості з утворенням наскрізних тріщин і зон розтріскування каменю (рис. 9, 10). Тріщини різної протяжності мають відкритий характер з шириною від часток міліметра до декількох міліметрів. Вони відкривають доступ атмосферним чинникам, процеси фізико-хімічного звітрювання стають інтенсивнішими. Субвертикальні тріщини потужністю у декілька сантиметрів та протяжністю до метра мають більш руйнівний характер та призводять до обвалу фрагментів стін у палаці та вежах. На багатьох ділянках, непокрітих тиньком простежується руйнування чи повна втрата шовного матеріалу, що призводить до збільшення площі каменю, яка піддається впливу деструк-

тивних чинників (рис. 9). Графіті на стінах костелу та інших елементах будівель не лише псують зовнішній вигляд, а й є актом вандалізму історико-архітектурного об'єкта.

Практично завжди простежуємо декілька елементів деструкції, пов'язаних між собою, часто накладених один на одного, що посилює процеси руйнації та ступінь деградації кам'яного матеріалу та мурувального розчину.



Рис. 8 . Фрагмент стіни палацу (урочище Червоне): *a* – ламані плити пісковик у різного розміру та забарвлення; *б* – різнозабарвлений пісковик у стіні палацу.

Не лише палац і костел були зведені з місцевого червоного каменю. Широке використання пісковиків як будівельного матеріалу ми можемо простежувати в урочищі та навколишніх селах. Через колись повноводну р. Джури на початку XIX ст. побудовано міст на замковій дорозі, який у гарному стані зберігся до наших днів (рис. 12). На схилах урочища, поблизу кладовища, видніються стіни капличок родини Понінських зі слідами руйнувань. Одна з них, зведена в середині XIX ст. княгиною Понінською для обох своїх дітей, яких вона пережила, містила надгробок із білого мармуру майстра Б. Торвальдсена, який зараз знаходиться у Львівській галереї мистецтв

[1]. Ламаним каменем червоного кольору, щільно підігнаним один до одного, вимощені дороги в с. Нирків, з нього ж викладені борти обабіч дороги та огорожі як церковного подвір'я, так й окремих дворів в селі, зведені господарські та житлові будівлі (рис. 13). Механогліфи на поверхні створюють хвилясті нерівності, які місцеві жителі використовують як пральну дошку для прання білизни (рис. 14). Попри заборону на видобуток каменю в урочищі Червоному ми простежили сучасні несанкціоновані локальні каменеломні.



Рис. 9. Руйнування шовного матеріалу, тріщинуватість.



Рис. 10. Темноколірна кірка та тріщини в напрямі по шаруватості.



Рис. 11. “Рибистість” на поверхні через препарування шаруватості пісковика.



Рис. 12. Міст на замковій дорозі через р. Джурин.



Рис. 13. Господарські будівлі (с. Нирків).



Рис. 14. Використання нерівностей поверхні для прання білизни (с. Нирків).

Отже, в урочищі Червоне, яке розташоване між селищами Нирків та Нагоряни Борщівського р-ну Тернопільської обл., відслонюється товща теригенних порід дністерської серії (нижній девон), яка представлена незакономірним перешаруванням пісковиків, алевролітів й аргілітів, у яких виявлено залишки безщелепних риб (агнати). Червоноколірні девонські пісковики урочища Червоне – це не лише елемент скелястої стінки унікального геоморфологічного утворення. З давнини й до сьогодні – це джерело будівельного матеріалу для місцевого населення, який завдяки структурно-текстурним особливостям та речовинному складу достатньо стійкий до деструктивних чинників навколишнього середовища.

СПИСОК ВИКОРИСТАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ

1. Дрозд В. Село Нагоряни на тлі історії України : Історико-краєзнавчий нарис / В. Дрозд // Тернопіль : ТзОВ "Терно-Граф", 2008. – 194 с.
2. Іванина А. В. Циклічний тип розрізу дністровської серії нижнього девону Поділля / А. В. Іванина, Л. В. Гаврилець, О. Г. Стохманська., І. В. Побережська // Геологія і геохімія горючих копалин. – 2005. – Вип. 2. – С. 74 – 87.
3. Нарбутас В. А. Красноцветная формация нижнего девона Прибалтики и Подолии / В. А. Нарбутас // Вильнюс. – Мокелас, 1984. – 126 с.

4. Полюхович Д. Червоногород – зникле місто [Електронний ресурс] / Д. Полюхович // Zbruch. – 2016. – Режим доступу : <https://zbruc.eu/node/52608>
5. Савченко А. И. Песчаники как объект реставрации в памятниках архитектуры / А. Г. Булах, Л. С. Харьюзов // Санкт-Петербург : С.-Птб. гос. ун-т, 2011. – 40 с.

Стаття: надійшла до редакції 10.05.2017
прийнята до друку 27.12.2017

RED-COLORED DEVONIAN SEDIMENTS OF THE CHERVONE TRACT (TERNOPIL AREA): MINERAL-LITOLOGICAL CHARACTERISTICS AND THEIR USE

U. Bornyak, S. Kryzhevich, I. Poberezhska, T. Petryshyn

*Ivan Franko National University of Lviv,
Hrushevsky Str., 4, 79005 Lviv, Ukraine
e-mail: u.bornyak@ukr.net*

Presented here are the results of the complex macro- and microscopic research of red-colored terrigenous rocks of the Devonian sediments of the Chervone tract (Ternopil region), the entire thickness of which is composed of rhythms, in which there is a change up the cutters of sandstones more fine-grained – siltstones and argillities. Sandstones are finely- and medium-grained, sometimes-coarse gray, light gray, greenish-gray, and reddish-brown. In the composition of sandstone there is quartz and oligomiktic, with fieldspars and micas, sometimes there are impurities of glauconite. In reddish-brown sandstones, there are present iron hydroxides. The composition of matrix is mostly carbonate, sometimes comes with impurities of clay, silica and hydromicas. Cementation is usually contact-cavity and cavity, sometimes quartz regenerative. Siltstones are mostly gray, greenish-gray, reddish-brown, oligomiktic medium-grained, sometimes coarse-grained, and composed of quartz, rarely-feldspars and scales of mica. Matrix is a contact-cavity and cavity silica-hydromicas, rarely-carbonate. Argilites are dark gray, sometimes gray with a greenish tinge or reddish brown, mostly siltstones. Hydramicas material forms the bulk of the rock to which a small amount of silica or carbonate material is mixed. The features of using these rocks for building and household needs are viewed, the influence of destructive environmental factors on the stone material is described, and all forms of destruction of the stone are recorded and described.

Key words: tract Chervone, Dnisters series, Devonsediments, terrigenous rocks, surface texture, unarmed fish (Agnatha), building rock.

УДК 551.7:535.827.2

ЛЬВІВСЬКА МІКРОПАЛЕОНТОЛОГІЧНА ШКОЛА ЯК ЕТАП СТАНОВЛЕННЯ І РОЗВИТКУ МІКРОПАЛЕОНТОЛОГІЧНИХ ДОСЛІДЖЕНЬ НА ЗАХОДІ УКРАЇНИ

Я. Тузяк

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

Уперше висвітлено історію заснування і розвитку мікропалеонтологічних досліджень на Заході України, етапи становлення Львівської мікропалеонтологічної школи. Наведено напрями досліджень і результати досягнень кожного етапу. Схарактеризовано діяльність осередків науково-виробничих, науково-дослідних й науково-навчальних установ, у яких відбувалося вивчення мікрофосилій, внески у розвиток вивчення мікрофауни західних теренів України дослідників-мікропалеонтологів різних поколінь. Визначено структуру та об'єкти вивчення мікропалеонтології Заходу України. З'ясовано сучасні й подальші тенденції розвитку мікропалеонтологічних досліджень. Показано теоретичне, методологічне, прикладне і культурно-освітнє значення вивчення мікрофосилій.

Ключові слова: Львівська мікропалеонтологічна школа, мікрофосилії, нанопланктон, палінологія, диноцисти, діатомеї, форамініфери, тінтиніди, радіолярії, спікули губок, остракоди, конодонти.

Виникненню мікропалеонтології як науки у світовому масштабі сприяло три передумови: 1) поява мікроскопа (XVI ст.), що дало можливість виявляти і вивчати найдрібніші скам'яніння; 2) розвиток бурових робіт у межах “закритих” територій та океанах із застосуванням глибокого і надглибокого буріння, в осадовому чохлах яких трапляються виключно мікроскопічні рештки; 3) діагностика глибоководних та континентальних утворень, які або не містять макрорешток, або містять рідкісні знахідки макропалеобіоти. Вилучення, вивчення й отримання зображень мікрофауністичних об'єктів потребує спеціальних методик, відповідних технічних засобів та устаткування. Це свого роду нанотехнології в геології.

Хоча першою зведеною довідковою працею в цій області палеонтології у світовому масштабі була “Мікрогеологія” К. Г. Еренберга, опублікована 1854 р. [78], відомості про перші мікрофосилії з'явилися значно раніше [73, 77, 81, 82, 87 та ін.]. Справжній розквіт мікропалеонтології відбувся лише в 30-х роках XX ст., коли розвиток цієї дисципліни стимулювався її значним прикладним значенням – пошуками родовищ нафти і газу. Зовсім новий етап стрімкого розвитку припадає на 60-ті роки XX ст. із застосуванням трансмісійного і растрового електронних мікроскопів, що зумовило виведення вивчення морфології мікрофосилій на новий рівень. Сьогодні об'єктами

вивчення мікропалеонтології (див. рис. 1) є різні рештки мікрофіто- і мікрозоофосилій, проблематика, бактеріальна мікропалеонтологія, а також дрібні представники макрофауни та окремі мікроскопічні рештки скелетних елементів макрофосилій.

Як показала світова практика, серед “спектра” стратиграфічних методів, мікропалеонтологічні зарекомендували себе як один з ефективних у деталізації, удосконаленні й уточненні Міжнародної хроностратиграфічної шкали [89] – інструмента визначення відносного геологічного віку осадових шаруватих гірських порід, просторово-часових співвідношень геологічних тіл, кореляції розрізів, відтворенні палеоподій, палеогеографічних і палеокліматичних реконструкціях. Також це один із головних методів у нафтовій геології, геології океанів та морів тощо. Поєднання мікропалеонтологічного з іншими методами, а саме комплексне обґрунтування стратиграфічних підрозділів (геологічних тіл різного ієрархічного рівня) осадової оболонки земної кори сприяє досягненню оптимальних результатів у дослідженнях осадових басейнів і локалізації родовищ корисних копалин (зокрема вуглеводнів). Ці обставини зумовили у свій час заснування в Україні мікропалеонтологічних досліджень і, як наслідок, Львівської мікропалеонтологічної школи. В геологічній і палеонтологічній літературі це питання майже не висвітлювалося, за винятком коротких повідомлень [10, 23]. Також автор цієї проблеми присвятив дві короткі статті [68, 69].

У процесі аналізу опублікованих джерел [38, 45, 51–53, 70 та ін.] з’ясовано, що мікропалеонтологічні дослідження на Заході України мають давню історію, тісно пов’язані з етапами становлення мікропалеонтології у світовому масштабі, а визначна роль у заснуванні цих досліджень належить м. Львів – головному осередку, де зосереджені заклади, в яких відбувалося вивчення мікрофосилій. За даними довідників “Палеонтологи України” 1980 р. [53] та “Палеонтологічне товариство України” 2017 р. [52] з загальної кількості фахівців значна частка належить мікропалеонтологам.

Мета статті – висвітлити заснування мікропалеонтологічних досліджень на теренах Західної України, історію становлення і розвитку Львівської мікропалеонтологічної школи, напрями досліджень, результати досягнень, внески дослідників-мікропалеонтологів різних поколінь, сучасні тенденції, науково-практичне та культурно-освітнє значення вивчення мікрофауни.

Для досягнення поставленої мети вирішено такі завдання:

1. Провести аналіз опублікованих праць з вивчення мікрофауністичних решток Заходу України.
2. Визначити та виділити етапи становлення і розвитку мікропалеонтологічних досліджень на теренах Заходу України.
3. З’ясувати напрями досліджень Львівської мікропалеонтологічної школи.
4. Виявити результати досліджень мікрорешток на теренах Західної України та за її межами.
5. З’ясувати внесок дослідників мікропалеонтологів у процес становлення і розвитку Львівської мікропалеонтологічної школи.
6. Виявити і схарактеризувати діяльність осередків – науково-виробничих, науково-дослідних та науково-навчальних установ, у яких відбувався розвиток мікропалеонтологічних досліджень Заходу України.
7. З’ясувати досягнення Львівської мікропалеонтологічної школи з часу заснування і дотепер.

8. Окреслити сучасні і подальші тенденції розвитку мікрофауністичних досліджень на території України.

9. Показати теоретичне, методологічне, прикладне і культурно-освітнє значення вивчення мікрофосилій.

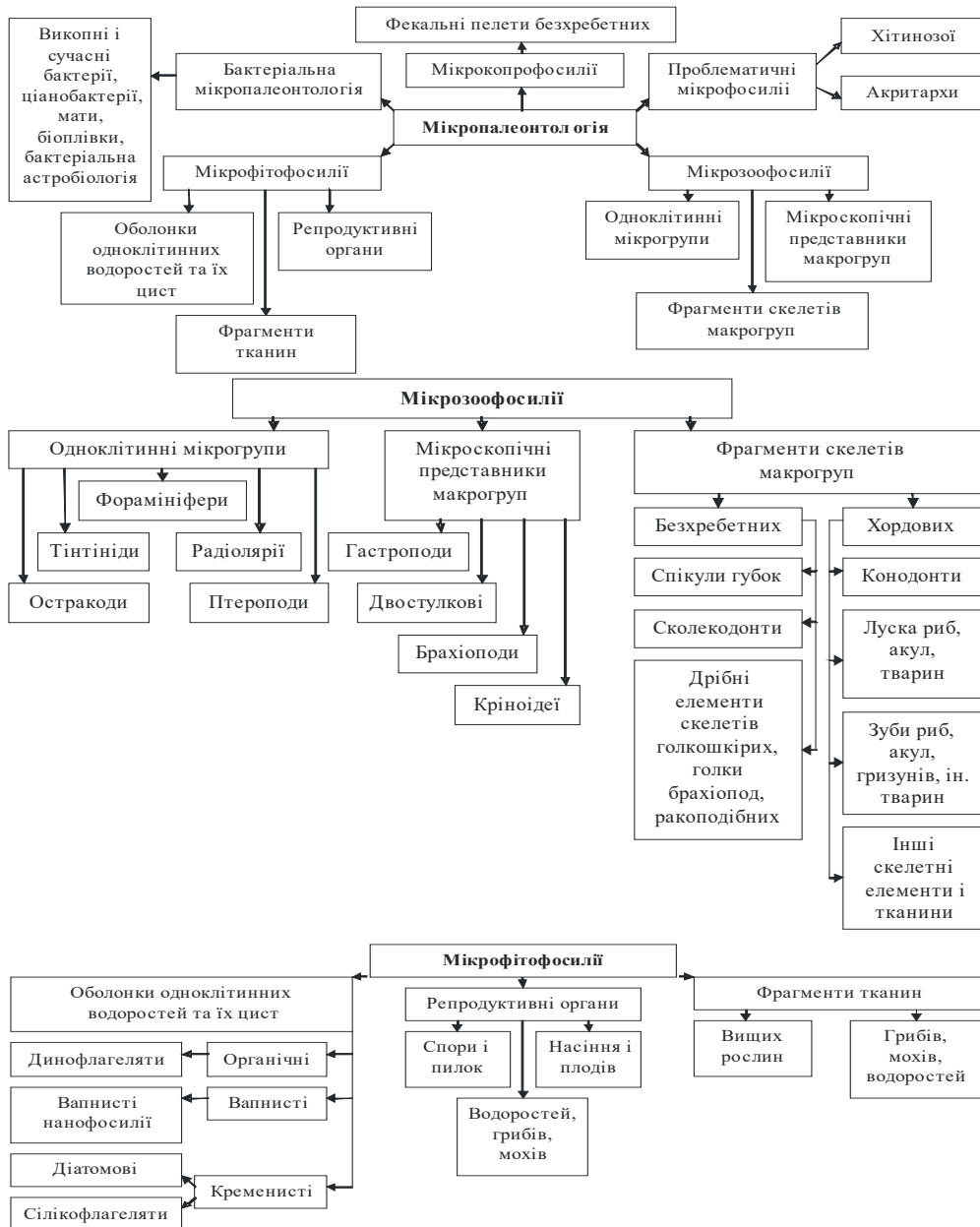


Рис. 1. Структура й об'єкти вивчення мікропалеонтології та їхня специфіка.

Мікропалеонтологічні дослідження в західних регіонах України охоплюють понад півторавікову історію вивчення і можуть бути розглянуті як заснування Львівської мікропалеонтологічної школи, яка характеризується:

1. Тривалою (понад 165 років) і складною історією становлення та розвитку. Відповідно до державних устроїв у краї [46] (польського (1661–1772), австро-угорського (1772–1918), польського (1919–1939), радянського (1939–1991), сучасного, українського (з 1991 р. й дотепер)) вивчення мікрофосилій відбувалося широким “спектром” дослідників різних поколінь – австро-угорцями, поляками, росіянами, українцями та ін.

2. Значним стратиграфічним діапазоном відкладів, у яких виявлено мікрофосилії (палінологічні рештки, нанопланктон, форамініфери, тінтиніди, радіолярії, спікули губок, остракоди, конодонти). Праці, опубліковані за 165 років, містять відомості про мікрофауністичні залишки, віковий інтервал яких охоплює майже всю фанерозойську частину та верхню частину докембрію.

3. Проведенням досліджень у різних структурно-тектонічних елементах земної кори – фрагменти Східноєвропейської платформи і Скіфської плити (Волино-Поділля, Причорноморський мегапрогин, Дніпровсько-Донецька западина) та Альпійсько-Гімалайського складчастого поясу (Українські Карпати, Гірський Крим).

4. Значним географічним поширенням – охоплювали не лише терени західних областей України, а й простягалися далі за їхні межі (зокрема східні й південні регіони).

Отже, з часу проведення перших досліджень у межах західних теренів України й дотепер у 165-річній історії становлення мікропалеонтології [51–53, 70] можна виділити три етапи, які відрізняються обсягами, змістом і результатами досліджень (див. табл. 1).

Перший (охоплює середину XIX – початок XX ст. (австро-угорсько-польський період) – 1850–1939) *етап становлення мікропалеонтології* – поява в геологічній літературі перших списків, зображень та описів форамініфер мезозою. Закладені працями переважно австро-угорських і польських дослідників, таких як А. Альт (A. Alth, 1850, 1881) [71, 72], А. Рейс (A. Reuss, 1850) [88], С. Ольшевський (S. Olszewski, 1875) [86], Е. Дуніковський (E. Dunikowski, 1879) [75], В. Фрідберг (W. Friedberg, 1897) [76], Ю. Медзведзький (J. Niedzwiedzki, 1896) [85], А. М. Ломніцький (A. M. Lomnicki, 1908) [84], й окремими працями російських – Г. О. Радкевич (1892) [51] – досліджували форамініфери платформної частини, з 1897 р. Й. Гжибовський (J. Grzybowski, 1901; 1903) [79, 80] вивчав форамініфери складчастої системи Карпат (Львівська обл.).

Йозеф Гжибовський (1869–1922) був польським геологом, палеонтологом і форамініферологом. Його вважають піонером у використанні викопних форамініферових асоціацій для вирішення стратиграфічних завдань. Методологію, запропоновану ним, відкрито у США через 20 років. Він отримав освіту в Ягелонському університеті у Кракові, Польща. У 1912 р. Й. Гжибовський став першим директором Палеонтологічної лабораторії (нині кафедра палеозоології цього університету), його колекція мікрофосилій, що зберігається в Ягелонському університеті в Кракові, є, мабуть, єдиним найважливішим наглядним зібранням аглютинованих форамініфер, що ідентифікують відклади глибоководного типу – “фліш”. Фундація Й. Гжибовського, названа на його честь, сприяє освіті та дослідженням у галузі мікропалеонтології.

Таблиця 1

Етапи становлення та розвитку Львівської мікропалеонтологічної школи

№ з/п	Назва етапу	Групи мікрофосилій	Напрями досліджень	Результати досліджень	Дослідники-мікропалеонтологи
1	2	3	4	5	6
1.	Етап становлення мікропалеонтології сер. XIX – поч. XX ст. (австро-угорсько-польський період) – 1850–1939	Форамініфери	Описовий, систематичний, філогенетичний, стратиграфічний	Перші зображення (рисунок) та списки мікрофосилій, праці стратиграфічного спрямування	А. Альт, А. Рейс, С. Ольшевський, Е. Дуниковський, В. Фрідберг, Ю. Медзведзький, А. М. Ломницький, Й. Гжибовський, Г. О. Радкевич та ін.
2.	Етап розквіту (спалаху) мікропалеонтології (розвиток геолого-бурових і геолого-знімальних робіт) 40-ві роки XX ст. до 1991 р. (радянський період)	Палінологія, нанопланктон, форамініфери, радіолярії, тінтиніди, спікули губок, остракоди, конодони	Застосування електронної мікроскопії сприяло вивченню детальної зовнішньої і внутрішньої морфології та будови стінки мікрофосилій. Поява нових методик обробки кам'яного матеріалу й інтерпретації фактичного (математичні, евристичні методи). Теоретичний, біостратиграфічний, палеоекологічний, палеогеографічний	Перші зображення із застосуванням електронної мікроскопії. Атласи, визначники, методичні, методологічні й теоретичні розробки, перші біостратиграфічні шкали, стратиграфічні схеми, геологічні карти, палеогеографічні атласи	Н. Н. Суботіна, С. В. Мятлюк, Н. І. Маслакова, О. М. Цибульська, Л. С. Пишванова, Н. В. Дабаган, Н. Я. Бояринцева, Л. В. Проснякова, А. М. Волошина, Л. В. Колчинцева, В. П. Кравченко, І. В. Венглінський, А. С. Терещук, В. Г. Дулуб, О. С. Турик, Л. П. Андреева, А. О. Муромцева, С. В. Розумейко, Є. А. Левченко, Т. О. Кирилова, М. М. Іванік, Н. В. Маслун, А. Д. Грузман, С. С. Ляльович, Л. Д. Пономарьова, М. О. Менкес, М. І. Петрова, І. В. Бухало, В. М. Заволяньська, І. Т. Циж, Н. І. Смолінська, Т. М. Орлів, І. О. Верес, К. Я. Гуревич, Т. В. Єршова, В. Г. Шеремета, Л. В. Лінецька, П. Ю. Лозиняк, Г. О. Орлова-Турчина,

Закінчення табл. 1

1	2	3	4	5	6
					В. Б. Богомякова, Н. Я. Шварьова, І. І. Партика, Л. О. Портнягіна, Н. Я. Тесля, А. Г. Ульянова, Р. М. Лашманова, М. І. Бурова, А. С. Андреева- Григорович, А. М. Романів, Д. М. Дригант та ін.
3.	Етап кризи в мікропалеонтології (скорочення кількості фахівців-мікропалеонтологів) – сучасний, український (1991 р. й дотепер)	Палинологія, нанопланктон, диноцисти, динофлагеляти, форамініфери, тінтиніди, радіолярії, спікули губок, остракоди, конодонти, бактеріальна мікропалеонтологія	Використання електронної мікроскопії для отримання зображень об'єктів мікрофосилій. Теоретичний, використання результатів вивчення мікрофосилій для виконання різноманітних побудов осадових басейнів. Створення електронних баз даних. Уточнення й деталізація біостратиграфічних шкал, модернізація стратиграфічних схем	Атласи, праці систематичного змісту і біозонального розчленування, моделі осадових басейнів	А. С. Андреева-Григорович, В. Г. Дулуб, Н. М. Жабіна, Н. А. Трофимович, Л. Г. Мінтузова, О. В. Анікеєва, Н. А. Савицька, Д. В. Мачальський, М. Є. Огороднік, А. В. Іваніна, Л. О. Портнягіна, П. Ю. Лозиняк, О. Стохманська, Л. Д. Пономарьова, С. Р. Гнилко, Я. М. Тузьяк та ін.

Найбільшою працею за обсягом, яка супроводжувалася рисунками і найбільш відома, є монографія А. Рейса [88]. У ній описано 68 видів, у тім числі чимало нових, більшість яких не втратили своєї валідності й сьогодні і широко використовуються в літературі. У статтях інших авторів наведено короткі описи тої або іншої кількості видів, однак схематичні і часто невідповідні зображення решток скелетів дають можливість ідентифікувати в колекціях лише одиничні види.

Списки форамініфер і декілька видових описів з верхньокрейдових відкладів інших місць тодішньої Галіції наведено у повідомленнях С. Ольшевського (сеноман) [86] і А. М. Ломницького (сенон) [83, 84]. Великий комплекс форамініфер визначив Ю. Медзведзький [85] з останніх шести метрів 501-метрової свердловини, пробуреної у Стрийському парку м. Львів 1984 р. Згадки про знахідки окремих видів у крейдоподібних мергелях Волині містяться в працях російського геолога Г. О. Радкевича [51]. У відомій монографії А. Альта [72] описано 179 видів викопних

решток, з яких шість нових умовно віднесено до форамініфер. Описи цієї фауни, розміри представників якої досягали 2–6 мм, зроблені схематично і ґрунтувалися на одиничних екземплярах, а в окремих випадках на ядрах черепашок, і в подальшому не були виявлені ні на Волино-Поділлі, ні в жодних інших районах. У наступній праці в області вивчення форамініфер Волино-Поділля була стаття Д. Кушмана і К. Глажевського [74]. З оолітових вапняків, що виходять на денну поверхню в районі с. Буківна, автори навели короткий опис 25 видів форамініфер, з яких 12 були новими, а інші не визначені до виду або відомі з юри і крейди Західної Європи.

Перші мікропалеонтологічні дослідження, проведені в межах платформної частини України – Волино-Поділля 1850 р. [72], започатковані такими дослідниками, як А. Альт [71, 72] та А. Рейс [88]. Пізніше, з 1875 р., до них долучилися А. М. Ломницький [83, 84], Д. Кушман, К. Глажевський [74]. Вони обґрунтували відклади юри і крейди. Це були перші описові праці, що містили зображення решток форамініфер, серед яких наведено й нові види.

Основоположником вивчення форамініфер Карпатського регіону був польський геолог Й. Гжибовський [79, 80]. Вони припадають на кінець XIX ст. і пов'язані з етапом геологічного вивчення і початком створення Австрійською геологічною службою “Геологічного атласу Галіції” (1887–1907) [83]. У його працях вперше наведено комплекси форамініфер з крейдово-палеогенових відкладів Скибової і Сілезької зон з короткими описами та зображеннями фауни і виявлено значне скупчення скелетів глобігерин у покрівлі верхнього еоцену (зона великих глобігерин у сучасному розумінні). Цінність праць А. Альта, А. Рейса, Й. Гжибовського та інших доведено подальшими дослідженнями.

У цей час вивчають таку групу мікрофосилій, як форамініфери. Головні наукові спрямування наведених праць були переважно описового і систематичного змісту, містили питання філогенії, а також є невід'ємною частиною геології і стратиграфії.

Другий (охоплює 40-ві роки XX ст. до 1991 р. (радянський період)) – *період розквіту (спалаху) мікропалеонтологічних досліджень*. Це новий етап в палеонтолого-стратиграфічному і палеобіогеографічному вивченні Заходу України. Необхідність організації в системі академічної науки нової тенденції таких досліджень зумовлена, насамперед, потребами науково-методичного забезпечення сучасною стратиграфічною основою геолого-знімальних і розшуково-розвідувальних робіт (які набули значного розвитку з метою відкриття родовищ корисних копалин (зокрема нафти й газу) і застосування бурових робіт). Однак, водночас, західні терени з їхньою величезною територією і різною геологічною будовою відкривали великі можливості для розробки фундаментальних питань палеонтології, стратиграфії і палеобіогеографії докембрію та фанерозою. Ознаменувався відкриттям вишівських закладів (зокрема геологічного факультету та кафедри історичної геології і палеонтології у Львівському університеті) [38, 46] та багатьма виробничо-геологічними організаціями (Львівського відділення Українського науково-дослідного геологорозвідувального інституту (ЛВ УкрНДГРІ), Інституту геології і геохімії горючих корисних копалин АН УРСР (ІГТГКК АН УРСР), тресту “Львівнафтогазрозвідка”, Центральної науково-дослідної лабораторії (ЦНДЛ) (м. Івано-Франківськ) та Управління бурових робіт (м. Борислав) [51–53]. З ними також пов'язаний “спалах” мікропалеонтологічних досліджень (спори і пилок, нанопланктон, диноцисти, форамініфери, радіолярії, тінтиніди, спікули губок, остракоди, конодонти та ін.), значення яких полягало у розчленуванні й кореляції геологічних розрізів

свердловин. У цей час у вищезазначених організаціях створюють мікробіо-стратиграфічні науково-дослідні лабораторії. Наприклад, на початку 1940 р. у тресті “Львівнафтогазрозвідка” у м. Львів почала працювати лабораторія, де мікрофауну визначали О. М. Цибульська, В. П. Кравченко, згодом А. С. Терещук, які вивчали переважно пізньокрейдові форамініфери. Вона діяла до 1956 р. З організації 1945 р. у західних областях України (м. Львів) Української експедиції ВНДГРІ починається систематичне й планомірне вивчення форамініфер пізньої крейди і палеогену. Особливе значення в цей період мали дослідження Є. В. Мятлюк, яка впродовж тривалого періоду (1947–1954) займалася вивченням форамініфер з крейдових і палеогенових відкладів Заходу України.

Згодом, 1953 р., у м. Львів на базі Української експедиції ВНДГРІ і ЦНДЛу “Укрнафта” організовано Українське відділення ВНДГРІ. Завдяки активній участі Н. Н. Суботіної, Є. В. Мятлюк, Л. С. Пишванової при відділенні створено лабораторію мікропалеонтології.

Наукова діяльність мікрофауністичних лабораторій у західних областях УРСР за роки Радянської влади майже не висвітлювалася у фахових геологічних виданнях. З огляду на такий стан цій проблемі присвячено два повідомлення – А. М. Волошиної [10] та В. Я. Дідковського [23], опубліковані у Палеонтологічному збірнику. Особливим внеском у вивчення стратиграфії Карпат і прилеглих прогинів були праці Карпатської геологічної експедиції Московського геологорозвідувального інституту ім. С. Орджонікідзе (1946–1949). Внаслідок цих досліджень, зокрема з мікрофауни, опубліковано зведену працю Н. І. Маслакової, Г. І. Немкова та М. Я. Серової [45], в якій наведено монографічний опис великих і дрібних форамініфер Карпат, розглянуто питання стратиграфічного і методологічного змісту.

У 1969 р. на базі мікропалеонтологічної лабораторії тресту “Львівнафтогазрозвідка” створено лабораторію, яка ввійшла у склад ЛВ УкрНДГРІ. За час її існування змінилося не одне покоління мікропалеонтологів. На початках тут працювали О. М. Цибульська, Є. А. Левченко, А. М. Волошина, Н. Я. Бояринцева, пізніше Т. А. Кирилова, В. П. Кравченко, Г. С. Терещук, Л. В. Буриндіна, В. М. Заволянська. Ця група мікропалеонтологів проводила визначення форамініфер з відкладів девону, карбону, юри, крейди, палеогену, неогену, необхідні для розчленування розрізів бурових свердловин і матеріалу, зібраного геологами, що проводили геологічне знімання Передкарпатського прогину, Флішових Карпат і Східноєвропейської платформи. Результати цих досліджень відображені у річних звітах та використані геологами тресту, комплексних тематичних партій під час вирішення питань закладення свердловин, складання карт, розрізів, профілів.

У цей період відбувається становлення палеонтолого-стратиграфічної школи, засновником якої був академік О. С. Вялов [46, 50]. Завдяки його ініціативі створено Українське палеонтологічне товариство (1951), започатковано видання палеонтологічного збірника (1961). Особливе значення для розвитку Львівської школи палеонтологів і поступового перетворення м. Львів у палеонтологічний центр мали численні семінари, симпозіуми і колоквіуми, організовані й проведені науковцем та групою палеонтологів того часу.

Найчисленнішою групою з мікропалеонтології були форамініферологи, інші групи мікрофосилій вивчали одиничні представники мікропалеонтологічної школи. Цей період пов’язаний з іменами таких дослідників (див. табл. 2): *форамініфери* –

О. М. Цибульська, Л. С. Пишванова [54–57, 63], Н. В. Дабагян [8, 21, 22], Н. Я. Бояринцева [1, 2], Л. В. Проснякова (Іванова) [63], А. М. Волошина [7–17], Л. В. Колчинцева (Буриндіна) [3, 36], В. П. Кравченко, І. В. Венгліньський [4–6], А. С. Терещук [25, 31, 32, 64, 65], В. Г. Дулуб [24–33], О. С. Турик, Л. П. Андреева [7], А. О. Муромцева, С. В. Розумейко [58, 59], Є. А. Левченко, Т. О. Кирилова [1], М. М. Іванік [35], Н. В. Маслун [35, 43, 44], А. Д. Грузман [18–21], С. С. Ляльович, Л. Д. Пономарьова, М. О. Менкес (Ткач) [47, 48], М. І. Петрова, І. В. Бухало, В. М. Заволянська, І. Т. Циж, Н. І. Смолінська, Т. М. Орлів, І. О. Верес. На початкових етапах форамініфери Карпатського регіону (крейда–палеоген) вивчали також мікропалеонтологи з Ленінграда і Москви Є. В. Мятлюк [49], Н. Н. Суботіна [63], Н. І. Маслакова [39–42], Г. І. Немцова, М. Я. Серова [60]; *остракоди* – Л. В. Кончинцева (Буриндіна) [37], К. Я. Гуревич [8], Т. В. Єршова, В. Г. Шеремета; *тінтиніди і диноцисти* – Л. В. Лінецька; *радіолярії* – П. Ю. Лозиняк; *мікрофітофосилії, палінокомплекси* – Г. О. Орлова-Турчина, В. Б. Богомяккова, Н. Я. Шварьова, І. І. Партика, Л. О. Портнягіна [19, 20], Н. Я. Тесля, А. Г. Ульянова, Р. М. Лашманова, М. І. Бурова [24]; *палеозойські харофіти* – К. Я. Гуревич; *спонгіофауну* – М. М. Іванік; *нанопланктон* – А. С. Андреева-Григорович [34 та ін.], Л. В. Проснякова, А. М. Романів; *конодонти* – Д. М. Дригант та ін.

Мікрофауністичними дослідженнями охоплені як платформні, так і складчасті частини Заходу України. Головними напрямками вивчення мікрорешток є теоретичний, методологічний, систематичний, філогенетичний, біостратиграфічний, палеоекологічний, палеогеографічний, стратиграфічний. Вирішують питання не лише місцевої і регіональної стратиграфії, а й глобальної. Створюють перші біостратиграфічні шкали, стратиграфічні схеми, довідкові видання, засновують фахові періодичні видання. У наукових працях переважають рисунки, які відображають зовнішню морфологію решток, хоча у статтях з'являються перші зображення мікрооб'єктів, отримані методом електронної мікроскопії, що сприяло підвищенню рівня вивчення решток мікрофосилій.

Нові методики (ультразвукове вилучення мікрооб'єктів, математичні (евристичні) методи, електронна мікроскопія) та значні теоретичні висновки знаменували новий етап у вивченні мікрофосилій Заходу України.

Третій (охоплює кінець ХХ – початок ХХІ ст., від 1991 р. й дотепер (український, сучасний період)), – період *кризи в мікропалеонтологічних дослідженнях* (характеризується скороченням кількості фахівців-мікропалеонтологів). Однак цю кризу у мікропалеонтології можна розглядати з двох позицій. З одного боку, скорочення обсягів буріння зумовило скорочення кількості мікропалеонтологів, з іншого, – з'являються нові напрями розвитку мікропалеонтології – це бактеріальна мікропалеонтологія (Д. В. Мачальський), електронна мікроскопія стає обов'язковою для отримання зображень зовнішньої і внутрішньої морфології та будови стінок мікрооб'єктів.

Етап характеризується переінтерпретацією результатів отриманих досліджень на новій стратиграфічній основі з залученням сучасних тенденцій у розвитку стратиграфічної науки [61, 62, 66], нових напрямів і методик вивчення мікрофауни, зокрема значним застосуванням електронної мікроскопії, що сприяло детальному вивченню будови мікрофосилій, створенням електронних баз даних [67].

Осередками, де проводять вивчення мікрофосилій (див. табл. 3) є ЛВ УкрДГРІ, кафедра історичної геології і палеонтології геологічного факультету ЛНУ імені Івана Франка та ІГГГКК НАН України.

У цей період палеонтолого-стратиграфічну школу, започатковану О. С. Вяловим у м. Львів, продовжили доктори геолого-мінералогічних наук А. С. Андреева-Григорович та Р. Й. Лещух. Учені підготували нове покоління дослідників-мікропалеонтологів.

До 2012 р. вивчення спор і пилку, нанопланктону, диноцист, тінтинід, форамініфер, радіолярій, остракод продовжувала група мікропалеонтологів ЛВ УкрДГРІ – Н. М. Жабіна, Н. А. Трофимович, Л. Г. Мінтузова, Д. В. Мачальський, О. В. Анікєєва, Н. А. Савицька, М. Є. Огороднік, А. В. Іваніна, Л. О. Портнягіна, П. Ю. Лозиняк та ін. В ІГГКК мікрофауну вивчають Л. Д. Пономарьова, С. Р. Гнилко. Мікрофауністичними дослідженнями охоплені Південь України (зокрема Керченський півострів та прилеглі території), Флішові Карпати, Передкарпатський прогин. Результати цих досліджень викладено у багатьох працях науковців, а також використано у складанні модернізованих стратиграфічних схем нового покоління осадового чохла України [62].

На сучасному етапі осередки вивчення мікрофосилій збережені у Львівському університеті (кафедра історичної геології і палеонтології), де досліджують палинологічні комплекси палеозою і кайнозою (А. В. Іваніна) форамініфери ранньої крейди Рівнинного Криму, пізньої крейди й неогену Волино-Поділля (Я. М. Тузяк, Г. В. Спільник), та ІГГКК НАН України (відділ геології і стратиграфії Карпат), де досліджують форамініфери палеогену Українських Карпат (Л. Д. Пономарьова, С. Р. Гнилко) (див. табл. 3).

Мікрофосилії вивчають в уже традиційно сформованих напрямках – систематичному, біостратиграфічному, палеоекологічному, палеогеографічному. Результати досліджень зведені у численних працях, опублікованих як у фахових вітчизняних виданнях, так і за кордоном, а також використані для побудови різних моделей седиментаційних басейнів.

За період становлення мікропалеонтологічних досліджень на Заході України і дотепер науковці опублікували понад 1 000 праць, у яких відображено результати цих досліджень (створені біостратиграфічні шкали, місцеві й регіональні схеми, виділені та обґрунтовані місцеві й регіональні стратиграфічні підрозділи, складені довідники, методичні вказівки, підручники, атласи викопних решток, відкриті родовища корисних копалин та ін.), зібрано колекції монографічно описаних таксонів, серед яких містяться голотиби, лектотиби, паратиби видів різних вікових діапазонів та регіонів. Вони заклали основи стратиграфії і геології Заходу України. У зв'язку із закриттям та реорганізацією виробничо-геологічних закладів проблемним є місце збереження цих колекцій. На жаль, чимало колекцій (австро-угорсько-польського і радянського періодів) втрачені. Тому сьогодні одним з пріоритетних завдань є проблема збереження колекцій мікрофосилій та питання лабораторно-технічної бази для проведення мікрофауністичних досліджень.

Сучасні тенденції розвитку мікропалеонтологічних досліджень зводять до:

1. Розробки й уточнення теоретичних і методологічних аспектів мікропалеонтологічних досліджень (оновлення науково-методичної та довідкової літератури з ревізією систематики мікрофосилій, уточненням понятійно-термінологічного апарату, використанням сучасних методик інтерпретації фактичного матеріалу та ін.).
2. Уточнення і деталізації біостратиграфічних шкал з залученням сучасних методик і методів досліджень в області мікропалеонтології з використанням світових тенденцій і стандартів.
3. Використання комплексного обґрунтування стратонів (створення паралельних біостратиграфічних шкал з залученням різних груп мікрофосилій).

Таблиця 2

Дослідники-мікропалеонтологи Заходу України другого періоду за [52, 53]

Прізвище, ім'я, по батькові	Місце і рік науково- дослідної діяльності	Група фосилій	Вік відкладів	Регіон до- сліджень
1	2	3	4	5
Андрєєва Лариса Петрівна	ЛЕ 1960 р.	Форамініфери	Крейда, неоген	Західні області України
Андрєєва-Григорович Аїда Сергіївна	ЛДУ 1965 р.	Нанопланктон	Кайнозой	Південь України, Карпати, Кавказ
Антонишин Орест Іванович	Ін-т НіГ 1965 р.	Нумулітиди (форамініфери)	Палеоген	Карпати
Богомяткова Валентина Борисівна	УкрНДГРІ 1959 р.	Мікрофіто- фосилії	Докембрій, кембрій, ордовик, силур	Західні області України
Бояринцева Надія Яківна	УкрНДГРІ 1949 р.	Форамініфери	Крейда, палеоген	Українські Карпати
Бурова Мальвіна Іванівна	УкрНДГРІ 1952 р. 1969 р.	Молюски, спори, пилок	Неоген, ранній девон	Західні області України, Львівський і Перед- добрудзький прогини
Бухало Ірина Іванівна	ЦНДЛ 1970 р.	Форамініфери	Пізня крейда, палеоген	Карпати
Венгліньський Іван Володимирович	ІТГГКК 1945 р. 1957 р.	Форамініфери, опіріаліси	Кайнозой	Західні області України
Верес Ірина Олексіївна	УБР 1974 р.	Форамініфери	Крейда, палеоген	Північний схил Карпат
Волошина Анна Михайлівна	УкрНДГРІ 1951 р.	Форамініфери	Крейда, палеоген	Південь, захід України
Грузман Антоніна Дмитрівна	УкрНДГРІ 1961 р.	Форамініфери	Крейда, палеоген	Українські Карпати
Гуревич Клара Яківна	УкрНДГРІ 1954 р.	Харофіти, остракоди	Силур, девон, карбон	Львівський і Перед- добрудзький прогини

<i>Продовження табл. 2</i>				
<i>1</i>	<i>2</i>	<i>3</i>	<i>4</i>	<i>5</i>
Дабагян Наїлі Веніамінівна	УкрНДГРІ 1948 р.	Форамініфери	Пізня крейда, палеоген	Українські Карпати
Дригант Даниїл Михайлович	ІГГГКК 1965 р. 1970 р.	Коноданти, сколекоданти	Ранній, середній палеозой	Південно- західні околиці Руської платформи
Дулуб Валерія Гаврилівна	УкрНДГРІ 1958 р.	Форамініфери	Юра, рання крейда	Волино- Поділля, Львівський і Перед- добрудзький прогини
Єршова Тетяна Василівна	УкрНДГРІ 1961 р.	Остракоди	Карбон	Дніпровсько- Донецька Западина
Заволянська Вікторія Михайлівна	УкрНДГРІ 1972 р.	Форамініфери	Палеоген, міоцен	Українські Карпати
Іванік Михайло Михайлович	ЦНДЛ 1960 р. 1970 р.	Форамініфери, спікули губок	Палеоген, неоген, сучасні	Українські Карпати, платформна Україна, Світовий океан
Колчінцева (Буріндіна) Людмила Василівна	УкрНДГРІ 1952 р.	Форамініфери, остракоди	Міоцен	Перед- карпатський, Закарпатський і Причорно- морський про- гини
Кравченко Валентина Павлівна	УкрНДГРІ 1952 р.	Форамініфери	Карбон	Південно- західні околиці Руської платформи
Лашманова Раїса Михайлівна	ІГГГКК 1968 р.	Спори і пилок	Карбон, третинні	Дніпровсько- Донецька западина, За- карпатський прогин
Лінецька Лариса Вікторівна	УкрНДГРІ 1960 1965 р.	Тінтиніди	Пізня юра, рання крейда	Карпати, Крим, Кавказ
Лозиняк Петро Юрійович	УкрНДГРІ 1965 р.	Радіолярії	Юра, крейда, палеоген	Українські Карпати
Маслун Нінель Володимирівна	ЦНДЛ 1974 р.	Форамініфери	Палеоген, сучасні	Українські Карпати, Світовий океан

<i>Продовження табл. 2</i>				
<i>1</i>	<i>2</i>	<i>3</i>	<i>4</i>	<i>5</i>
Менкес (Ткачук) Маїна Олександрівна	УкрНДГРІ 1965 р.	Форамініфери	Крейда, палеоген	Крим, Причорно- мор'я
Муромцева Антоніна Олександрів- на	ІГГГКК 1960 р.	Форамініфери, вапнисті водо- рості	Девон, ранній карбон	Західні області України
Орлів Тетяна Михайлівна	ЦНДЛ 1977 р.	Форамініфери	Пізня крейда, палеоген	Українські Карпати
Орлова-Турчина Галина Олександрівна	УкрНДГРІ 1957 р.	Спори і пилок, фітопланктон	Мезозой	Південь України
Партика Ірина Іванівна	УкрНДГРІ 1957 р.	Спори і пилок	Девон, карбон	Дніпровсько- Донецька Западина, Західні області України
Петрова Ірина Миколаївна	ЦНДЛ 1968 р.	Форамініфери	Мезозой, кайнозой	Передкарпаття
Пономарьова Людмила Давидівна	ІГГГКК 1964 р. 1978 р.	Моховатки, форамініфери	Міоцен, палеоген	Волино- Поділля, Карпати
Портнягіна Людмила Олександрів- на	УкрНДГРІ 1958 р.	Спори і пилок	Пізня крейда, палеоген, неоген	Крим, Карпати
Розумейко Софія Василівна	ІГГГКК 1960 р.	Форамініфери	Крейда	Західні області України
Романів Анна Михайлівна	ІГГГКК 1975 р.	Нанопланктон	Крейда	Українські Карпати
Сайдаковський Леонід Якович	Ін-т НіГ 1948 р.	Остракоди, харофіти	Тріас, пізній карбон, перм	Дніпровсько- Донецька запа- дина, Донбас, Європейська частина СРСР
Смолинська Надія Іванівна	ІГГГКК 1977 р.	Форамініфери	Палеоген	Українські Карпати
Совчик Ярослав Васильович	УкрНДГРІ 1963 р.	Нумуліти (форамініфери)	Палеоген	Українські Карпати
Тесля Надія Яківна	УкрНДГРІ 1960 р.	Спори і пилок	Мезозой	Захід і Південь України
Турик Ольга Степанівна	УкрНДГРІ 1960 р.	Форамініфери	Карбон	Дніпровсько- Донецька запа- дина

Закінчення табл. 2

<i>1</i>	<i>2</i>	<i>3</i>	<i>4</i>	<i>5</i>
Ульянова Аліна Григорівна	ІГГКК 1965 р.	Остракоди	Міоцен	Західні області України
Хмільевський Зіновій Іванович	ЛДУ 1954 р. 1967 р.	Молюски, губки, проблематика	Квартер, крейда	Західні області України
Циж Іван Теодорович	ІГГКК 1974 р.	Форамініфери	Палеоген	Українські Карпати
Шварьова Ніна Яківна	Музей 1953 р.	Спори і пилок, флора (рештки листя)	Неоген	Західні області України

Скорочення: ЛЕ – Львівська геологічна експедиція тресту „Київгеологія“ (м. Львів); ЛДУ – Львівський державний університет (м. Львів); ІГГКК – Інститут геології і геохімії горючих корисних копалин Академії наук УРСР (м. Львів); УкрНДГРІ – Український науково-дослідний геологорозвідувальний інститут (м. Львів); ЦНДЛ – Центральна науково-дослідна лабораторія об'єднання „Укрнафта“ (м. Івано-Франківськ); Ін-т НіГ – Інститут нафти і газу (м. Івано-Франківськ); УБР – управління бурових робіт (м. Борислав); Музей – Державний природознавчий музей Академії наук УРСР (м. Львів).

Таблиця 3

Дослідники-мікропалеонтологи Заходу України
сучасного українського періоду

Прізвище, ім'я, по батькові	Місце праці	Група фосилій	Вік відкладів	Регіон досліджень
<i>1</i>	<i>2</i>	<i>3</i>	<i>4</i>	<i>5</i>
Андрєєва- Григорівна Аїда Сергіївна	ЛНУ імені Івана Франка	Нанопланктон, диноцисти	Кайнозой	Захід і Південь України
Анікєєва Олена Володи- мирівна	ЛВ УкрДГРІ	Біолітомікрофації (органічний склад рифових побудов)	Пізня юра	Захід і Південь України
Гнілко Світлана Рито- мирівна	ІГГКК	Форамініфери	Палеоген	Українські Карпа- ти
Дригант Даниїл Михайлович	Музей	Конодонти	Палеозой	Західні області України
Жабіна Наталія Миколаївна	ЛВ УкрДГРІ	Форамініфери, тінтиніди	Пізня юра, рання крейда	Захід і Південь України
Іваніна Антоніна Вален- тинівна	ЛНУ імені Івана Фран- ка	Спори і пилок	Девон, кар- бон	Волино-Поділля

<i>Закінчення табл. 3</i>				
<i>1</i>	<i>2</i>	<i>3</i>	<i>4</i>	<i>5</i>
Мачальський Дмитро Вікторович	ЛВ УкрДГРІ	Бактеріальна мікропалеонтологія	Олігоцен, міоцен	Захід України
Огороднік Марія Євгенівна	ЛВ УкрДГРІ	Спори і пилок, динофлагеляти	Крейда	Заходу і Півдня України
Пономарьова Людмила Давидівна	ІГГГКК	Форамініфери	Палеоген	Українські Карпати
Савицька Наталя Арнольдівна	ЛВ УкрДГРІ	Нанопланктон, диноцисти	Кайнозой	Захід і Південь України
Спільник Галина Василівна	ЛНУ імені Івана Франка	Форамініфери	Неоген	Волино-Поділля
Трофимович Наталя Анатоліївна	ЛВ УкрДГРІ	Форамініфери	Неоген	Передкарпатський прогин
Тузяк Ярина Мирославівна	ЛНУ імені Івана Франка	Форамініфери	Крейда	Захід і Південь України
Узіюк Василь Іванович	ЛНУ імені Івана Франка	Мікропалеоботаніка	Карбон	Донбас, Волино-Поділля

4. Створення стандартів хроностратиграфічних підрозділів осадової оболонки літосфери України.
5. Виділення й обґрунтування мікрофауністичними даними точок глобального стратотипу межі (ТГС/GSSP).
6. Уточнення районування відкладів різних відрізків часу території України з виділенням палеобіогеографічних одиниць різного ієрархічного підпорядкування.
7. Створення електронних баз даних збереження, поповнення й уточнення мікропалеонтологічної (геологічної) інформації.
8. Збереження і впорядкування вже існуючих колекцій мікрофауни та формування нових, які мають не лише науково-прикладне значення, а й культурно-освітнє, сприяють розвитку світогляду громадськості.
9. Надання національної геологічної спадщини розрізам, які містять унікальні знахідки мікрофосилій.

За 165-річну історію становлення та розвитку мікропалеонтологічних досліджень на Заході України визначено, що вони мають визначальне теоретичне, методологічне, прикладне й культурно-освітнє значення.

Подальший розвиток Львівської мікропалеонтологічної школи можливий за однієї умови – забезпечити створення системи підготовки наукової зміни через взаємодію

кафедри історичної геології і палеонтології геологічного факультету ЛНУ імені Івана Франка і лабораторій відділу, де майбутні фахівці під керівництвом співробітників мали б змогу долучатися у наукові дослідження для виконання курсових, дипломних і магістерських робіт, а також унаслідок співпраці з вітчизняними та закордонними фаховими закладами.

Висновки. Проведений огляд історії вивчення мікрофосилій у західних регіонах України дав змогу зробити такі висновки:

1. Історія становлення і розвитку мікропалеонтологічних досліджень Заходу України з часу заснування і дотепер становить понад 165 років. Мікрофауністичні дослідження Заходу України розглянуто як Львівську мікропалеонтологічну школу, яка характеризується трьома етапами (становлення (австро-угорсько-польський), розквіту (радянський), кризи (український (сучасний))).

2. Виявлено та схарактеризовано осередки – науково-виробничі, науково-дослідні й науково-навчальні установи, в яких відбувалося вивчення мікрофосилій.

3. Визначено напрями досліджень, результати досягнень і внесок дослідників-мікропалеонтологів кожного етапу.

4. Окреслено сучасні і подальші тенденції розвитку мікропалеонтологічних досліджень.

5. Визначено, що мікропалеонтологічні дослідження мають не лише науково-прикладне значення, а й культурно-освітнє.

СПИСОК ВИКОРИСТАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ

1. Бояринцева Н. Я. Находки вергуллинелл и истмий из олигоценовых отложений Украинских Карпат / Н. Я. Бояринцева, Т. А. Кириллова // Палеонт. сб. – 1971. – № 7. – Вып. 2. – С. 22–24.
2. Бояринцева Н. Я. Первая находка *Haplophragmoides fidelis* Ter-Grigorjan (Foraminif.) в олигоценовых отложениях Украинских Карпат / Н. Я. Бояринцева // Палеонт. сб. – 1974. – № 10. – Вып. 1. – С. 34–35.
3. Буриндіна Л. В. До питання про вік тираської світи / Л. В. Буриндіна // Геол. журн. – 1967. – № 22. – Вип. 3. – С. 96–101.
4. Венглінський І. В. О коррелятивной зоне *Cystamina subgaleata* в палеогеновых отложениях Магурской зоны Советских Карпат / И. В. Венглінський, С. В. Розумейко // Материалы XI Конгресса Карпато-Балканской геологической ассоциации. – Киев : Наук. думка, 1977. – С. 18–19.
5. Венглінський І. В. Форамініфери міоцену Закарпаття / І. В. Венглінський. – Київ : Вид-во АН УРСР, 1958. – 154 с.
6. Венглінський І. В. Форамініфери и биостратиграфия миоценовых отложений Закарпатского прогиба / И. В. Венглінський. – Киев : Наук. думка, 1975. – 263 с.
7. Волошина А. М. Форамініфери из альбских отложений Волыни / А. М. Волошина, Л. П. Андреева // Палеонт. сб. – 1971. – № 8. – Вып. 2. – С. 9–17.
8. Волошина А. М. Атлас руководящих комплексов форамініфер, остракод, пыльцы, спор и отпечатков листьев палеозойских, мезозойских и кайнозойских отложений западных областей Украины / А. М. Волошина, К. Я. Гуревич, Н. В. Дабагян и др. // Тр. УкрНИГРИ. – 1965. – Вып. 10. – С. 27–36.
9. Волошина А. М. Два новых вида рода *Pseudocyclamina* (Foraminifera) из берриас-

- ских отложений Тамбовской скважины (Восточный Крым) / А. М. Волошина // Докл. АН УССР. – 1976. – № 4. – С. 295–298.
10. Волошина А. М. Деятельность микрофаунистических лабораторий в западных областях УССР за годы Советской власти / А. М. Волошина // Палеонт. сб. – 1981. – № 18. – С. 108–110.
 11. Волошина А. М. Некоторые виды верхнемеловых фораминифер окрестностей г. Львов / А. М. Волошина // Тр. УкрНИГРИ. – 1963. – Вып. 5. – С. 259–274.
 12. Волошина А. М. Новый рід *Vialovella* з родини Ataxophragmiidae / А. М. Волошина // Докл. АН УССР. – 1972. – Сер. Б. – № 1. – С. 11–12.
 13. Волошина А. М. Некоторые виды верхнемеловых планктонных фораминифер Вольно-Подольи / А. М. Волошина // Палеонт. сб. – 1972. – № 9. – Вып. 1. – С. 10–16.
 14. Волошина А. М. Нониониды. Ископаемые фораминиферы СССР / А. М. Волошина // Тр. ВНИГРИ. – Новая сер. – 1952. – Вып. 63. – С. 13–57.
 15. Волошина А. М. О наличии верхнемеловых отложений в разрезе скважин в Предкарпатском прогибе / А. М. Волошина // Геол. сб. – 1956. – № 2–3. – С. 323–324.
 16. Волошина А. М. Первая находка рода *Berkerina* (Foraminifera) в альбских отложениях Вольно-Подольи / А. М. Волошина // Палеонтол. журн. – 1970. – № 4. – С. 108–110.
 17. Волошина А. М. Спроба зонального розчленування крейдових відкладів Керченського півострова за форамініферами / А. М. Волошина // Допов. АН УРСР. – 1972. – Сер. Б. – № 6. – С. 493–495.
 18. Грузман А. Д. Распределение мелких фораминифер в олигоценовых отложениях северо-западной части Украинских Карпат / А. Д. Грузман // Палеонт. сб. – 1972. – № 9. – Вып. 1. – С. 17–23.
 19. Грузман А. Д. Палеонтологическая характеристика палеоцен-эоценовых отложений северного склона Украинских Карпат / А. Д. Грузман, А. И. Гуридов, Л. А. Портнягина, Я. В. Совчик // Палеонт. сб. – 1974. – № 11. – Вып. 1. – С. 69–75.
 20. Грузман А. Д. Новые данные о границе мела и палеогена в Скибовой зоне Украинских Карпат / А. Д. Грузман, Л. А. Портнягина // Палеонт. сб. – 1976. – № 13. – С. 90–93.
 21. Грузман А. Д. Зональная стратиграфия по планктонным фораминиферам палеоцена и эоцена южного склона Украинских Карпат / А. Д. Грузман, Н. В. Дабагян // Тез. докл. на VII Всесоюз. микропалеонтол. совещании (Сыктывкар, 5–8 сентября 1977 г.). – Москва : Изд-во АН СССР, 1977. – С. 54–55.
 22. Дабагян Н. В. К систематике семейства Planomaliniidae / Н. В. Дабагян // Вопр. микропалеонт. – 1973. – Вып. 16. – С. 124–134.
 23. Дидковский В. Я. К вопросу о деятельности микрофаунистических лабораторий в западных областях УССР за годы Советской власти / В. Я. Дидковский // Палеонт. сб. – 1983. – № 20. – С. 95–96.
 24. Дулуб В. Г. Ояснительная записка к региональной стратиграфической схеме юрских отложений Предкарпатского прогиба и Вольно-Подольской окраины Восточно-Европейской платформы / В. Г. Дулуб, М. И. Бурова, В. С. Буров, И. Б. Вишняков // УкрНИГРИ. – Ленинград, 1986. – 58 с.
 25. Дулуб В. Г. Представители милиолид из юрских отложений юго-западной окраины Русской платформы и Предкарпатского прогиба / В. Г. Дулуб, А. С. Терещук // Тр. УкрНИГРИ. – 1964. – Вып. 9. – С. 106–110.

26. Дулуб В. Г. О нижнемеловом возрасте ставчанской свиты / В. Г. Дулуб // Палеонт. сб. – 1965. – Вып. 2. – С. 113–115.
27. Дулуб В. Г. Фораминиферы рода *Vaginulina* из нижнемеловых отложений Волыно-Подольской окраины Русской платформы и Предкарпатского прогиба / В. Г. Дулуб // Палеонт. сб. – 1968. – № 5. – Вып. 1. – С. 3–9.
28. Дулуб В. Г. Находка *Guttulina wolburgi* (Bertenstein et Brand) в нижнемеловых отложениях Волыно-Подольской окраины Русской платформы и Предкарпатского прогиба / В. Г. Дулуб // Новые данные по микрофауне Украины. – 1968. – № 15. – С. 10–13.
29. Дулуб В. Г. Новые виды раннемеловых фораминифер рода *Eoguttulina* / В. Г. Дулуб // Новые данные по микрофауне Украины. – 1968. – № 15. – С. 8–9.
30. Дулуб В. Г. Фораминиферы верхнеюрских и нижнемеловых отложений Волыно-Подольской окраины Русской платформы и Предкарпатского прогиба / В. Г. Дулуб // Тр. УкрНИГРИ. – 1972. – Вып. 27. – С. 3–54.
31. Дулуб В. Г. Первые находки раннеоксфордских фораминифер на Волыно-Подоллии / В. Г. Дулуб, А. С. Терещук // Палеонт. сб. – 1972. – № 9. – Вып. 1. – С. 3–9.
32. Дулуб В. Г. Нові дані до стратиграфії юри Волино-Поділля / В. Г. Дулуб, А. С. Терещук // Геологія і геохімія горючих копалин. – 1972. – Вип. 31. – С. 62–67.
33. Дулуб В. Г. Особенности строения стенки раковин позднеальпийских фораминифер Волыно-Подоллии в связи с условиями их обитания / В. Г. Дулуб // Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР. – 1975. – Вып. 333. – С. 246–250.
34. Зональная стратиграфия фанерозоя СССР. Справочное пособие / Андреева-Григорович А. С., Атабекян А. А., Беленкова В. С. и др. – Москва : Недра, 1991. – 160 с.
35. Иваник М. М. Кремнистые микроорганизмы и их использование для расчленения палеогеновых отложений Предкарпатья / М. М. Иваник, Н. В. Маслун. – Киев : Наук. думка, 1977. – 118 с.
36. Колчинцева Л. В. Микрофауна миоценовых образований Бильче-Волицкой зоны Предкарпатского прогиба в свете новых материалов / Л. В. Колчинцева // Палеонтологические исследования в Украине: Материалы I годичной сессии Украинского палеонтологического общества (Киев, 3–5 апреля 1978 г.). – Киев : Наук. думка, 1980. – С. 58–65.
37. Колчинцева Л. В. Некоторые данные о палеоэкологии сарматских остракод Закарпатья / Л. В. Колчинцева // Геологическое строение провинций горючих ископаемых на территории УССР. – Киев : Наук. думка, 1978. – С. 50.
38. Лещух Р. Кафедра історичної геології та палеонтології: Довідково-інформаційне видання / Р. Лещух, А. Іваніна, О. Волошиновська та ін. – Львів : Вид. центр ЛНУ ім. І. Франка, 2006. – 68 с.
39. Маслакова Н. И. Меловая система. Верхний отдел // Геология СССР. Т. 8. Крым / Н. И. Маслакова, А. М. Волошина. – Москва, 1969. – С. 179–200.
40. Маслакова Н. И. Планктонні форамініфери при проведенні межі між альбом і сеноманом у Криму і Радянських Карпатах / Н. И. Маслакова // Висока фауна і флора України. – 1975. – Вип. 3. – С. 68–74.
41. Маслакова Н. И. Стратиграфия и фауна мелких фораминифер палеогеновых отложений Восточных Карпат / Н. И. Маслакова // Материалы по биостратиграфии западных областей Украинской ССР. – Москва : Госгеолтехиздат, 1955. – С. 5–132.

42. Маслакова Н. И. Фораминиферы. Атлас верхнемеловой фауны Северного Кавказа и Крыма / Н. И. Маслакова // Тр. Всесоюз. науч.-исслед. ин-та природн. газа. – Москва, 1959. – С. 87–164.
43. Маслун Н. В. Биостратиграфическая характеристика нижнеэоценовых отложений Внутренней зоны Предкарпатского прогиба / Н. В. Маслун // Геол. журн. – 1976. – № 36. – Вып. 2. – С. 107–114.
44. Маслун Н. В. Нові види аглютинуючих форамініфер з палеогенових відкладів Передкарпатського прогину / Н. В. Маслун // Матеріали до палеонтології кайнозою України. – Київ : Наук. думка, 1977. – С. 59–68.
45. Материалы по биостратиграфии западных областей Украинской ССР. – Москва : Госнаучтехиздат, 1956. – 391 с.
46. Матковський О. Геологічний факультет Львівського національного університету імені Івана Франка: минуле й сьогодні / О. Матковський, Р. Лещух, М. Павлунь // Геолог України. – № 4. – 2010. – С. 25–29.
47. Менкес М. А. Представители рода *Catapsydrax* в эоценовых отложениях юга Украины / М. А. Менкес // Образ жизни и закономерности расселения современной и ископаемой микрофауны. – Москва : Наука, 1975. – С. 279–283.
48. Менкес М. А. Первая находка представителей рода *Burseolina* (Foraminifera) в СССР / М. А. Менкес // Докл. АН УССР. – Сер. Б. – 1976. – № 10. – С. 882–884.
49. Мятлюк Е. В. Ископаемые фораминиферы СССР. Спириллиниды, роталииды, эпистоминиды и астеригериниды / Е. В. Мятлюк // Тр. Всесоюз. нефт. науч.-исслед. геол. развед. ин-та. – Ленинград, 1953. – Вып. 71. – 274 с.
50. Олег Степанович Вялов / Сост. Т. Д. Билинкевич, Л. Д. Пономарева ; отв. ред. Я. О. Кульчицкий. – Киев : Наук. думка, 1991. – 100 с.
51. Палеонтологические исследования в Украине // Материалы I годичной сессии Украинского Палеонтологического Общества (Киев, 3–5 апреля 1978 г.). – Киев : Наук. думка, 1980. – 335 с.
52. Палеонтологічне товариство України / П. Ф. Гожик, Н. В. Маслун, В. І. Єфіменко, Н. М. Жабіна, В. Ю. Очаковський, Т. В. Шевченко, І. С. Супрун. – Київ : Вид-во “Фоліант”, 2017. – 120 с.
53. Палеонтологи Украины. – Киев : ИГН АН УССР, 1980. – 40 с.
54. Пишванова Л. С. Фораминиферы верхнеолигоценых и миоценовых отложений западных областей Украины / Л. С. Пишванова // Тр. УкрНИГРИ. – 1972. – Вып. 27. – С. 205–284.
55. Пишванова Л. С. Маркирующие горизонты планктонных фораминифер в миоценовое время Предкарпатского прогиба / Л. С. Пишванова // Тр. УкрНИГРИ. – 1959. – Вып. 1. – С. 51–56.
56. Пишванова Л. С. Микрофауна из среднемиоценовой тирасской (гипсоангидритовой) свиты / Л. С. Пишванова // Палеонт. сб. – 1966. – № 3. – Вып. 2. – С. 37–39.
57. Пишванова Л. С. Стратиграфия миоцена западных областей Украины по фораминиферам / Л. С. Пишванова // Материалы VIII и IX съездов КБГА. – Киев : Наук. думка, 1974. – С. 35–40.
58. Розумейко С. В. Фациально-экологическое распределение фораминифер в нижних ярусах верхнего мела Вольно-Подольской плиты / С. В. Розумейко // Палеонт. сб. – 1977. – № 14. – С. 14–17.
59. Розумейко С. В. Фораминиферы верхнемеловых отложений юго-запада Восточно-

- Европейской платформы / С. В. Розумейко. – Киев : Наук. думка, 1978. – 177 с.
60. Серова М. Я. Стратиграфия и фауна фораминифер миоценовых отложений Предкарпатья / М. Я. Серова // Материалы по биостратиграфии западных областей Украинской ССР. – Москва : Госнаучтехиздат, 1955. – 374 с.
61. Стратиграфічний кодекс України / відп. ред. П. Ф. Гожик. – 2-е вид. – Київ, 2012. – 66 с.
62. Стратиграфія верхнього протерозою та фанерозою України у двох томах. Т. 1: Стратиграфія верхнього протерозою, палеозою та мезозою України [Текст] / голов. ред. П. Ф. Гожик. – Київ : ІГН НАН України; Логос, 2013. – 638 с.
63. Субботина Н. Н. Стратиграфия олигоценовых и миоценовых отложений Предкарпатья по фораминиферам / Н. Н. Субботина, Р. В. Пишванова, Л. В. Иванова // Микрофауна СССР. – 1960. – Вып. 11. – С. 41–46.
64. Терещук А. С. О новой микрофаунистической зоне *Siderolites krechovi* из верхнемеловых отложений Предкарпатья / А. С. Терещук // Палеонт. сб. – 1961. – № 1. – С. 105–108.
65. Терещук А. С. Расчленение верхнего мела по скважине Перемышляны–103 на Вольно-Подольской окраине Русской платформы / А. С. Терещук, С. В. Розумейко // Геология и геохимия горючих ископаемых. – Киев : Наук. думка, 1969. – С. 69–74.
66. Тузяк Я. Міжнародна Стратиграфічна Шкала: сучасний стан та її значення для оновлення ЗСШ України / Я. Тузяк // Матеріали Міжнародної наукової конференції “Роль вищих навчальних закладів у розвитку геології” (до 70-річчя геологічного факультету Київського національного університету імені Тараса Шевченка), 31 березня–квітня 2014 р. (Київ, Україна). – Київ, 2014. – С. 97–99.
67. Тузяк Я. Створення палеонтологічної інформаційної системи “Paleodata” на базі ІСІР для палеонтологічного музею та лабораторії палеонтологічних досліджень геологічного факультету Львівського національного університету імені Івана Франка / Я. Тузяк // Еволюція органічного світу та етапи геологічного розвитку Землі: Матеріали XXXV сесії Палеонтологічного товариства НАН України (Львів, 19–22 травня 2014 р.). – Київ, 2014. – С. 147–148.
68. Тузяк Я. Львівська мікропалеонтологічна школа: етапи становлення, напрями досліджень, сучасний стан / 40 років Палеонтологічному товариству України / Я. Тузяк // Матеріали XXXVIII сесії Палеонтологічного товариства НАН України. – Київ, 2017. – С. 32–36.
69. Тузяк Я. Мікропалеонтологічні дослідження заходу України на межі тисячоліть: минуле, сучасність, майбутнє / Розвиток промисловості та суспільства. Секція 5. Геологія і прикладна мінералогія / Я. Тузяк // Матеріали Міжнародної науково-технічної конференції (24–26 травня 2017 року, м. Кривий Ріг). – Кривий Ріг, 2017. – С. 56–61.
70. Успехи в изучении микроорганизмов мезо-кайнозоя Украины / [отв. ред. О. К. Каптаренко-Черноусова.]. – Киев : Наук. думка, 1971. – 238 с.
71. Alth A. Wapien Niznowski i jego skamielini / A. Alth // Akad. Umijetnosci w Krakowie. – Krakow, 1881. – N 6. – 160 s.
72. Alth A. Geognostisch-paläotologische Beschreibung der nächsten Umgebung von Lemberg / A. Alth // Haid. Naturwiss. Abhandl. – Wien, 1850. – Bd. III. – Abt. 2. – 113 s.
73. Baker M. Employment for the microscope / M. Baker. – Dodsley, London, 1753. – 403 p.
74. Cushman J. Upper Urassic Foraminifera from the Nizniov limestone of Podole, Poland /

- J. Cushman, K. Glazewski // Cushman Lab. Foram. Research Contr. – 1949. – Vol. 25. – P. 1–11.
75. *Dunikowski E.* Nowe foraminifery kredowego marglu lwowskiego / E. Dunikowski // Kosmos. – 1879. – T. 4. – S. 102–135.
76. *Friedberg W.* Przyczynek do znajomości otwornic kredowego marglu lwowskiego / W. Friedberg // Kosmos. – 1897. – T. 22. – S. 265–296.
77. *Ehrenberg C. G.* Beiträge zur Kenntnis der Organisation der Infusorien und ihrer geographischer Verbreitung, besonders in Sibirien / C. G. Ehrenberg. – Abhandlungen der Königlichen Akademie der Wissenschaften zu Berlin. Aus dem Jahre 1830. Physikalische Abhandlungen, 1830. – 1832. – P. 1–88. – Pls. 1–8.
78. *Ehrenberg C. G.* Mikrogeologie / C. G. Ehrenberg. – Das Erden und Felsen schaffende Wirken des unsichtbar kleinen selbständigen Lebens auf der Erde. – Voss, Leipzig. – 1854. – 374 p.
79. *Grzybowski J.* Die Mikrofauna der Karpathenbildungen: III: Die Foraminiferen der Inoceramenschichten von Gorlice / J. Grzybowski // Acad. Sei. Cracovie, Cl. Sei. Math. Nat., Bull. Internat. – Krakow, 1901. – N 4.
80. *Grzybowski J.* Geological Atlas of Galicja. Tekst do Zeszytu Czternastego / J. Grzybowski. – Wydawnictwa Komisji Fizyograficznej Akademii Umiejętności. – Kraków, 1903. – S. 1–91 (in Polish only).
81. *Haeckel E.* Die Radiolarien (Rhizopoda radiaria) / E. Haeckel. – Berlin, 1862. – Pls. 35.
82. *Latreille P. A.* Histoire Naturelle Genrale et Particulière, des Crustacés et des Insectes / P. A. Latreille, F. Dufart. – Paris, 1802. – Vol. 7. – P. 1–413. – Pls. 58–66.
83. *Lomnicki A. M.* Atlas geologiczny Galicji / A. M. Lomnicki. – Zesz. 7, 9, 10, 18. – Kraków, 1845–1905.
84. *Lomnicki A. M.* Kreda pod Żurawnem / A. M. Lomnicki // Kosmos. – Lwów, 1908. – N 33.
85. *Niedzwiedzki J.* Mikrofauna kopalna ostatnich probek wiercenia we Lwowie w r. 1894 / J. Niedzwiedzki // Kosmos. – 1896. – T. 21. – S. 240–247.
86. *Olszewski S.* Otwornice (Foraminifera) marglu kredowego kotliny lwowskiej / S. Olszewski // Spraw. Komis. Fizjogr. – Krakow, 1875. – T. 9. – S. 95–149.
87. *d'Orbigny A. D.* Tableau méthodique de la classe des Céphalopodes / A. D. d'Orbigny // Annales des Sciences Naturelles. – 1826. – Vol. 7. – P. 96–169; 245–314.
88. *Reuss A. E.* Die Foraminiferen und Fntomostrsceen des Kreidemergels von Lemberg / A. E. Reuss // Haid. Naturwiss. Abhandl. – Wien, 1850. – Bd. IV. – Abt. 1. – 36 s.
89. The Geologic Time Scale 2012 / Gradstein F. M., Ogg J. G., Schmitz M. D., Ogg G. M. (eds.). – Amsterdam : Elsevier, 2012. – Vol. 1, 2. – XVIII+1144 p.

Стаття: надійшла до редакції 10.08.2017
прийнята до друку 27.12.2017

**THE LVIV MICROPALAEONTOLOGIC SCHOOL
AS STAGE FOUNDATION AND DEVELOPMENT
MICROPALAEONTOLOGIC RESEARCHES
IN THE WEST OF UKRAINE**

Ya. Tuzyak

*Ivan Franko National university of Lviv,
Hrushevsky Str., 4, 79005 Lviv, Ukraine
e-mail: yarynatuzyak@gmail.com*

The history of basis and development of micropaleontologic researches in the West of Ukraine, criteria and stages of formation of Lviv micropaleontologic school is stated. The directions of researches and results of achievements of each stage are given. The characteristic of activity of cells – research and production, research and the scientific educational institutions studying mikrofossils is provided. Investments are given to development of studying of microfossils of the western areas of Ukraine researchers of micropaleontologists of different generations. The structure and objects of studying of micropaleontology of the West of Ukraine are established. Current and further trends of development the researches mikrofossils are defined. The theoretical, methodological, practical and cultural and educational value of microfossils studying are shown.

Key words: Lviv micropaleontologic school, microfossils, calcareous, palynology, dinocysts, diatoms, foraminifera, tintinnids, radiolarian, sponge spicules, ostracods, conodont.

**МУЗЕЙ РУДНИХ ФОРМАЦІЙ ГЕОЛОГІЧНОГО ФАКУЛЬТЕТУ
ЛЬВІВСЬКОГО НАЦІОНАЛЬНОГО УНІВЕРСИТЕТУ
ІМЕНІ ІВАНА ФРАНКА
РУДНІ ФОРМАЦІЇ МЕТАЛЕВИХ КОРИСНИХ
КОПАЛИН**

**М. Павлунь, О. Гайовський, Л. Сливко, С. Ціхонь,
О. Шваєвський, Т. Рева**

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

У статті подано інформацію про історію музею рудних формацій геологічного факультету. Описані головні експозиції музею. На прикладі окремих зразків охарактеризовано головні рудні формації металевих корисних копалин.

Ключові слова: рудна формація, штуф, колекція, родовище.

ВСТУП

Музей рудних формацій геологічного факультету Львівського національного університету імені Івана Франка (ЛНУ імені Івана Франка) – винятковий з науково-методичного та навчально-дидактичного погляду, адже подібної змістовної добірки генотипних штуфів (взірців) руд різноманітних рудних формацій немає ні в країнах пострадянського простору, ні в Європі, вірогідно, нема й у геологічних інституціях Америки та Африки. Чому рудних формацій? Та тому, що зібрані штуфи руд відображають природну множину родовищ корисних копалин зі статистично стійкими мінералого-геохімічними парагенезисами, однотипними рисами дискретного стадійно-зонального їхнього розвитку в дуже близьких геолого-структурних умовах залягання (поширення) [2]. Це по суті найвищий рівень узагальнення структурно-речовинного змісту поняття рудної формації як засобу прогнозування вірогідних місць поширення родовищ корисних копалин [3].

Музей рудних формацій відкритий для широкого кола відвідувачів. З одного боку, він є навчальним, адже тут наявні систематизовані колекції руд і картографічні матеріали, необхідні для вивчення курсів “Геологія родовищ корисних копалин”, “Структури рудних полів”, “Корисні копалини України”, “Ендогенні рудні формації”, “Металогенія”, “Економічна геологія” та ін. З іншого боку, експонати дають змогу геологам і природознавцям, які працюють у різних куточках світу, ознайомитися з основними геолого-генетичними і рудно-формаційними типами зруденіння, мінеральними асоціаціями руд та генотипними родовищами металевих і неметалевих корисних копалин. Екскурсанти в музеї можуть дізнатися, що таке руди, який у них вигляд, які їхні головні фізичні і хімічні властивості, чим вони можуть бути корисними для людини і як та коли виникли, у

яких геотектонічних структурах земної кори поширені. Це надважливий пізнавальний та естетичний аспект, особливо для шкільної молоді.

Маючи такий музей та винятковий навчальний кам'яний матеріал, студенти геологічного факультету ЛНУ імені Івана Франка на лабораторних заняттях виконують зворотне завдання щодо теоретичних частин указаних вище лекційних курсів: проаналізувавши текстурно-структурні особливості рудних штупів і речовинний склад мінерального парагенезису, вони визначають тип рудної формації, відповідні геолого-структурні умови поширення зруденіння, попередньо оцінюють масштабність проявів родовищ та їхню найвірогіднішу геотектонічну позицію (платформа, щит, зона тектоно-магматичної активізації, геосинкліналь, вулканічний пояс тощо).

Відтак, музей рудних формацій за профілем є природничим та має наукове, навчальне і загальноосвітнє значення. У музеї систематично відбуваються численні екскурсії шанувальників природознавства, особливо вчителів та учнів загальноосвітніх шкіл, гімназій, коледжів, а також студентів і випускників природничих факультетів різних ВНЗ України. Тут наявний найрізноманітніший кам'яний і картографічний матеріал, цікавий і корисний для будь-якого природо- і краєзнавця, геолога, мінералога, петрографа тощо.

КОРОТКІ ІСТОРИЧНІ ВІДОМОСТІ

Музей рудних формацій організовано 1984 р. при кафедрі геології корисних копалин геологічного факультету ЛНУ імені Івана Франка з ініціативи завідувача кафедри (тоді методів пошуків і розвідки родовищ корисних копалин) професора Є. Лазька. Він структурно належав до навчальної лабораторії методів вивчення родовищ, проте офіційно



Фото. 1. Музей рудних формацій коридорної частини кафедри геології корисних копалин.

zareestrovаний як самостійний підрозділ у статусі громадського музею ЛНУ імені Івана Франка лише 2007 р. (наказ № 132 від 30 серпня 2007 р.). Експонатами є різноманітні руди, що характеризують головні типи рудних формацій і значну кількість конкретних родовищ колишнього СРСР, країн пострадянського простору, Африки, Америки, Азії, зібраних співробітниками геологічного факультету і його випускниками та відповідної кафедри. Із початку заснування кафедри геології корисних копалин 1955 р. їх регулярно формували і поповнювали особистими колекціями рудних штупів М. Головченко, Д. Горжевський, Ю. Дорошенко,

В. Кирилюк, В. Козеренко, Л. Колтун, В. Корнілов, В. Куземко, Є. Лазько, А. Лисак, Ю. Ляхов, Б. Мерліч, Н. Мязь, М. Павлунь, А. Пізнюр, І. Попівняк, А. Сіворонов, Г. Яценко та ін.

Усього в музеї налічується понад 5 000 експонатів, які виставлені у дев'ятнадцятох скляних вітринах та зберігаються в одинадцятьох закритих шафах: у відкритій (демонс-

траційній) систематичній і навчальній експозиції близько 1 200 штуків, у закритих (монографічних) тематичних фондах – понад 3 000, які використовують у науково-навчальному процесі та дидактичній роботі. У 2008 р. вартість музейних одиниць переоцінено відповідно до сучасного рівня світових цін, під час якої на баланс університету поставлено 1 707 експонатів.

СТИСЛИЙ ОПИС ВІДДІЛІВ МУЗЕЮ

Музей площею 65 кв. м знаходиться у коридорній частині кафедри геології корисних копалин геологічного факультету ЛНУ імені Івана Франка (фото 1). Уздовж коридору



Фото 2. Відділ рудних формацій металевих корисних копалин.

музею сформовано два експозиційні відділи з окремими монографічними колекціями і систематичними добірками, а також наявні унікальні закриті фонди, які у разі втрати поновити неможливо:

1) відділ рудних формацій металевих (рудних) корисних копалин – чорних (і легувальних), кольорових, благородних, рідкісних (і розсіяних) та рідкісноземельних металів центральних і східних областей України, Карелії, Уралу, Великого Кавказу і Закавказзя, Середньої Азії, Східного Сибіру, Забайкалля, Далекого Сходу, Зім-бабве тощо (фото 2);

2) відділ рудних формацій неметалевої (або нерудної) мінеральної сировини – родовищ корисних копалин західних і північних областей України, Паміру, Східного Забайкалля, Курильських островів тощо (фото 3).

У музеї рудних формацій наявні дві відкриті монографічні експозиції. “Золоторудна експозиція”, зібрана професором Ю. Ляховим, яка містить нині рідкісні штуфи золотовмісних руд родовищ Східного Забайкалля (Балейське, Дарасунське, Ключівське, Тасєвське й ін.), Східного Сибіру (Сухий Лог), Закавказзя (Зодське) тощо. “П’єзооптичнокварцова експозиція”, сформована професором А. Пізнюром, яка охоплює кварцову кристалосировину пегматитових родовищ Волині (Володарсько-Волинська група), а також гідротермальних родовищ Приполярного Уралу (Пелінгічєй, Піраміда, Додо, Пуйва) і Паміру (Одуді).

Дуже ефективна систематична добірка, присвячена текстурам і структурам руд. Тут підібрано колекцію текстур і структур руд, утворених у різних умовах – від глибинних магм і гідротерм до сформованих внаслідок процесів седиментогенезу та звітрявання.

Наявні три великі шафи зі штуфами руд навчальної колекції, відповідно, текстур і структур руд, їхнього мінерального складу родовищ різних генетичних типів (магматичного, пегматитового, гідротермального, метаморфогенного, осадового тощо) та металевих і неметалевих корисних копалин.

По-своєму унікальні і цікаві матеріали, наявні в закритих фондах. Вони містять частково дублікати демонстраційних штуфів руд, а частково – неопрацьовані колекції, зібрані різними дослідниками. Співробітники музею останніми роками розпочали роботу з перегляду закритих музейних колекцій, комп'ютеризації каталогів, створення бази даних, працюють над модернізацією музею [1].

ВІДДІЛ РУДНИХ ФОРМАЦІЙ МЕТАЛЕВИХ КОРИСНИХ КОПАЛИН

Уздовж довгої північної (лівої) стінки музею виставлено скляні вітрини відділу рудних формацій металевих корисних копалин. В його окремих вітринах наявні експонати родовищ заліза, мангану, ванадію, хрому, титану, нікелю і кобальту, вольфраму, молібдену, міді, свинцю, цинку, срібла, олова, ртуті і сурми, бісмуту, які належать до різних геолого-генетичних типів родовищ і рудних формацій. Лише дві вітрини присвячені різноманітній мінеральній сировині, яку вивчають студенти і співробітники кафедри геології корисних копалин, і п'єзооптичній сировині. У найвіддаленішій вітрині вздовж південної (правої) стінки музею експоновані унікальні й рідкісні кам'яні матеріали з геології родовищ золота Східного Сибіру, Східного Забайкалля, Закавказзя й України (монографічна золоторудна експозиція професора Ю. Ляхова).



Фото 3. Відділ рудних формацій неметалевих корисних копалин.

Експозиція № 1 (перша скляна вітрина вздовж довгої північної стінки), характеризує різноманітні штуфи руд, які вивчають студенти і співробітники кафедри геології корисних копалин. Зокрема, на її полицях експоновано ртутні (кіноварні) і ртутно-сурм'яні (кіновар-антимонітові) руди Південно-Ферганського поясу (родовища Хайдаркан у Киргизстані, ртутно-миш'якові (кіновар-аурипігмент-реальгарові) руди з родовища Кончоч у Таджикистані) з колекції В. Куземка, антимоніт-карбонат-кварцові руди брекчієподібної текстури з родовища Кадам-

джай і власне сурм'яні руди у вигляді радіально-променистих агрегатів антимоніту з родовища Чонкой у Киргизстані з колекції М. Богданової, сурм'яні (ділянка Сурм'яна Гірка) і колчеданно-поліметалеві руди з родовища Ітака у Східному Забайкаллі з колекції С. Куценка. Цікавими є галеніт-сфалеритова з піритом і халькопіритом (у зальбанді) жила в гранітоїдах з родовища Садон на Північному Кавказі з колекції К. Поздеева, геденбергіт-воластонітовий скарн з родовища Тетюхи в Примор'ї з колекції Т. Реви, багата гематит-магнетитова руда з родовищ Криворізького залізорудного басейну, казахстанська азурит-малахітова руда з колекції В. Ковалевського та ін.

Привертають увагу вольфраміт-кварцова жила з грейзенем з родовища Глазковське в Примор'ї з колекції Е. Шиловської, а також штуфи вольфрам-молібденових руд з ко-

лекції музею: друзоподібні виділення берилу і флюориту в грейзені, кварцова жила з вольфрамітом, піритом, молібденітом і флюоритом з родовища Акчатау, прожилкові виділення берилу з накладеною пірит-молібденітовою мінералізацією у грейзені з родовища Коунрад, крупнолускуваті розетки молібденіту в кварцовій жилі серед калішпатизованого граніту з родовища Східний Коунрад у Центральному Казахстані, розеткові і прожилково-вкраплені виділення молібденіту і халькопіриту в калішпатизованому граніті і тектоногенно-смугаста молібденіт-кварцова руда з родовища Жирекен у Східному Забайкаллі, крупнозерниста арсенопірит-шеєлітова руда масивної текстури з родовища Лермонтовське в Примор'ї.

Важливе місце в експозиції посідають руди золота. На її полицях наявні штуфи убогосульфідних кварц-карбонатних золото-срібних руд вулканогенного походження з родовища Кочбулак у Східному Узбекистані з колекції О. Литвиновича, золотоносною кварцовою жилі з вкрапленнями сульфідів Fe, Pb, Zn і Cu та пошарово-прожилково-вкрапленого золото-сульфідно-кварцового зруденіння в графітизованих сланцях з родовища Вернинське, а також пошарово-вкраплених виділень і метакристалів золотоносного піриту в графітизованих сланцях з родовища Сухий Лог у Бодайбинському рудному

районі Іркутської області Росії з колекції В. Єхіванова, золотоносною кварц-сфалерит-галенітовою жилі з родовища Ітака в Східному Забайкаллі з колекції О. Павлюка, золотоносною кварцовою жилі з вкрапленнями сульфосолей та кварцовою жилі з вкрапленнями сульфідів Pb, Zn і телуридів Au з родовища Ювілейне в Іркутській області Росії з колекції А. Ніколенка, золотоносною пірит-арсенопірит-кварц-карбонатною жилі з родовища Дарасун і післяпродуктивної антимоніт-халцедонової мінералізації з родовища Балейське в Східному Забай-

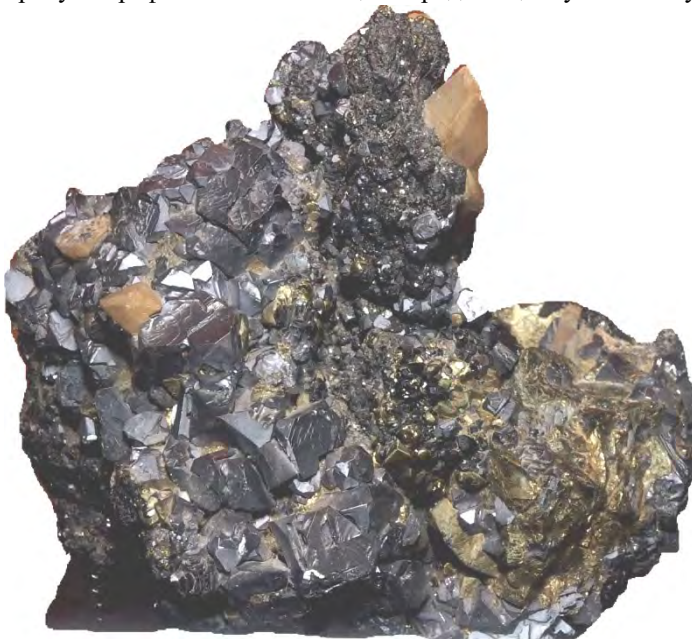


Фото 4. Друза кристалів галеніту, марматиту, халькопіриту і кальциту (родовище Тетюхи, Примор'я).

каллі з колекції музею, смугастої пірит-халько-піритової та масивної пірит-піротин-халько-піритової золотоносною руди з родовища Лебедине в Центральному Алдані з колекції В. Краснощока.

Особливо унікальними в цій вітрині є взірці коматіїту зі структурами "спініфекс" зеленокам'яного поясу Барбертон у ПАР з колекції Є. Сливко, залізо-марганцеві конкреції з колекції Ю. Неверова (1980 р., Філіппінське море, глибина 3200 м, науково-

дослідне судно “Пегас”), залізна руда смугастої текстури (джеспіліт) з чергуванням кварцових і магнетит-мартизових смуг з родовища Мванезі і штуф з видимим золотом у жильному кварці з родовища Елант у Зімбабве, розсіяні виділення темних кристалів танталіту в кварцитоподібному агрегаті гальки з родовища Баква на півночі Зімбабве, друзи кристалів галеніту, марматит (чорний залізистий сфалерит), халькопіриту і кальциту, а також кристали ільваїту $\text{CaFe}_2^{2+}\text{Fe}^{3+}[\text{Si}_2\text{O}_7](\text{O}, \text{OH})$ із зони скарнів свинцево-цинкового родовища Тетюхи в Примор’ї з колекції О. Баклюкова (фото 4), а також масивна пірит-халькопіритова руда із одного з найбільших за запасами золота родовища Ойю-Толгой у Південній Гобі в Монголії з колекції М. Павлуна.



Фото 5. Друзи кристалів кварцу (родовище Пелікан, Полярний Урал).

З неметалевих корисних копалин цієї експозиції виділяють друзи кристалів кварцу, подекуди на серицитизованому сланці з родовищ Пелікан і Новоліубимівське на Полярному Уралі (фото 5), двоголовий псевдогексагонально-дипірамідальний кристал кварцу з волинських пегматитів з колекції Є. Сливко, кварц-польовошпатовий пегматит графічної структури з фрагментами друзової структури і крупний уламок чорного кварцу – моріону з Володарсько-Волинської групи родовищ на Волині з колекції І. Наумка, жовнові фосфорити з $\text{K}_1\text{-2al-sm}$ відкладів Волино-Подільської плити (Середнє Придністров’я, с. Незвись-

ко, Тернопільська обл.), масивна дрібнозерниста сільвінова руда та взірець з прожилком синього галіту у галіт-глинистій масивній породі з Калуського родовища на Івано-Франківщині, друзоподібні скупчення і ритмічно-смугасті метасоматичні виділення самородної сірки в мергелі з Роздільського родовища на Прикарпатті.

Надзвичайно цікавими і нині рідкісними є штуфи експлозивних кімберлітових брекчій з автолитами й ксенолітами вмісних порід родовища Верхньомунське в Якутії з колекції М. Спринського (фото 6), а також взірець з магнетитом у гідротермально змінених кімберлітах родовища Айхал з колекції В. Ковалевського.

В експозиціях № 2–6 експоновано рудні формації чорних (Fe, Mn, Cr) і легуючих (Ti, V, а також Ni, Co, W, Mo) металів. Чорні метали використовують у чорній металур-



Фото 6. Експлозивна кімберлітова брекчія з ксенолітами вмісних порід (Верхньомунське родовище, Якутія).

гії для виробництва чавуну і сталі. Легуючі метали – це спеціально штучно введені в сталь метали для покращення її механічних, фізичних і хімічних властивостей (міцність, пружність, в'язкість, твердість, теплопровідність, жароміцність, жаротривкість, зносостійкість, ковкість, штампування тощо); сталь з такими попередньо заданими властивостями стає технологічно якіснішою.

Експозиції № 2 і 3 містять колекції ендегенних й екзогенних руд родовищ заліза, яке є “хлібом” важкої промисловості, з яких попутно вилучають Ti, V, подекуди Co.

Експозиція № 2 охоплює багато штуфів руд родовищ власне магматичного (пізньомагматичного) та контактово-метасоматичного (скарнового) походження. Особливо помітними є взірці середньо- і густовкраплених (шлірових) ванадієносних титаномагнетитових руд серед піроксенітів і габро-піроксенітів (родовище Качканарське на Північному Уралі), а також густовкраплених і суцільних масивних руд серед габро і габро-амфіболітів (родовища Кусінське на Південному Уралі та Первоуральське на Середньому Уралі). За рудноформаційною належністю вони належать до титаномагнетитової формації, за генезисом – власне магматичні (пізньомагматичні), а за мінеральним складом – титаномагнетитові із кульсонітом, ільменітом, іноді рутилом, містять сульфіди Cu, Pb, Zn, з якими часто асоціює супутня мінералізація Pd, Pt і Au.

Пізнавальними є штуфи томасівських апатит-магнетитових руд родовищ Балтійського щита (Ковдор на Кольському п-ві) з високим вмістом Fe (55–70 %), особливо P (2–4 % і більше). Вони представлені суцільними магнетитовими рудами із вкрапленнями апатиту, флогопіту, кальциту, олівіну, інколи нефеліну серед лужних порід сієнітового складу, які часто-густо просторово і генетично асоціюють з унікальними багатозонними карбонатитовими комплексами.

Вагому групу становить багата колекція рудних штуфів гранат-піроксенових, епідот-піроксенових, піроксен-скаполітових, епідот-скаполітових магнетитових скарнів (деколи з гематитом у вигляді залізного блиску, залізної слюдки і мушкетовітом) родовищ Високогірське, Гороблагодатське (Середній Урал), Магнітогорське (Південний Урал), Соколовське, Сарбайське, Качарське (Північний Казахстан). Як бачимо з експозиції, часто характерною особливістю цих руд є гідротермально-накладені сульфіди Fe, Co, Cu, подекуди Pb і Zn у вигляді актинолітових, кальцитових, кварцових прожилків з кобальтпіритом, марказитом, глаукодотом, данаїтом, халькопіритом, іноді галенітом, сфалеритом, через що руди містять підвищений вміст As і S (до 3 %). Крім того, на полицях є і промислово цінні високоякісні суцільні мартитові руди, які природно очищені від сірки, оскільки виникли у верхніх горизонтах контактово-метасоматичних родовищ унаслідок високого парціального тиску кисню і відтак похідного окиснення сульфідів.



Фото 7. “Табачна” бурозалізнякава руда органогенно-оолітової текстури (Камиш-Бурунське родовище, Керченський півострів).

Особливістю експозиції є й штуфи “українських” титанових руд поки єдиного підготовленого до розробки Стремигородського родовища в Житомирській області. Руди дрібнозернисті ільменітові, іноді апатит-ільменітові в габро, габро-норитах, габро-анортозитах, які просторово і генетично пов’язані з багатофазовим Коростенським плутоном.

Експозиція № 3 містить рудні штуфи родовищ заліза в корах звітрювання, гідротермального, хемогенно-осадового й метаморфогенного походження. Родовища гідротермального походження представлені високотемпературними магномаг-нетитовими (вулканогенно-гідротермальні) і середньотемпературними сидеритовими (телетермальні) штуфами руд. Екзотичними й напрочуд рідкісними є штуфи суттєво магнезіоферитових (магномагнетит з вмістом до 5–8 % MgO) руд, які поширені лише в середній течії р. Ангари на півдні Сибірської платформи (родовище Коршунівське). За структурно-речовинними ознаками, це експлозивні брекчії з уламками метасоматично-змінених карбонатно-теригенних і вулканогенних вмісних порід, що зцементовані магномагнетитом. Відтак, найпоширеніші штуфи руд брекчієвої, брекчієподібно-вкрапленої, вкрапленої, сітчасто-прожилкової, іноді оолітової, шкаралупчастої і масивної текстур.

Інший тип руд представлений штуфами суцільного сидериту FeCO_3 в карбонатних породах (родовище Абаїльське в Південному Казахстані). У зоні окиснення залишкові кори звітрювання (вище рівня ґрунтових вод) по первинних сидеритових рудах розвинуті потужні бурозалізнякові шляпи, експоновані взірці руд яких складені лімонітом з високим вмістом Fe (40–60 %) і незначним P і S – це найцінніша частина запасів їхніх

родовищ (Задбані в Сирії, Бакальське на Південному Уралі).

Наявні й поодинокі взірці інфільтраційної кори звітрювання брунькоподібної, кавернозної, ніздрювато-брунькоподібної текстури гетит-лімонітового й гематитового (червона скляна голова) складу з родовища Кишкенесор у Південному Казахстані.

Особливе місце серед усіх інших посідають штуфи бурих залізняків родовищ України хемогенно-осадового походження. Серед них експозиція містить поодинокі оолітові і



Фото 8. Смугастий магнетит-гематитовий кварцит (Білозерське родовище, Західне Приазов’я).

бобово-оолітові стяжіння континентального (озерно-болотного) походження, рудопрояви яких відомі, головню, на Поліссі. Також широко поширені на півдні України прибережно-морські бурозалізнякові руди (родовища Камиш-Бурунське, Ельтиген-Ортельське, Киз-Аульське Керченського залізрудного басейну), руди оолітової (“ікряні”), землісто-оолітової, землістої (“табачні”, “коричневі”), органічно-оолітової, органічної текстури (фото 7), на глинистому, піщано-глинистому або сидерит-хлоритовому цементі, гідрогетитового і гідрогетит-сидерит-лептохлоритового складу, часто з гематитом, піролюзитом, псиломеланом, віванітом, баритом, глау-

конітом, морською фауною та їхніми відбитками (з колекції Я. Косовського). Вміст заліза в рудах 20–50 %. Характерні постійні домішки легувальних металів – Mn (декілька %), іноді V (до 0,1 %), а також шкідливих домішок – P (до 1,5 % і більше), S (до 0,6 %) і As (до 0,15 %).

Найчисленнішу колекцію цієї експозиції становлять залістисті кварцити і джеспіліти Криворізького залізорудного басейну, а також Білозерського району в Західному Приазов'ї (фото 8), які належать до смугастої залізорудної (або джеспілітової) формації. Світові родовища представлені докембрійськими метаморфізо-ваними товщами тонкосмугастих залістистих кварцитів. Вони складені перешаруванням тонких (міліметри, перші сантиметри) рудних і нерудних (кременистих) прошарків. Рудні прошарки – магнетит, гематит (залізний блиск, залізна слюдка), нерудні – кварц, хлорит, серицит, амфіболи, піроксени, гранат, егірин, тальк. Руди порівняно бідні (20–40 % Fe) і потребують збагачення. Типові домішки Ge (до 27 г/т), іноді Au, Ni. Єдиним поки експонатом золотовмісної залізної руди з вмістом 52 % FeO і 0,2–0,5 % Au є магнетит-гематит-мартитова руда родовища Мванезі в Зімбабве із колекції О. Баклюкова (фото 9).

За походженням – це первинно морські біохімічно-осадові відклади (первинний матеріал, з якого вони виникли – синьо-зелені водорості) кременисто-залістистого складу, під дією високої температури і тиску згодом метаморфізовані в докембрії в умовах зелено-сланцевої–амфіболітової фації.

Разом із залістистими кварцитами експоновані штупи багатих “мартенівських” гематитових,

магнетитових, магнетит-гематитових суцільних руд сланцюватої і плейчистої текстури, з високим вмістом заліза (50–70 % Fe) і незначним – шкідливих домішок (S, P – соті %). Такі руди високоякісні і не потребують збагачення. Багаті руди серед стратифікованих товщ залістистих кварцитів є епігенетичними і виникли за участю високотемпературних гідротермальних розчинів глибинного або ювенільного походження, які циркулювали на тектонічно сприятливих ділянках. Вони призводили до вибіркової перекристалізації залістистих компонентів і винесення кремнезему, нагромаджуючи залізо як перевідкладений матеріал.

Незначну кількість штупів високоякісних гематитових (мартитових, залізнослюдкових) руд пов'язано з процесами тривалого давнього звітрювання внаслідок вилуговування кварцу і розкладання силікатів залістистих кварцитів, а також окиснення багатих руд. За віком утворення руди таких родовищ формувалися в найдавнішій мегацикл – в архей і, найбільші за масштабами, у нижньому протерозої.



Фото 9. Золотоносна магнетит-гематит-мартитова руда (родовище Мванезі, Зімбабве).

Експозиція № 4 ілюструє руди марганцю – вірного супутника заліза і хрому – нержавіючого металу. Найпоширенішими на її полицях через особливе значення є прибережно-морські осадові марганцеві руди родовищ Нікопольського марганцеворудного басейну (Дніпропетровська і Запорізька області в Україні) та родовища Чіатурі в Західній Грузії. Експонати представлені багатими оксидними (піролюзит-псиломелан-манганітовими) і порівняно бідними карбонатними (родохрозитовими) рудами. Лише подекуди помітні примазки вмісних піщанистих, піщано-глинистих і карбонатних відкладів (мономіктові кварцові, поліміктові польвошпат-кварцові з глауконітом піски і пісковики, монтморилонітові й вапнисті глини та мергелі). Руди оолітової, кавернозно-овоїдної, конкреційної (від перших до десятків см), землястої будови.

Поодинокі експонати марганцевих руд з родовища Полуночного на Північному Уралі представлені латеритними марганцевими шляпами залишкових кір звітрювання. Руди складені так званими вадами – сажистими пухкими або масивними щільними окисненими піролюзит-псиломелан-вернадитовими ($MnO_2 \times H_2O$) гіпергенними рудами. Вони утворилися по марганцевмісних осадово-карбонатних (вапняки, доломіти) і первинних метаморфізованих (гондити, джеспіліти) або магматичних (кодурити Індії, дуніти Уралу) силікатних породах, а також марганцевих скупченнях (які часто не мають промислового значення) інших генетичних типів (наприклад, штуф гідрооксидів мангану на родохрозиті з родовища Саянзак у Кузнецькому Алатау) в умовах теплового, вологого тропічного клімату.

Унікальними і відтак надзвичайно цінними є експонати принципово нового типу марганцеворудних скупчень морського (вулканогенно-осадового) походження формації океанічних залізо-марганцевих конкрецій. Розміри конкрецій до 3–7 см, складені вони, головню вернадитом і гідрогетитом (з колекції Ю. Неверова, 1980 р., Філіппінське море, глибина 3200 м, науково-дослідне судно “Пегас”). Скупчення конкрецій приурочені до давніх та сучасних теригенно-вулканогенних відкладів (лави андезитів і кератофірів, туфи, туфіти, яшми, вапняки, доломіти) пелагічних областей океанів і залягають в глибоководних (до 8 000 м) червоних глинах і радіолярієвих мулах екваторіальної частини Тихого, Індійського, Атлантичного океанів. Концентрація конкрецій на видобувних ділянках 10–20 кг/м². Джерелом Mn для них були підводні вулканічні екзгалації, гідротерми донних базальтів або знесення з континенту. Середній вміст марганцю в рудах 20 %, заліза –15 %. Руди комплексні на Co (0,1–0,5 %), Ni (> 1 %), Cu, Au, Ag, Ba, V, Mo, Zn (адсорбовані на вернадиті).

Запаси унікальні – сотні млрд т, що в сотні разів перевищує сумарні запаси марганцю всіх родовищ Землі, утім дуже складні гірничотехнічні умови їхнього промислового використання. Конкреції формуються безперервно донині, тому запаси цих руд щорічно зростають на 10 млн т.

Окрему полицю посідають штуфи власне морських (вулканогенно-осадових) залізо-оксидних (головню, гематитових, магнетит-гематитових з манганосидеритом) й слабкометаморфізованих марганець-оксидних (брауніт-гаусманітових з якобситом) руд (так званий атасуйський тип) з родовищ Західний Каражал і Джезди в Центральному Казахстані. Залізні руди масивні, шаруваті з прошарками вмісних вулканогенно-осадових порід (туфи, туфіти, трахітові і ліпаритові лави, альбітофіри, вапняки, яшмоїди, аргіліти), містять S (важкі ізотопи), Ba, Ge, що не притаманно для власне осадового процесу. Джерелом заліза для них були значно віддалені від берега придонні підводно-вулканічні екзгалації. Безводні марганцеві руди щільні, кристалічно-зернисті, у вигляді конгломе-

рато-брекчій з брауніт-гаусманітовим цементом та уламками вмісних червоних яшм, скременілих вапняків, темно-сірих графітовмісних глинистих сланців. Вміст марганцю в рудах 18–30 %, містять Fe (якобсит, гематит), W, а в тонкошаруватих строкатих вмісних породах – Pb, Zn і підвищені вмісти Ba, As. Є ще й експонати багатих змішаних брауніт-піролюзитових, псиломелан-брауніт-гаусманітових брекчіеподібних руд з вмістом 50–70 % Mn, що виникли неподалік поверхні в лінійних корах звітрювання внаслідок окиснення первинних руд.

Привертають увагу цікаві експонати хромітових руд з родовища Донського (Кемпірсайське рудне поле, Південний Урал), які мають власне магматичне походження. Руди від дрібно- до середньо- і крупнозернистих, головню, масивної і густовкрапленої, зрідка нодулярної (вузлуватої), шліроподібної (о. Сахалін), смугасто-вкрапленої текстури. Вони складені хромшпінелідами (магнохромітом, хромпикотитом, алюмохромітом), зрідка з іншими хромовмісними мінералами – уваровітом $\text{Ca}_3\text{Cr}_2^{3+}[\text{SiO}_4]_3$, фукситом (мусковіт з вмістом до 6 % Cr_2O_3), хромовим хлоритом, хромдіопсидом, хромвезувіаном, хромтурмаліном, а також прожилками карбонатів (анкерит, брейнерит, кальцит). Такі руди не потребують збагачення, тому є промислово найціннішими. Деякі взірці валунчастих руд з Саранівського родовища (Середній Урал) демонструють елювіальні та елювіально-делювіальні розсипи, що виникли під час звітрювання й ерозії корінних магматичних родовищ в ультраосновних масивах і представлені розвалами уламків дунітів і перидотитів з хромшпінелідами.



Фото 10. Крупнокристалічний вольфраміт у центральній частині кварцової жили (родовище Караоба, Центральний Казахстан).

Експозиція № 5

демонструє руди вольфраму – швидкоріжучого металу і молібдену – металу броні. Вольфрам і молібден геохімічно належать до рідкісних (низькі кларки порядку 10^{-4} % і менше), а галузево – до чорних і легованих металів, адже 95 % цих металів споживає саме чорна металургія. Колекція штуфів Лермонтовського родовища

(Примор'я) з формації молібдено-носних шеелітових скарнів. За мінеральним складом експозиція містить два типи зруденіння: 1) власне шеелітові гранат-піроксенові скарни, в яких ідіоморфний шееліт рівномірно розсіяний у скарнах або ж збагачує окремі ділянки (часто в асоціації з кварцом) у вигляді гнізд і прожилків; 2) кварц-молібденітові, сульфідно-кварцові, масивні сульфідні або власне молібденітові січні жили (сфалерит, галеніт, халькопірит, арсенопірит, піротин, пірит), у яких молібденіт та інші метасома-

тичні виділення сульфідів є пізнішими, накладеними на шеелітові скарни і на прилеглі до скарнів бічні породи.

Численна і захоплива колекція взірців молібденіт-вольфрамітової формації, родовища якої належать до високотемпературних (540–400°C) пневматолітово-гідротермальних (грейзенових) утворень великих глибин (до 5–7 км). Вони широко відомі в азіатській частині Тихоокеанського рудного поясу, Центральній Азії (родовища Караоба, Акчатау, Східний Коунрад, Північний Коунрад у Центральному Казахстані) та Забайкаллі (родовище Бом-Горхон). Руди представлені кварцовими жилами (фото 10), головно в зальбандах із крупнозернистими призматичними кристалами вольфраміт-гюбнериту, розеткоподібними виділеннями молібденіту, вісмутином, каситеритом, арсенопіритом і також високотемпературною асоціацією флюориту, берилу, топазу, турмаліну, подекуди шееліту серед кварц-слюдистих (мусковітових), слюдистих (мусковітових, жильбертитових), кварцових, кварц-топазових грейзенів та грейзенізованих гранітів. Відтак, такі родовища комплексні рідкіснометалеві (W, Mo, Li, Be, Sn, Bi, As), акумулюють 60 % світових запасів W і дуже важливі для його видобутку. Зокрема, цінним є експонат козаліт (Pb₂Bi₂S₅)-гюбнерит-пірит-кварцової асоціації (Бом-Горхон у Центральному Забайкаллі) як потенційне джерело видобутку Bi.

Експозиція рудних штуфів родовища Жирекен у Східному Забайкаллі особлива тим, що з ними пов'язані найкрупніші промислові концентрації Mo у всьому світі (понад 90 % запасів) і є основним джерелом його видобутку (~ 95 %). Вони належать до середньотемпературних гідротермальних родовищ помірних глибин (1,5–3 км) і розкривають монометалевий власне молібденовий жильно-штокверковий тип родовищ (молібденова формація), які широко поширені в Канадських і Північноамериканських Кордильєрах – у них знаходиться близько 60 % запасів Mo. Колекції взірців представлені прожилковими і прожилково-вкрапленими молібденовими і молібден-мідними рудами серед вторинних кварцитів – гідротермально-метасоматичних порід, що утворилися під час окварцювання гранітоїдів. Мінеральний склад руд: рудні – молібденіт, пірит, халькопірит, борніт, магнетит, вольфраміт, галеніт, сфалерит; нерудні – кварц масивний. Вони утворюють гідротермально накладене, головно, дрібне вкраплення у вторинних кварцитах. У рудах (молібденіті) є Re.

Такі родовища мають важливе значення для видобутку Mo, Re і Cu (до 60 % видобутку), другорядне для W (5 % – незначні за запасами). Вміст Mo в рудах незначний – 0,01–0,1 %, Cu – 0,5–1 %, однак родовища дуже крупні.

Штокверкові родовища характеризуються величезними запасами (сотні тис. т Mo і млн т Cu), можливістю відробки багатьох з них відкритим (кар'єрним) способом, високим коефіцієнтом вилучення металу, комплексністю руд (Mo, Cu, Re, W, Bi, Au, Ag, Pb, Zn та ін.) – усе це забезпечує низьку собівартість видобутку й робить ці родовища найрентабельнішими для експлуатації нині та в майбутньому.

Експозиція № 6 закономірно продовжує “молібденову” тему, а також містить експонати руд міді, нікелю і кобальту. Штуфи мідно-молібденового прожилково-вкрапленого і вкрапленого типу руд (мідно-молібден-порфірова формація) належать до середньотемпературних (350–250 °C) гідротермальних родовищ помірних глибин і представлені на вітрині мідним і молібден-мідним штокверковим типом зруденінням у вторинних кварцитах з родовища Каджаран (Памбак-Зангезурський рудний пояс, Вірменія). Головні рудні мінерали наявних у музеї експонатів мають стійкий мінеральний склад: халькопірит і молібденіт, утім у різних співвідношеннях – від переважання халь-

копіриту до домінування молібденіту з переходами від мідних через мідно-молібденові до молібденових руд; другорядні – пірит, борніт, магнетит. Вони утворюють рівномірне розсіяне дрібне вкраплення у вторинних кварцитах, а також становлять мережу сульфідно-кварцових прожилків, які перетинаються. Характерні особливості таких родовищ: 1) зруденілими є величезні маси породи з дуже крупними запасами (млн т); 2) можливість розробки родовищ відкритим способом механізованими кар'єрами; 3) витриманий на значні глибини середній вміст міді – від 0,3–0,8 – у первинних рудах до 1–1,5 % – в окиснених, молібдену – 0,005–0,05 %; 4) більшість молібден-мідних родовищ мають порівняно низький вміст Cu і Mo, руди бідні, однак дуже економічно важливі, бо є комплексними – з другорядних домішок вилучають Re, Au, Ag, Se, Te, Bi.

Наявна невелика колекція власне мідних руд з контактово-метасоматичних (скарнових) родовищ Гумешевське на Середньому Уралі і Саякське в Центральному Казахстані. Головні рудні мінерали: халькопірит, борніт, а також малахіт, азурит і куприт (у зоні окиснення); другорядні – піротин, пірит, молібденіт, інколи магнетит, гематит (залізна слюдка) і лімоніт (у зоні окиснення); нерудні – піроксени (саліт, геденбергіт), гранати (андрадит), актиноліт, епідот, хлорит, карбонати, кварц. Вміст міді в рудах високий (1–10 %), утім нерівномірний – у вигляді жил і дрібних прожилків, гнізд і лінз, розсіяних у скарнах. Це накладено-скарновий тип мідного зруденіння (мідно-скарнова формація), утворений метасоматичним шляхом унаслідок заміщення силікатних, а на родовищі Саякське магнетитовмісних скарнів, тобто на які в апоскарновий гідротермальний (500–200 °C) етап були накладені сульфідні.

Особливо численною із порівняно великими за розмірами взірцями є колекція сульфідних мідно-нікелевих руд Кольського півострова, зокрема, Печензької (Каула, Жданівське) і Мончегорської (Ніттис, Кумужья) груп родовищ, а також північно-західної окраїни Сибірської платформи (Норильська група). Усе розмаїття наявних штуфів можна розділити на: 1) шлірові, бідні смугасто-вкраплені і прожилково-вкраплені руди; 2) багаті масивні, дрібно- і середньозернисті густовкраплені і брекчієві (які цементують уламки материнських та бічних порід) руди. Їхній мінеральний склад доволі витриманий: головні рудні мінерали – нікелістий піротин, кобальтистий пентландит, халькопірит, подекуди кубаніт CuFe_2S_3 і борніт; другорядні – магнетит, пірит. Деякі взірці мідно-нікелевих руд разом з вмісними основними й ультраосновними породами (габро, норити, габро-діабази, долерити, перидотити, піроксеніти). Надзвичайно цінними є експонати з прожилково-вкрапленим і вкрапленим халькопірит-пентландитовим зруденінням у, відповідно, серпентинізованому перидотиті і середньозернистому олівіновому піроксеніті з маловідомих родовищ Котсельваара і Ньюд'явур Печензького рудного району.

За генезисом усі ці родовища належать до власне магматичного (ліквацийного) типу, сульфідно-мідно-нікелевої з платиноїдами формації. Вміст Ni у них від 0,5 до 5 %, у середньому 1–3 %, Cu – від 1 до 20 %. Співвідношення Ni:Cu в рудах різне: на одних родовищах 2:1, на інших – 1:2; Co:Ni у рудах від 1:20 до 1:40. Більшість руд містить у достатній для вилучення кількості Ni, Cu, Co, платиноїди, Au, Ag, Se і Te.

Нікелеві руди представлені в експозиції доволі багатою колекцією з родовища Черемшанське – одного з численних промислових об'єктів видобутку залишкових силікатних родовищ кобальтвмісних нікелевих (гарнієрит-нонтронітових) кір звітрювання Середнього Уралу. Такі руди виникли внаслідок латеритного звітрювання серпентинізованих ультраосновних порід – багатих магнієм дунітів і перидотитів в умовах тропічного

клімату. Серед зібраних матеріалів вітрина містить штуфи руд усіх трьох зон повного профілю латеритної кори звітрювання: 1) верхня зона залізистих латеритів представлена штуфами пухких, порошковато-кавернозних вохристих гідроксидів заліза (лімоніт), подекуди з бурим нонтронітом, опалом, халцедоном та збереженими реліктовими структурами ультрабазитів; 2) середня зона гарнієрит-асболонових руд у вигляді пластичних, грудкуватих, пухких і порівняно легких експонатів, що складені гідросилікатами нікелю зеленкуватого забарвлення: світло-зелений гарнієрит, зеленкуватоголубий рединськіт, нікельвмісні хлорити, феригалуазит $(Al, Fe)_4[Si_4O_{10}](OH)_8 \times 4H_2O$ та частково у вигляді кірок і дендритів на площинах окремоті гідроксидів кобальту (чорний асболоан); 3) нижня магнезитова (керолітова) зона охоплює цікаві експонати гідросилікатів і карбонатів магнію – нікелістого кероліту $(Mg, Ni)_4[Si_4O_{10}](OH)_4 \times 4H_2O$ і прихованокристалічного магнезиту.

Серед великого різноманіття комплексних сульфідно-арсенідних руд, які є важливими для видобутку Co, на вітринах цієї експозиції зібрано штуфи руд з родовища Хову-Акси в Туві. Воно належить до середньонизькотемпературних гідротермальних родовищ нікель-кобальтової формації. Руди представлені сформованими в приповерхневих умовах кварц-карбонатними жилами і жилородібними тілами, зруденілими брекчіями з дрібними вкрапленнями і неправильними коломорфними, а подекуди ниркоподібними виділеннями сульфоарсенідів Ni і Co. За мінеральним складом наявних на вітринах експонатів руд – це багатий шмальтинхлоантит-нікелін-аргентитовий (миш'як-кобальтовий) тип зруденіння з рамельсбергітом і сафлоритом, а із зони окиснення – з зеленим анабергітом і рожевим еритрином (по тріщинах). Карбонати представлені кальцитом і доломітом, подекуди анкеритом і родохрозитом.

У експозиціях № 7–11 експоновані рудні формації кольорових металів, зокрема, важких (Cu, Pb, Zn, Sn), легких (Al) і так званих малих (Hg, Sb, As) через їхні низькі кларки. Ці метали використовують у кольоровій металургії для виплавки різних сплавів,



Фото 11. Хвилеприбійні знаки в пісковіку, що фіксовані борнітовими і халькопіритовими прошарками (родовище Удоканське, Північне. Забайкалля).

особливістю яких є висока антикорозійна стійкість та довговічність зі збереженням важливих якостей.

Експозиція № 7 важлива і цінна тим, що у ній зібрано руди міді – третього за стратегічним значенням металу після заліза й алюмінію. На її вітрині знаходиться кам'яний матеріал, який характеризує помірноглибинне середньо-низькотемпературне Джекказганське родовище в Центральному Казахстані і, вірогідно, осадове (біохімічно-осадове) Удоканське родовище в Північному Прибайкаллі. Вони однотипні за геологічними умовами утворення й мінеральним складом руд та належать до формації мідистих пісковиків і сланців.

Штуфи руд Удоканського родовища представлені мідистими пісковиками – типовими осадовими утвореннями седиментогенного характеру, навіть з добре вираженими хвилеприбійними знаками на поодиноких взірцях, що фіксовані прошарками різного мінерального складу (фото 11). Вони утворилися винятково в морських мілководних умовах сірководневої фації за значної ролі мікроорганізмів – анаеробних бактерій. Як бачимо з вітрини, міденосні породи представлені пошаровим чергуванням строкатих пісковиків з багатоярусним вкрапленням, дрібним розпиленням (десяті долі мм) і стяжіннями сульфідів – рештками “зруденілих бактерій”. Так як осадження міді відбувалося в умовах відновного середовища, то зруденілі прошарки штупів мають сіро-зелене забарвлення (окиснені сульфідні міді). Натомість зруденіння відсутнє в шарах бурого забарвлення, яке було відкладене в окиснювальній обстановці, коли мідь залишалася в розчині, а випадали гідроксиди заліза (наприклад, пірит перетворений на лімоніт).

Мінеральний склад руд витриманий: халькозин, борніт, халькопірит, іноді магнетит, піротин, пірит. Вони не заміщують карбонатний цемент пісковиків, а є продуктом взаємодії морської води, що містить мідь, з анаеробними бактеріями сапропелевого мулу на дні мілководного моря. У зоні окиснення у вигляді плівок і примазок по тріщинах і в кавернах розвинуті малахіт, азурит, хризокола, ковелін. Ці руди комплексні, крім Cu, з руд вилучають Zn, Pb, Ag, Au, V, Mo, Ni, Pt, Pd, Re, Co, Bi, однак зруденіння убоге (1,5 % Cu).

Колекція руд з Джекказганського родовища охоплює багаті вкраплені і прожилково-вкраплені халькопірит-халькозин-борнітові руди, приурочені до строкатих шаруватих карбонатно-піщано-сланцевих порід – це пористі і тріщинуваті сірі пісковики з карбонатним цементом (по якому розвивалися сульфідні міді), алевроліти, аргіліти, доломіти, вапняки. У зоні окиснення розвинуті малахіт, азурит, куприт, хризокола, ковелін. На відміну від руд удоканського типу бачимо, що з ними тісно просторово асоціюють мідноссульфідно-кварцові і кальцитові прожилки з піритом, сфалеритом, галенітом, лінеїтом, молібденітом тощо. Вміст міді – 4–6 % і більше, руди подекуди комплексні з промисловим вилученням Co і U (Мідний пояс Центральної Африки), Zn (~ 0,5 %), Pb (~ 1 %).

Ще одну важливу і численну колекційну групу становлять взірці малоглибинного (до 1,5 км) середньотемпературного гідротермального типу родовищ мідно-колчеданної формації. Серед них кількісно переважають руди з родовищ Гайське, Сібайське і Карабашське на Південному Уралі та Дегтярське й Пишмінське – на Середньому, менше – із родовищ Ніколаєвське і Тішинське в Рудному Алтаї, а також Алавердинського у Вірменії.

Притаманна і відмінна від інших особливість цих експонатів полягає в тому, що їхні руди суцільні масивні (порцеляноподібні), дрібно-середньозернисті й тільки зрідка густовкраплені і прожилково-вкраплені, поширені коломорфні текстури руд, а також

повнокристалічні багаті руди смугастої, плямистої і брекчієвої текстур. Мінеральний склад руд: головні (80–90 %) – пірит, марказит і мельниковіт (коломорфна відміна піриту-марказиту), халькопірит, піротин; другорядні (15–20 %) – борніт, сфалерит, галеніт, самородне золото, бляклі руди; нерудні (2–5 %) – барит, кварц, карбонати, гіпс. Залежно від кількісного співвідношення цих мінералів руди на родовищах колчеданно-поліметалеві, мідно-колчеданні, сірчано-колчеданні. Поодинокі уламки вмісних порід представлені метасоматитами кварц-серицит-хлоритового, серицит-кварц-альбітового складу, які розвивалися, як і саме зруденіння, метасоматичним шляхом у сприятливих для заміщення вулканітах (порфірити, дацити, ліпарити, брекчії кератофірів і спілітів, туфи), вапняках та інших проникних породах. За генезисом це типові ексгальційно-осадові утворення, що виникли в придонній частині трогових зон у зв'язку з підводними вулканічними ексгальціями сірчаних сполук металів на ранніх етапах розвитку геосинкліналей.

Мідно-колчеданні руди комплексні, з них, крім Cu, вилучають Zn, Au, Ag, As й елементи-домішки – Cd, Se, Te, Ge, Tl, Ga, Co. Пірит, який кількісно переважає в рудах, є сировиною для сірчаноокислотного виробництва. У Японії з них вилучають ще й гіпс і барит. Вартість цих домішок іноді перевищує вартість міді. Вміст Cu – 1,5 %, Zn – 2 %.

Дуже цінними серед “мідної” колекції є поодинокі штуфи “української” міді з волинських рудопроїв. Вони представлені доволі крупним вкрапленням (5–7 мм) самородної міді в мигдалинах платобазальтів берестовецької світи нижнього венду. Такі родовища є низькотемпературними гідротермальними помірних глибин і належать до екзотичної формації самородної міді.

Експозиція № 8 цілком присвячена рудам двох нерозлучних друзів – свинцю і цинку. Вітрина відображає будову й речовинний склад руд родовищ різних генетичних типів і рудних формацій. Зокрема, свинцево-цинкові штуфи руд з родовищ Алтин-Топкан (Південний Тянь-Шань, Таджикистан) і Тетюхи (Сіхоте-Алінь, Примор'я) визначають галеніт-сфалеритову скарнову формацію. Зруденіння вкраплене, розвинуте вздовж тріщин, деінде суцільне масивне, приурочене до гранат-піроксенових і воластонітових скарнів і є накладено-скарнового типу, тобто ці скарни метасоматично заміщені пізнішими сульфідами Pb і Zn. Мінеральний склад руд: рудні – галеніт, високотемпературний залізистий сфалерит – марматит, зрідка халькопірит, піротин, арсенопірит, пірит, іноді гематит (залізний блиск); нерудні – діопсид, геденбергіт (снопоподібний), воластоніт, андрадит, аксиніт, епідот та ін. Руди комплексні на Pb, Zn, Cu, Bi, Ag (домішка в галеніті), Cd і In (домішки в сфалериті). Геохімічне кількісне співвідношення Pb:Zn = 1:1.

Найважливіша колекція штуфів свинцево-цинкових руд середньотемпературних гідротермальних родовищ, які мають найбільше промислове значення. Вони охоплюють:

1. Поліметалеву метасоматичну формацію в карбонатних породах, зокрема, Приаргунського поліметалевого поясу (Горний Зерентуй, Благодатське, Ново-Благодатське, Кадаїнське Нерчинської групи родовищ у Східному Забайкаллі), родовищ Горівське на заході Єнісей-ського кряжу та Акжал у Центральному Казахстані. Для них притаманні масивні, гніздоподібні, брекчієві й особливо смугасто-вкраплені, прожилково-вкраплені «бурундучні» текстури руд із метасоматичними виділеннями дрібнозернистого галеніту, сфалериту, піриту, інколи арсенопіриту, піротину, сульфосолей (бляклі руди, буланжерит, зрідка прустит, піраргірит). З жильних мінералів є кварц, кальцит, доломіт, анкерит. Вмісні карбонатні породи гідротермальні змінені – доломітизовані й окварцьовані.

З цих руд видобувають Pb+Zn (1:1), Ag, Cd. У зв'язку з цим цікавим і цінним є взірць сфалериту з буланжеритом у карбонатній породі з родовища Горний Зерентуй у Східному Забайкаллі.

Особливе місце посідають штуфи галеніт-бурнонітової, джемсоніт-галенітової руди й взірць з буланжерит-галенітовим прожилком у карбонатних породах з родовища Богутин рудного району Пшибрам у Чехії, а також дуже рідкісний експонат масивної шватцитової руди із вкрапленням халькопіриту з родовища Рудняки Спішсько-Імерського рудогір'я в Словаччині. Як відомо, шватцит $(\text{Hg}, \text{Cu})_3\text{SbS}_3$ – це блякла руда (тетраедрит) з вмістом до 13–17 % Hg, яка також є промисловим мінералом на ртуть.

2. Колчеданно-поліметалева формація у вулканогенних породах з родовищ Зирянівське і Рідер-Сокільне в Рудному Алтай. Вони представлені метасоматичними скупченнями суцільних і вкраплених сульфідних руд крупнозернистої структури. Мінеральний склад таких руд доволі складний: рудні – галеніт, сфалерит, пірит, халькопірит, самородні Au і Ag, телуриди Au і Ag, сульфідні і сульфосоли Ag і Sb; жильні – кварц, карбонати (доломіт, кальцит), барит. Релікти вмісних вулканогенно-осадових порід брекчіювані і метасоматично змінені – окварцьовані, серицитизовані, доломітизовані і хлоритизовані, перетворені в кварц-карбонат-хлорит-серицитові метасоматити.

Їхні родовища комплексні на Pb+Zn (1:5), Cu, Au, Ag та елементи-домішки (Cd, In, Ge, Ga, Se, Te), іноді Co, Ni. З газоподібних продуктів металургійної переробки вилучають також As, S, Bi, Sb (загалом до 17 металів).

3. Галеніт-сфалеритова жильна формація з родовищ Холст і Архон Садонської групи на Великому Кавказі (Гірська Осетія), Зодське на Малому Кавказі (Вірменія), а також Ново-Широкинське в Східному Забайкаллі. Рудні штуфи здебільшого представлені прожилками з вкрапленими й масивними рудами серед брекчіюваних та гідротермально змінених (хлоритизованих, березитизованих, серицитизованих) силікатних порід (гранітоїдів, вулканітів, пісковиків). На вітрині можна побачити експонати таких рудоутворювальних мінеральних асоціацій:

- а) допродуктивної кварц-пірит-піротин-арсенопіритової високотемпературної;
- б) основної продуктивної кварц-сфалерит-галенітової середньотемпературної;
- в) післяпродуктивної кварц-кальцитової з гіпсом і баритом низькотемпературної.

Родовища цієї формації численні, руди багаті і комплексні на Pb, Zn, Au, Ag, Bi, Cd.

Характерним є цікавий взірць у вигляді кварцової жили з телуровісмутином Bi_2Te_3 з родовища Зодське у Вірменії.

Одноосібну колекційну групу становлять руди галеніт-сфалеритової метаморфізованої формації, представлені Холоднинським родовищем у Північному Прибайкаллі. Як бачимо з вітрини, сульфідні свинцю і цинку метасоматично заміщують вмісні метаморфічні породи, розвиваючись по багатих на CaO і MgO силікатах – кварц-біотит-гранатових, діопсид-гранат-плагіоклаз-кварцових і кварц-графіт-карбонатних кристалосланцях, діопсидових гнейсах. Зруденіння масивне, вкраплене, дрібно- і середньозернистої структури, гнейсоподібно-смугастої, подекуди завилькуватої текстури. Мінеральному складу руд притаманний залізистий тренд: рудні – високотемпературний сфалерит (марматит), галеніт, пірит, піротин, магнетит, халькопірит, борніт; нерудні – андрадит, турмалін (шерл), графіт, кварц. Такі родовища мають метаморфогенно-гідротермальне походження і є глибинними високотемпературними.

Заслугує на увагу також поки один-єдиний експонат надзвичайно цікавого стратиформного родовища Сардана в Якутії, що представлений нечіткосмугастою сфалеритовою рудою з вкрапленнями галеніту та кальцит-доломітовими прожилками в карбонатних породах. Це родовище належить до свинцево-цинкової рифової формації з розряду екзотичних, яку вирізняє з галеніт-сфалеритової стратиформної формації у карбонатних породах (так званий “сарданський тип”). За походженням це осадово-гідротермальне, середньо-низькотемпературне телетермальне родовище, що залягає серед осадових, головню, карбонатних порід (вапняків, доломітів), і формує своєрідні рудні тіла у вигляді великих “паляниць”.

Експозиція № 9 охоплює руди сурми і ртуті. Усі вони належать до промислово найважливіших низькотемпературних гідротермальних родовищ, мінерали яких відклалися внаслідок змішування рудовмісних ювенільних (магматогенних) розчинів із вадозними (поверхневими), збагаченими киснем водами. Експозиція містить два типи руд, які виникли на різних глибинах: 1) сформовані на помірних глибинах, де прямий зв'язок зруденіння з магматизмом не виявлено. Такі руди є найважливішим джерелом Sb і Hg у

світі; 2) сформовані в умовах малих глибин (приповерхневі), що пов'язані з вулканічною діяльністю і термальними джерелами. Ці руди мають другорядне значення.

Перша група рудних штупів належить до різних рудних формацій залежно від кількісного співвідношення Sb і Hg, тобто за переважанням у рудах одного з головних мінералів, наявності інших супутніх компонентів (Au, Ag, As, W, флюорит, барит та ін.) та характером гідротермальних змін вмісних порід. Відтак, за мінеральним складом руд експозиція охоплює три рудні формації:

Фото 12. Променисті виділення кристалів антимоніту в кварці (родовище Джижикрут, Таджикистан).

а) сурм'яна формація, представлена штупами кварц-антимонітових жил з родовищ Кадамджай і Терек (Киргизстан), головним мінералом руд яких є метасоматичні виділення радіально-променистого антимоніту в асоціації з кварцом, кальцитом, іноді флюоритом, баритом, піритом, галенітом (фото 12);

б) ртутно-сурм'яна формація (з миш'яком і флюоритом) представлена експонатами кварц-карбонат-антимонітових жил з кіновар'ю, флюоритом, реальгаром AsS₃ й аурипігментом As₂S₃ з родовищ Хайдаркан (ділянка Мідна гора), Чаувай (ділянки Толубай-



Киштау і Туюк-Сай), Тереккан, Алиш і Карагатирської групи рудопроявів (Киргизстан), Джижикрут (Таджикистан);

в) ртутна формація представлена кварц-кальцит-кіноварними, інколи з антимонітом, рудами з родовищ Микитівське (Донбас) і Чонкой (Киргизстан), а також рідкісним самороднортутним зруденінням з родовища Зардобука (Киргизстан).

Як бачимо з вітрини, ртутно-сурм'яне зруденіння поширене в пористих, подроблених і тріщинуватих породах-колекторах – вапняках, пісковиках, кварцитах, іноді вилугуваних серпентинітах серед пластичних і слабкопроникних відкладів-екранів (глинистих сланців, мергелів). За механізмом утворення це або метасоматичні руди заміщення пористих порід, або жили виповнення тріщин, які січуть вмісні породи. Проявлені навколорудні зміни вмісних порід представлені окварцюванням, аргілізацією, флюоритизацією, кальцитизацією, піритизацією, іноді лиственітизацією. У зв'язку з передрудним низькотемпературним метасоматозом вапняки перетворені в джаспероїди, глинисті сланці – в аргілізити, а серпентиніти – у лиственіти (кварц-карбонатні породи). Структурно-текстурні різновиди руд зумовлені відкладанням мінералів у відкритих пустотах і тріщинах та метасоматичним заміщенням кіновар'ю й антимонітом карбонатного цементу пісковиків. Руди тонко- і дрібнозернисті, інколи крупнозернисті вкраплені, брекчіїво-цементацийні, зрідка прожилково-вкраплені, комплексні на Hg, Sb, As, Te, Au, Ag, W, Cu, Pb, Zn.

Другий тип дрібнозернистих рівномірно вкраплених червоних кіноварних руд представлений родовищами Боркут на Закарпатті в пісковиках і глинистих сланцях у зоні тектонічного контакту з кварцовим діорит-порфіром та Пламеним на Чукотці. Загалом вони поширені в областях молодого альпійського і сучасного вулканізму й просторово приурочені до вулканітів середнього-кислого складу. З ними часто асоціюють кіновар-антимоніт-ферберитові (ртутно-сурм'яно-вольфрамові) родовища.

Експозиція № 10 знайомить відвідувачів з “металом консервної банки” – оловом – так його характеризував академік О. Є. Ферсман у своєму нарисі “Занимательная геохимия” (1959). Вітрина містить олов'яні руди контактово-метасоматичного, високотемпературного (грейзенового) і середньотемпературного гідротермального походження, а також оловоносні розсипища, головно, Тихоокеанського рудного поясу і Середньої Азії.

Цікавими з погляду комплексності руд є взірці з родовищ Майхура в Таджикистані і Ветвисте Тетюхінського рудного району в Примор'ї, які належать до другорядної за промисловим значенням формації оловоносних скарнів. Дрібні зерна каситериту розвинуті в гранат-піроксенових, піроксен-гранатових і воластонітових скарнах та всюди супроводжуються поодинокими вкрапленнями крупнозернистого шееліту з гніздо- і жиллоподібними виділеннями сульфідів (сфалериту, галеніту, халькопіриту, піротину), які накладені на скарни у вигляді сульфідно-кварцових жил і прожилків. Руди таких родовищ важко збагачувані, з середнім вмістом 0,5–2 % Sn, проте комплексні на Sn, W, Pb, Zn, Cu, Bi, Au, Fe тощо. Крім каситериту, олово зафіксовано як домішку (до 1 %) у грошулярі, везувіані та ін.

Значну колекцію штуфів олов'яної експозиції посідають руди високотемпературного гідротермального (грейзенового) походження з родовищ Правоурмійське в Приамур'ї, Тигрине в Примор'ї, Одиноке і Полярне в Якутії, Тризубець і Піраміда на Памірі, які належать до каситерит-кварцової формації. Експонати представлені кварц-топазовими, каситерит-кварцовими грейзенами, грейзенізованими граніт-порфірами і ліпаритовими туфами з літєвими слюдами (цинвальдит), флюоритом, турмаліном і кварцовими

прожилками з гюбнеритом, берилом, топазом, арсенопіритом та ін. Ідіоморфні кристали тонко- і дрібнозернистого каситериту розподілені в грейзенах нерівномірно – його поодинокі вкраплення й гнізда наявні як у грейзенах, так і в жильному кварці. Ці руди легкозбагачувані, комплексні на Sn, W, Mo, Bi, Li, Ta, Nb, вміст олова високий – 0,5–1 %.

Ще одна група рудних штупів характеризує каситерит-сульфідно-силікатну формацію, яка охоплює помірно- і малоглибинні середньотемпературні гідротермальні родовища як суттєво силікатні, так звані родовища залізного ряду, так і власне сульфідні родовища свинцево-цинково-срібного ряду, хоча найпоширеніші змішаного типу. Серед них вітрина охоплює руди з родовищ Примор'я (Ліфудзин, Сінійське, Встречне, Янтарне, Тернисте), Далекого Сходу (Хінганське), Валунчасте в Прикам'ї, а також Учкошкон і Сарібулак Сариджаського рудного району в Киргизстані (Південний Тянь-Шань). Олов'яні руди із цих родовищ належать до залізного і свинцево-цинково-срібного ряду та представлені метасоматичним прожилково-вкрапленим зруденінням у вигляді тонкорозсіяного каситериту у вмісних породах, каситерит-кварцовими, кварц-карбонатними, флюорит- і турмалін-кварцовими жилами, дрібним вкрапленням каситериту в зальбандах та мінералізованими експлозивними брекчіями з уламками вмісних пісковиків, глинистих сланців і ефузивних порід кислого складу. Серед мінералів руд головними є каситерит, пірит, халькопірит, піротин, галеніт. Другорядне значення мають арсенопірит, сфалерит, аргентит, різноманітні сульфостанати, самородні золото і срібло та ін. Руди брекчіювані, смугасті.

Однією з найголовніших особливостей руд є широко розвинуті метасоматичні перетворення, яких зазнали вмісні осадові й ефузивні породи. Унаслідок цього виникли характерні метасоматити з розсіяною олов'яною й олово-поліметалевою мінералізацією. Мінеральний склад метасоматитів різноманітний та охоплює, крім широко поширених кварцу, серициту і залізного хлориту, також залістий турмалін (шерл), андрадит, геденбергіт, данбурит, флюорит, епідот, актиноліт, адуляр, флюорит, аксиніт, карбонати, каоліни і сульфіди, зазвичай пірит і піротин. Найтипівішими гідротермальними змінами є турмалінізація, хлоритизація, окварцювання, серицитизація, пропілітізація, алунітизація. Родовища цих руд комплексні на Sn, Ag, Pb, Zn, Cu, вміст олова доволі високий – 1–1,5 %, проте розподіл зруденіння нерівномірний, кущовий, а сульфосоли Ag, Pb, Zn, Cu, Sn важкозбагачувані.

Єдиний експонат розсіпного каситериту Примор'я характеризує промислово найцінніші алювіальні (долинні) родовища формації рідкіснометалевих розсіпищ, на яку припадає основна частина (75 %) світового видобутку олова. За порівняно незначних капіталовкладень ці об'єкти можна швидко залучити в експлуатацію й забезпечити отримання найдешевших і високоякісних (часто комплексних з Ta, Nb, Li) концентратів. Фізичні властивості каситериту – підвищена твердість, значна питома вага, а також його стійкість проти агентів хімічного звітрювання забезпечують його збереження під час перенесення й концентрацію в нижніх так званих приплотикових частинах пухких відкладів. Їхнім джерелом є зруйновані корінні родовища пегматит-грейзенової рідкіснометалевої формації. Характерною особливістю рудної формації, що відрізняє її від інших формацій розсіпних родовищ, є близькість розсіпних родовищ до корінних джерел, через що часто її називають формацією “ближнього зносу”.

Експозиція № 11 демонструє однотипний за текстурно-структурними особливостями та мінеральним складом чимало руд “крилатого металу” – алюмінію, які займають

лише її дві полиці, а решта присвячено неметалам – стронцію і барію. Наявні експонати представлені найважливішою для видобутку алюмінію рудою – бокситами. Боксити – це тонкодисперсні породи, які складаються з діаспору HAlO_2 , беміту $\text{AlO}[\text{OH}]$ і гібситу $\text{Al}(\text{OH})_3$ з незначною кількістю оксидів і гідроксидів Fe і Mn, кварцу, лейкоксену, лептохлоритів, каолініту, карбонатів Ca і Mg. Тільки декілька рудних штуфів у вигляді дистенових (кіанітових), силіманітових та андалузитових гнейсів і кристалосланців характеризують метаморфогенні (метаморфічні) родовища другорядної за промисловим значенням високоглиноземистої формації Кольського півострова, Паміру, Іркутської області Росії (Мамське родовище мусковіту).

Ознайомлення з такого типу алюмінієвими рудами розпочнемо з українських родовищ Смілянське і Високопільське (кар'єр Родовицький) в Середньому Придніпров'ї. Вони належать до залишкових родовищ кір латеритного звітрювання формації латеритних бокситів. Латерити – це залишкові продукти хімічного звітрювання алюмосилікатних гірських порід основного, середнього й кислого складу (як магматичних, так і метаморфічних), які утворилися в умовах поперемінно-вологого з сухими сезонами тропічного і субтропічного клімату та рівнинного або слабкогорбистого рельєфу внаслідок тривалої промивки порід теплою дощовою водою, виносу з них лугів і кремнезему та нагромадження глинозему. Найвисокоякісніші боксити з високим вмістом Al_2O_3 , низьким – SiO_2 , а також значним кремнієвим модулем $\left(\frac{\text{Al}_2\text{O}_3}{\text{SiO}_2}\right)$ утворюються за допомогою



Фото 13. Боксит кам'янистий: а – оолітовий; б – брекчієподібний (кар'єр Родовицький, родовище Високопільське, Середнє Придніпров'я).

малокварцових основних і лужних порід. Забарвлення штуфів українських бокситів світло-рожеве, буре або червонувато-коричневе, текстури кам'яністі, брекчієві, оолітові, бобовоподібні, кавернозні (фото 13). За мінеральним складом вони, головню, гібситові, за часом утворення – мезозойські.

Решта експонатів бокситових алюмінієвих руд мають осадове (перевідкладене) походження, що виникли внаслідок розмиву, перенесення і відкладання латеритних продуктів звітрювання у водних басейнах. Серед них вітрина містить штуфи руд з родовищ, сформованих у геосинклінальних прогинах та в платформах областях, які відрізняються місцем акумуляції, особливостями геологічної будови та ін.

Рудні штуфи із рудопрояву Басман-Кермен у Гірському Криму, родовищ Боксонське в Східних Саянах, Тотинське, Соколівське та інші Північно-Уральської групи на східному схилі Північного Уралу характеризують формацію геосинклінальних бокситів. Вони представлені декількома різновидами бокситових руд: а) високоякісними бурочервоними, збагаченими гідрооксидами заліза, пухкими бокситами; б) бурими яшмоподібними з тонкою горизонтальною шаруватістю; в) низькоякісними щільними (кам'янистими) строкатими (сірувато-зеленими і чорними) бокситами, які містять у своєму складі лептохлорити, глинисті мінерали і мають низькі значення кремнієвого модулю. Високоякісні боксити складені моногідратами Al (діаспор-бемітові) і є промислово найціннішими з високим вмістом Al_2O_3 – 50–65 %, низьким SiO_2 0,5–5 % та високим кремнієвим модулем ($\frac{Al_2O_3}{SiO_2} = 9-12$ і більше). За текстурними особливостями серед червоних бокситів можна виділити з уламковою (брекчієподібною), дрібнобобовою, бобово-оолітовою, землистою текстурою і подекуди з рослинними рештками. Такі бокситові руди формувалися в прибережно-морських умовах та пов'язані з карбонатними фаціями мілкого моря. Унікальним і вельми рідкісним експонатом є чорний кам'янистий боксит з родовища Каобанг у Північному В'єтнамі.

Бокситові руди платформних родовищ Тихвінської групи в Ленінградській області й Порожнинського Приангарської групи в Красноярському краї Росії, Бала-Терсакканського в Західному Казахстані й Партизанського в Примор'ї належать до вугленосно-бокситової формації. До її складу входять не лише боксити, а й родовища бурого вугілля та вогнетривких і тугоплавких глин, які зазвичай асоціюють з ними. Боксити пухкі і глиноподібні, землистої і оолітової текстури, від світло-сірого й білого до червоно-бурого забарвлення. За мінеральним складом вони тригідратні (гібситові) з каолінітом, оксидами і гідрооксидами заліза (тонкодисперсний гематит, гідрогематит і гідрогетит), кальцитом. Вони відклалися в річкових, озерно-болотних і лагунних басейнах, тому їхні руди пов'язані з континентальними відкладами озерно-болотних фацій (піски, глини, бобові залізні руди і вугленосні відклади).

Експозиція № 12 знайомить еккурсантів з рідкісними металами. Геологи до рідкісних металів здебільшого відносять 36 хімічних елементів Періодичної системи Д. І. Менделєєва – Li, Rb, Cs, Be, Sr, Cd, Sc, Ga, Y, In, Tl, Ge, Zr, Hf, V, Nb, Ta, Bi, Se, Te, Re, La і лантанойди (Ce, Pr, Nd, Pm, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu). Лантанойди разом із La виділено в окрему групу рідкісних земель (TR). Промисловість ці метали розпочала широко освоювати тільки в 1950–1960 рр. після Другої світової війни, хоча для деяких з них області обмеженого використання були відомі й раніше. Більшість із них відкрито лише наприкінці XVIII ст., а такі як Re, Ga, Hf, Ge, Sc, виявлені за передбаченням Д. І. Менделєєва, уже після створення Періодичної системи. Більшість дослідників дотримуються думки, що цю групу об'єднує, головню, новизна практичного застосування в промислових масштабах. Інші критерії, як-от незначний вміст рідкісних металів у земній корі, відносна рідкість їхніх промислових мінералів і родовищ, складність виділення металів у технологічному процесі, об'єм використання – помалу втрачають свою універсальність по мірі їхнього вивчення та освоєння, залишаючись правильними лише для деяких з них. Відтак, термін “рідкісні метали” поступово втрачає своє пряме змістовне значення, проте продовжує широко використовуватися в спеціалізованій літературі. Головню, рідкісні метали – це матеріали високих технологій і вітаміни промисловості.

Сучасні дослідження відкривають усе нові властивості рідкісних металів та сучасні можливості їхнього промислового використання.

Вітрина містить комплексні руди родовищ Li, Be, Sn, Ta, Nb, Zr, Ce, Cs.

Експонати із родовищ Кольського півострова, Південного Уралу (Ільменські гори) та Східного Приазов'я представлені лужними і нефеліновими сієнітами, ййолітами, уртитами, маріуполітами і пов'язаними з ними сієніт-пегматитами з розсіяним вкрапленням рідкіснометалевим – рідкісноземельним зруденінням. Експонати руд охоплюють таке різноманіття цінних мінералів: евдіаліт $(\text{Na}, \text{Ca})_6\text{Zr}[\text{Si}_6\text{O}_{17}](\text{OH}, \text{Cl})$, астрофіліт $(\text{K}_2, \text{Na}_2, \text{Ca})(\text{Fe}^{2+}, \text{Mn}^{2+})_4(\text{Ti}, \text{Zr})[\text{Si}_2\text{O}_7]_2(\text{OH}, \text{F})_2$, циркон $\text{Zr}[\text{SiO}_4]$, пірохлор $(\text{Na}, \text{Ca}, \text{Ce}, \text{Th})_2(\text{Nb}, \text{Ta}, \text{Ti})_2\text{O}_6(\text{OH}, \text{F})$, лопарит $(\text{Na}, \text{Ce}, \text{Ca}, \text{Th})(\text{Nb}, \text{Ti})\text{O}_3$, мікроліт $(\text{Na}, \text{Ca}, \text{Th}, \text{TR})_2(\text{Ta}, \text{Nb}, \text{Ti})_2\text{O}_6(\text{OH}, \text{F})$, ринколіт $(\text{Ca}, \text{Na})_6(\text{Ti}, \text{Ce})_3[\text{Si}_2\text{O}_7]_2(\text{F}, \text{OH})_4$ та його прихованокристалічна відміна – ловчорит. Наявний ще “уральський” еклогіт з ідіоморфними вкрапленнями гранату, що містить ізоморфні домішки Y і TR. Окремі штуфи з родовищ Уралу містять ортит $(\text{Ca}, \text{Ce}, \text{Th})_2(\text{Al}, \text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+})_3[\text{Si}_3\text{O}_{12}](\text{O}, \text{OH})$, іксіоліт $(\text{Ta}, \text{Nb}, \text{Sn}, \text{Mn}^{2+}, \text{Fe}^{2+})_2\text{O}_4$ і монтебразит $\text{LiAl}[\text{PO}_4](\text{OH})$, які тонкорозсіяні в міаскітах й амазонітових граніт-порфірах.

Частина руд пов'язана з рідкіснометалевими гранітними пегматитами родовища Калба Калба-Наримського гранітоїдного масиву в Східному Казахстані, Мурунського лужного масиву на південно-західній окраїні Алданського щита (р. Даван) та Хібіногорського лужного масиву на Кольському півострові. Ця колекція характеризує блокову зону пегматитів “чистої лінії”. Зруденіння представлене такими промислово цінними мінералами, як каситерит SnO_2 , сподумен $\text{LiAl}[\text{Si}_2\text{O}_6]$, евкрипит $\text{LiAl}[\text{SiO}_4]$, лепідоліт $\text{K}(\text{Li}, \text{Al})_2(\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_{10}(\text{F}, \text{OH})_2$, берил $\text{Be}_3\text{Al}_2[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$, евідиміт $\text{NaBe}[\text{Si}_3\text{O}_7](\text{OH})$, полуцит $\text{Cs}[\text{AlSi}_2\text{O}_6] \times \text{H}_2\text{O}$, танталіт $(\text{Fe}, \text{Mn})\text{Ta}_2\text{O}_6$, водженіт (Sn-танталіт), турмалін (шерл). Їхні кристали зазвичай крупні, ідіоморфні, приурочені до зальбандів кварцових відособлень і ділянок альбітизації і грейзенізації кварц-польовошпатових пегматитів. Утворення цих мінералів пов'язане з процесами метасоматозу в гранітних пегматитах із розвитком кварц-жильбертитових, жильбертит-альбітових, сподумен-альбітових асоціацій. Ці родовища належать до формації рідкіснометалевих пегматитів.

Поодинокі штуфи руд польовошпат-берил-кварцової і молібденіт-вольфраміт-берил-кварцової асоціацій серед грейзенізованих гранітів з родовищ Акчатау, Караоба, Джанет у Центральному Казахстані, а також мусковіт-берил-кварцової асоціації та топаз-кварцового грейзену з кристалами берилу по тріщинах із родовищ Спокойненське і Шерловогорське в Східному Забайкаллі належать, вірогідно, до екзотичної вольфраміт-



Фото 14. Фестончасто-витягнуті тонкосмугасті виділення золотоносного кварцу II-генерації, що пересічені прожилком післяпродуктивного дрібночечкуватого кварцу III-генерації (родовище Тасеївське, Східне Забайкалля).

, до неї треба віднести також захоплива колекційна група середньо- і дрібнозернисті, гоподібних виділень бериліє- $\text{Si}_2\text{O}_7](\text{OH})_2$ і лейкофану $(\text{Na}, \text{Ca})\text{Al}_2(\text{Si}, \text{Al})_2\text{O}_{10}(\text{F}, \text{OH})_2$ рит-кальцитових прожилків з

Чи не найпривабливішу колекційну групу експозиції становлять рідкіснометалеві руди Центрального Приазов'я, які виділено у формацію берилієносних лужних (польовошпатових) метасоматитів. Промислові концентрації Ве пов'язані, головню, з рідкісним мінералом – гентгельвіном $Zn_4[(BeSiO_4)_3]S$. Гентгельвінові руди характеризуються високою якістю за вмістом Ве і добре збагачувані, відтак за цими показниками перевершують усі відомі промислові типи руд берилію. Колекція містить крупні гніздоподібні виділення безбарвного прозорого гентгельвіну, подекуди з міларитом $KCa_2AlBe_2[Si_{12}O_{30}]$, фенакітом, флюоритом, каситеритом і галенітом у гнейсоподібно-смугастих кварц-польовошпатових, альбіт-калішпатових (мікроклін, амазоніт) лужних метасоматитах, які генетично пов'язані із рідкіснометалевими гранітами і пегматитами.

Експозиції № 13 і 14

завершують ознайомлення з групою металевих корисних копалин і викликають чи не найбільше зацікавлення серед відвідувачів, адже вони ілюструють класичні (генотипні) золоторудні родовища. Левову частку кам'яного матеріалу зібрав під час експедиційних науково-дослідних робіт професор Ю. В. Ляхов, який є одним з найкращих знавців золоторудних родовищ різних генетичних типів і рудних формацій.



Фото 15. Пошарово-прожилкові виділення кварц-піритового складу з крупними метакристами у вузлах-потовщеннях (родовище Сухий Лог, Східний Сибір).

Експозиція № 13 ілюструє особливості геологічної будови і речовинного складу Балеїського та Тасеївського золоторудних родовищ у Східному Забайкаллі. Це типові низькотемпературні гідротермальні родовища золото-адуляр-кварцової (“юної золото-сріб-ної”) формації.

Балеїське золоторудне поле з Балеїським та Тасеївським родовищами знаходиться в межах області завершеної складчастості, активізованої в пізній крейді. Родовища локалізовані в межах грабену ранньокрейдового віку, обмеженого розломами. Фундаментом грабену є палеозойські гранітоїди, які в південній і західній частині перекриті вулканогенними породами. Середній вміст золота на цих родовищах 5–7 г/т, на багатих ділянках – до 12 г/т, підраховано запаси – близько 5 млн унцій металу (унція – 31,35 г).

Рудні штуфи Балеїського родовища представлені здебільшого карбонат-кварцовою і кварцовою золотоносними асоціаціями, які ілюструють різні типи руд. Типовими для цього родовища є тонкосмугасті агрегати дрібнозернистого золотоносного кварцу. Чимало експонатів характеризує температуру та стадійність формування продуктивної мінералізації. На прикладі карбонат-кварцової золотоносної асоціації визначено температуру її формування – 290–225 °С.

Руди Тасеївського родовища мають, головню, тонкосмугасту текстуру з дрібнозернистими виділеннями золотоносного кварцу (фото 14). Окремі взірці ілюструють фрагменти жил симетрично-смугастої будови, ділянки штокверкового зруденіння і зони брекчіювання.

Нижня полиця золоторудної експозиції відображає речовинний склад родовища золота Сухий Лог в Іркутській області Росії, яке містить близько 2,7 тис. т золота. Родовище унікальне з огляду на локалізацію зруденіння, яке наявне у вигляді золото-сульфідної асоціації у вуглефікованих товщах (чорних глинистих сланцях). Для руд



Фото 16. Смугаста будова золотоносної жили, що складена мінералами кварц-піритової (I), кварц-арсенопіритової (II), сфалерит-галенітової (III) та кварц-сульфоантимонітової (IV) асоціацій (родовище Дарасун, Східне Забайкалля).

цього родовища характерні пошарово-прожилкові виділення золото-кварц-сульфідної мінералізації так званої чорносланцевої формації (фото 15).

Тут також представлено штуфи з золоторудних родовищ Ірокінда (Північна Бурятія) та Ітака (Східне Забайкалля) у Росії.

Експозиція № 14 ілюструє особливості речовинного складу Дарасунського золоторудного родовища (Південно-Західне Забайкалля). Родовище є складовою Дарасунського

рудного поясу – зони пізньоярсько-крейдової тектономагматичної активізації палеозойської складчастої області – та є типовим представником золото-кварцової формації середніх глибин з середнім вмістом золота до 11,3 г/т, запаси – 3,2 млн унцій металу.

Взірці руд з цього родовища мають, головню, кварц-сульфідний склад, зокрема, характерні кварц-пірит-арсенопірит, арсенопірит-анкерит-кварц, кварц-сульфоантимоніт, сфалерит-галеніт, кварц-турмалін, бляклорудні мінеральні асоціації (фото 16). Представлені штуфи блискуче відтворюють головню симетричну смугасто-крустифікаційну будову жил. Заслугує на уваги великий фрагмент золотоносної жили № 3 із горизонту 435 м завдовжки близько 1 м, яка складена кварц-піритовою, кварц-арсенопіритовою, арсенопірит-карбонат-ною мінеральними асоціаціями стадії формування ранніх сульфідів. На нижній полиці експозиції наявні чудові зразки брекчійованих гідротермально-змінених порід, які зцементовані золото-кварц-сульфідною асоціацією.

Тут також знаходяться взірці із золоторудного родовища Майське (Середнє Побужжя, Україна), яке є представником метаморфогенно-гідротермального генетичного класу зруденіння. За матеріалами досліджень учених геологічного факультету ЛНУ імені Івана Франка, зокрема, професорів О. Б. Боброва, Ю. В. Ляхова, М. М. Павлуна, А. О. Сіворонова, родовище зачислено до нового і раніше невідомого рудно-формаційного типу – біотит-кварц-олігоклазових метасоматитів.

Музей рудних формацій повсякчас перебуває в стані “реорганізації” з пошуку нових шляхів для розвитку й удосконалення навчальної, дидактичної, науково-дослідної та просвітницько-екскурсійної діяльності. Головними завданнями музею на найближче десятиліття – повна інвентаризація музейних фондів, їхнє збереження як національної спадщини, поповнення колекції рудними штуфами з новітніх і нетрадиційних для України родовищ самородної міді, самородного золота, хромітових і поліметалевих руд, руд рідкісних і рідкісноземельних металів, алмазної сировини, створення електронного каталогу взірців, збір інформації про науковців, які свого часу долучилися до створення музею рудних формацій. Кожен рік музейні експозиції поповнюються все новими неординарними взірцями. Уся ця системна праця в музеї в інтегрованому вигляді – це збереження фондів як унікальної науково-культурної спадщини.

СПИСОК ВИКОРИСТАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ

1. Закриті фонди музею рудних формацій – цінність та унікальність експозицій / М. Павлунь, Л. Сливко, О. Гайовський [та ін.] // Фундаментальне значення і прикладна роль геологічної освіти і науки: Міжнар. наук. конф., присвячена 70-річчю геол. ф-ту Львів. нац. ун-ту імені Івана Франка: матеріали. – Львів: ЛНУ імені Івана Франка, 2015. – С. 167–170.
2. Лазько С. М. Ендогенні рудні формації / Є.М. Лазько. – Львів : ВЦ ЛНУ імені Івана Франка, 2004. – 121 с.
3. Павлунь М. Музей рудних формацій – важлива наукова і навчально-дидактична складова якісної підготовки фахівців-геологів / М. Павлунь // Мінералогія: сьогодення і майбуття : 8 наук. читання імені акад. Є. Лазаренка [присвячено 150-річчю заснування каф. мінералогії у Львів. ун-ті] : матеріали. – Львів–Чинадієве : ВЦ ЛНУ імені Івана Франка, 2014. – С. 179–181.

*Стаття: надійшла до редакції 18.10.2017
прийнята до друку 27.12.2017*

MUSEUM OF EARTH FORMATIONS OF GEOLOGICAL FACULTY IVAN FRANKO NATIONAL UNIVERSITY OF LVIV EVERY FORMATICS OF METAL USEFUL COPALINE

**M. Pavlun, O. Gayovsky, L. Sliwko, S. Tsikhon
O. Shvaevsky, T. Reva**

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

The article contains information on the history of the museum of ore formations of the Geological Faculty. The main exhibits of the museum are described. The example of individual samples describes the main ore formations of metallic minerals.

Key words: ore formation, ore, collection, deposit.

ВТРАТИ НАУКИ

СВІТЛИЙ ПАМ'ЯТІ СІВОРОНОВА АЛЬБЕРТА ОЛЕКСІЙОВИЧА



Геологічна спільнота зазнала тяжкої втрати – 19 жовтня 2017 р. пішов із життя відомий учений і талановитий педагог, доктор геолого-мінералогічних наук, професор, академік АН Вищої школи України Альберт Олексійович Сіворонов. Понад 60 років учений присвятив геології, в яку був закоханий з юнацьких років.

Народився А. Сіворонов 5 квітня 1938 р. у м. Гомель Білоруської РСР у сім'ї вчителів. У 1946 р. родина переїхала до Львова. Батьки Альберта Олексійовича були відомими у повоєнному Львові освітянам, які виховали чудових дітей – доньку і трьох синів, а також дали путівку в самостійне життя багатьом учням. Імовірно, саме від них він отримав у спадок природні педагогічні здібності. У 1955 р. А. Сіворонов закінчив зі срібною медаллю середню школу і вступив на геологічний факультет

Львівського державного університету імені Івана Франка. На той час цей факультет заслужено вважали одним із провідних геологічних факультетів СРСР за науково-педагогічним потенціалом та рівнем підготовки випускників.

Після закінчення 1960 р. геологічного факультету А. Сіворонов отримав скерування до Забайкальської геологічної експедиції науково-дослідного сектора Львівського державного університету імені Івана Франка, яка проводила роботи у східних районах Читинської обл. Саме тут із середньомасштабного геологічного знімання розпочалося тривале вивчення А. Сівороновим найдавніших ранньодокембрійських комплексів Землі.

У 1963 р. професор Є. Лазько запропонував А. Сіворонову вступити до аспірантури. Під час навчання в аспірантурі А. Сіворонов зосередив наукові інтереси на дослідженні залізорудних формацій раннього докембрію Українського щита та їхньому зіставленні з подібними формаціями Балтійського щита. Після закінчення аспірантури 1966 р. він перейшов на постійну роботу асистента, а згодом – старшого викладача і доцента кафедри розшуків та розвідки корисних копалин, де успішно поєднував педагогічну роботу з науковою.

У 1970 р. А. Сіворонов захистив кандидатську дисертацію на тему “Геологические условия образования докембрійских железорудных формаций западной части Украинского щита”. У ній на підставі комплексного дослідження залізорудних формацій різних районів Українського щита автор довів вікову та генетичну відмінність архейських

залізорудних утворень Середнього Побужжя від ранньопротерозойських джеспілітових формацій Криворіжжя, з якими їх на той час корелювали.

Ще в аспірантурі професор Є. Лазько залучив А. Сіворонова до розробки нового на той час формаційного підходу до вивчення високометаморфізованих комплексів нижнього докембрію. Після підготовчих теоретико-методичних робіт з 1966 р. почалися реальні дослідження цього напрямку на Українському щиті, у яких А. Сіворонов брав активну участь. Матеріали робіт у західній частині щита лягли в основу виданих Міністерством геології УРСР 1970 р. “Методических указаний по формационному анализу высокометаморфизованных комплексов раннего докембрия Украинского щита (в применении к крупномасштабному геологическому картированию)” (автори Є. Лазько, В. Кирилюк, А. Сіворонов, Г. Яценко), а згодом і монографії “Нижний докембрий западной части Украинского щита (возрастные комплексы и формации)” тих же авторів (1975).

Під час робіт у Середньому Придніпров'ї разом з А. Лисаком та геологами-знімальниками А. Сіворонов провів класичні формаційні дослідження аульської серії як типового представника амфіболіто-гнейсових комплексів щитів. Виконане розчленування нижньоархейської аульської серії – гнейсово-кристалосланцево-амфіболітової формації – та виявлені закономірності внутрішньої будови, що були опубліковані у середині 70-х років ХХ ст., досі є важливим прикладом дослідження подібних комплексів не лише на Українському, а й на інших щитах. З середини 70-х років А. Сіворонов зосередив увагу на дослідженні пізньоархейських зеленокам'яних комплексів Українського щита та інших щитів Північної Євразії. Ці дослідження проводив очолюваний ним творчий колектив у складі таких талановитих молодих науковців, як О. Бобров, В. Колій, Б. Малюк за постійних творчих контактів з геологами територіальних виробничих підрозділів України, Карелії та Кольського півострова, а також з науковцями АН УРСР та академічних і галузевих інститутів Москви, Ленінграда, Петрозаводська та інших наукових центрів. З 1971 р. А. Сіворонов у числі багатьох науковців-геологів вивчав глибинну будову земної кори на ділянці Печенізького прогину за матеріалами Кольської надглибинної свердловини. Науковими дослідженнями А. Сіворонов охопив Середньопридніпровську, Курсько-Белгородську та Фено-Карельську гранітно-зеленокам'яні області.

А. Сіворонов та колектив, ним очолюваний, уперше обґрунтували належність Середньопридніпровського геоблока до дуже специфічних і надзвичайно цікавих у науковому та прикладному аспектах геотектонічних елементів нижньодокембрійської земної кори – гранітно-зеленокам'яних областей. Великих зусиль докладено до вирішення найважливішої проблеми геології зеленокам'яних поясів – формаційного розчленування та розробки стратиграфічної схеми зеленокам'яних комплексів щитів. Уперше виконано формаційну кореляцію зеленокам'яних комплексів Світу. Дуже плідними виявилися дослідження геологічного положення та петрології коматітів. Учений опублікував цикл статей з різних питань коматіт-толейтових формацій. А. Сіворонов один із перших довів належність вулканітів основного-ультраосновного складу до родини коматітів, розробив петролого-тектонічну модель еволюції зеленокам'яних поясів. Цікавими є його праці з металогенічної спеціалізації вулканогенних та вулканогенно-осадових формацій зеленокам'яних комплексів. Аналіз величезного матеріалу щодо будови гранітно-зеленокам'яних областей Світу дав змогу А. Сіворонову зробити новий на той час висновок про те, що зеленокам'яні пояси розвивалися на корі континентального типу і належать до особливих геотектонічних елементів, які за всією сукупністю характерних ознак не мають прямих аналогів серед геоструктурних елементів фанерозою. Ці праці і нині

становлять наукову основу цілеспрямованих розшукових робіт у межах гранітно-зеленокам'яних областей.

Закономірним підсумком тривалої плідної наукової роботи А. Сіворонова у напрямі дослідження зеленокам'яних комплексів став успішний захист 1987 р. в Московському університеті докторської дисертації на тему "Формации и происхождение нижнедокембрийских зеленокаменных комплексов Восточно-Европейской платформы". Цього ж року його обрали завідувачем кафедри загальної геології Львівського державного університету. У 1989 р. А. Сіворонову присвоєне вчене звання професора. Згодом кафедру загальної геології перейменовано на кафедру загальної і регіональної геології, яку проф. А. Сіворонов очолював до 2017 р.

На кафедрі загальної та регіональної геології А. Сіворонов поряд з розробкою загальних проблем геології раннього докембрію щораз більше уваги приділяв питанням металогенії ранньодокембрійських формацій, серед яких, крім залізородних, головне місце посідають, зокрема, золотоносні. В цей час разом зі своїм учителем, професором Є. Лазьком, А. Сіворонов (за участю О. Боброва і М. Павлуня) розробив методичні підходи до історичної металогенії раннього докембрію. Отримані на цих засадах результати стали основою сформульованої ними концепції сприятливих формаційних обстановок для золотого зруденіння Середнього Побужжя та Середнього Придніпров'я Українського щита. Також обґрунтовано головні металогенічні рубежі, пов'язані з еволюцією геологічних процесів у ранньому докембрії; виділено геолого-промислові типи золоторудних родовищ та визначено їхні розшукові критерії в гранітно-зеленокам'яних областях; розроблено структурно-формаційні критерії золотого зруденіння у чарнокіт-гранулітовому комплексі Середнього Побужжя.

Особливо важливе значення мала організація А. Сівороновим наукового супроводу розшуково-оцінних і розвідувальних робіт. У цих роботах брав участь великий міжвідомчий колектив науковців, завдяки яким разом із геологами 46-ї експедиції КП Кіровогеологія доведено промислове значення золоторудного родовища Майське. Дослідник є співавтором двох монографічних праць, присвячених золотоносності Українського щита – "Геологічна будова та золотоносність Сорокінської зеленокам'яної структури" (2000), "Майське золоторудне родовище (геологія, речовинний склад, модель утворення)" (2000) і фундаментальної праці "Геолого-генетична типізація золоторудних родовищ України" (2004).

Значним є особистий внесок А. Сіворонова у вирішення проблем формаційного розчленування нижньодокембрійських комплексів Українського щита. Його результати відображені на складених за редакцією професора Є. Лазька "Карте докембрийских геологических формаций Украинского щита" масштабу 1:1 000 000 (1984) та "Карте геологических формаций докембрия Украинского щита" масштабу 1:500 000 (1989), співавтором і членом редколегії яких є А. Сіворонов. За його участю на формаційній підставі розроблено сучасну стратиграфічну схему нижнього докембрію Українського щита.

Із багатьох різних проблем стратиграфії, тектоніки, петрології та металогенії давніх щитів загалом та Українського зокрема А. Сіворонов опублікував понад 250 наукових праць, із них 15 монографій, серед яких, крім названих вище, "Метаморфизованные вулканогенные и осадочно-вулканогенные формации зеленокаменных поясов Среднего Приднепровья и Карелии" (1984), "Зеленокаменные пояса фундамента Восточно-Европейской платформы (геология и петрология вулканитов)" (1983), "Железисто-кремнистые формации докембрия Европейской части СССР. Зеленокаменные пояса и роль вулканизма в

формировании месторождений” (1990), “Железисто-кремнистые формации докембрия. Железонакопление в докембрии” (1991). Його праці широко відомі не тільки в нашій країні, а й за її межами, чимало наукових праць перекладено англійською мовою, надруковано в зарубіжних виданнях.

А. Сіворонов був одним з керівників пріоритетного наукового напрямку Міністерства освіти та науки України “Розробка концептуальної основи формування головних формаційних комплексів раннього докембрію і супутніх металогенічних процесів”, він виконував наукове керівництво проектом у рамках програми Державного комітету з питань науки і технологій при Кабінеті Міністрів України 5.3.5. “Золото надр України”.

Протягом тривалого часу А. Сіворонов особисто активно презентував результати власних досліджень та наукової школи професора Є. Лазька на численних всесоюзних, республіканських, відомчих нарадах, конференціях, з’їздах, у тім числі на XXV, XXVI та XXVIII сесіях Міжнародного геологічного конгресу (МГК). За його участю та безпосереднього керівництва проведено чимало наукових нарад із різних проблем геології. Він був учасником міжнародної програми “Євробридж” (1994–1995).

Невід’ємною частиною життя і творчої біографії А. Сіворонова є його педагогічна діяльність. У цьому напрямі впродовж 60 років учений пройшов шлях від асистента до професора і став одним з відомих професорів-геологів вищої школи України. Глибоке розуміння призначення вищої освіти, вільне і творче володіння педагогічними методами та прийомами, високий професіоналізм і широкий світоглядний та загальнокультурний кругозір у поєднанні з чуйним ставленням до студентів і колег породили заслужену повагу та симпатію до нього вже декількох поколінь студентів і співробітників факультету. За час педагогічної роботи він викладав курси “Геологія СРСР”, “Загальна геологія”, “Регіональна геологія”, “Геологія України”, “Економіка мінеральної сировини”. Він є автором та співавтором методичних розробок та навчальних посібників з курсів “Регіональна геологія”, “Загальна геологія”, “Геологічна історія території України”, “Геологія з основами геоморфології”. Протягом усієї педагогічної діяльності керував навчальними та виробничими практиками, під час яких передавав свій багатий досвід польових геологічних спостережень та їхнього наукового осмислення.

Під його науковим керівництвом підготовлено сім кандидатських дисертацій, а також учений був куратором трьох підготованих і захищених докторських дисертацій.

Науково-педагогічні досягнення А. Сіворонова дали підстави обрати його 1994 р. академіком АН вищої школи України. У 1995 р. він отримав нагороду Ярослава Мудрого АН ВШ України. Державна геологічна служба України нагородила вченого медаллю В. І. Лучицького, нагородою імені Лутугіна. За особисті заслуги в розвитку геологорозвідувальних робіт з нарощування мінерально-сировинної бази України та багаторічну сумлінну працю йому присвоєно звання “Почесний розвідник надр”.

Альберта Олексійовича поважали і любили всі, кому доводилося з ним спілкуватися. Важко повірити, що серед нас уже немає такої яскравої особистості. Світла пам’ять про Альберта Сіворонова назавжди залишиться у серцях друзів, колег, учнів.

В. Кирилюк, М. Богданова

ХРОНІКА

ВІКТОР ПАВЛОВИЧ КИРИЛЮК – геолог, учений, педагог (до 80-річчя від дня народження)



У вересні 2017 р. виповнилося 80 років від дня народження доктора геолого-мінералогічних наук, професора кафедри загальної та регіональної геології, академіка АН Вищої школи України, члена Міжвідомчого тектонічного комітету України, нижньодокембрійської секції Національного стратиграфічного комітету, відомого вченого-геолога Віктора Павловича Кирилюка.

В. П. Кирилюк народився 4 вересня 1937 р. у Харкові. Після закінчення з медаллю середньої школи 1954 р. вступив на геологічний факультет Львівського державного університету імені Івана Франка, який закінчив з відзнакою 1959 р. У 1959–1965 рр. Віктор Павлович розпочав геологічну роботу в Східному Забайкаллі у складі Забайкальської експедиції Львівського університету, де на посаді старшого

геолога брав участь у геологічному зніманні й складанні державних геологічних карт масштабу 1:200 000. Саме під час геологокартувальних робіт у межах Станового хребта (Алдано-Вітимський щит) сформувався головний напрям його наукових досліджень на все подальше життя. За матеріалами геологічного знімання під науковим керівництвом професора Є. М. Лазька написано кандидатську дисертацію на тему “Геологія и условия формирования докембрійских комплексов юго-западной окраины Алдано-Витимского щита”, успішно захищену 1966 р.

Значною подією у науковій діяльності В. П. Кирилюка було заснування разом з А. О. Сіворовим під керівництвом професора Є. М. Лазька нового, згодом загально-відомого у СРСР та за його межами наукового напрямку “Формаційні дослідження нижнього докембрію”.

З 1966 р. почалися плідні наукові дослідження докембрію Українського щита. В. П. Кирилюк був одним з організаторів 1966 р. Української геологічної експедиції науково-дослідного сектору з вивчення Українського щита, 1975 р. очолив Проблемну науково-дослідну лабораторію (ПНДЛ) Геохімії та глибинних тектонічних процесів, провів велику науково-організаційну роботу з реформування її діяльності, підвищення наукового рівня досліджень та перетворення в ПНДЛ ендегенних геологічних формацій, неодноразово вигравав конкурси на проведення додаткових науково-дослідних робіт з цільовим фінансуванням по лінії Державного комітету з науки і

техніки (ДКНТ) СРСР, фонду фундаментальних досліджень ДКНТ України, Міністерства освіти України.

На початку 70-х років ХХ ст. Віктор Павлович став ініціатором створення методичних рекомендацій зі складання карт формацій докембрійського фундаменту Українського щита. За участю колективу геологів-докембристів Проблемної лабораторії методичні рекомендації видано 1979 р. і затверджено Міністерством геології УРСР як керівництво під час проведення державного геологічного знімання, після чого з 80-х років минулого століття карти геологічних формацій докембрію стали обов'язковою складовою комплексу карт, які складали під час геолого-знімальних робіт на Українському щиті.

Детальні формаційні дослідження гранулітового комплексу Українського й Алдано-Вітимського щитів, а також формаційна кореляція з іншими щитами давніх платформ, вивчення своєрідності фізичних умов найдавнішого гранулітового метаморфізму дали змогу В. П. Кирилюку провести палеотемпературні дослідження ранньої Землі й висловити гіпотезу (1971) про подібність сучасного стану планети Венера до початкової стадії формування земної кори та глибше обґрунтувати ранні стадії її еволюції.

Унаслідок багаторічних і цілеспрямованих досліджень давніх комплексів земної кори В. П. Кирилюк написав докторську дисертацію на тему "Формационное расчленение и корреляция гранитно-метаморфических комплексов щитов территории СССР", яку захистив 1987 р.

Після захисту докторської дисертації В. П. Кирилюк зосередився, головню, на питаннях геотектоніки раннього докембрію. Він розробив концепцію поверхово-блокової будови щитів, удосконалив уявлення про структурні поверхи мегаблоків та їхні структурно-речовинні й еволюційні зв'язки між собою, обґрунтував висновок про спрямовану, незворотну еволюцію фундаменту щитів і тим заперечив тектонометаморфомагматичну циклічність їхнього ранньодокембрійського розвитку. Ці ідеї втілені В. П. Кирилюком у складеній 2003 р. "Тектонічній карті фундаменту Українського щита" масштабу 1:1 000 000; вони відображають принципово новий підхід до складання тектонічних карт щитів і розуміння їхньої геологічної й геотектонічної еволюції, використані у багатьох публікаціях, а також на "Тектонічній карті України" масштабу 1:2 500 000, складеній В. П. Кирилюком разом із С. С. Кругловим для "Національного атласу України" (2007), і на карті-врізці "Тектонічна карта фундаменту Українського щита (на основі структурних поверхів)" масштабу 1:2 000 000 на новій "Тектонічній карті України" масштабу 1:1 000 000 (2007).

Паралельно з науково-дослідною роботою Віктор Павлович провадив плідну педагогічну діяльність переважно на кафедрі загальної геології спочатку (1965–1967) на посаді асистента, потім (1967–1975) – доцента, а після захисту докторської дисертації – на посаді професора (1989–2007). У 1972–1974 рр. працював на викладацькій роботі у Національному інституті нафти і хімії Алжирської Народно-Демократичної Республіки (м. Бумердес). Віктор Павлович відомий як яскравий, талановитий лектор, його лекції високо оцінювали студенти, вони пам'ятають їх навіть через кілька десятиліть. Учений розробив і ввів у навчальний процес нові спецкурси, за деякими з них, зокрема з "Геологічні формації нижнього докембрію", підготував до друку навчальний посібник.

Насиченою була й науково-громадська діяльність Віктора Павловича. Він є членом Міжнародної планетологічної асоціації (IAP) (1977), був членом різних учених і спеціалізованих вчених рад, редакційних колегій, комітетів і комісій, зокрема, членом

комісії з осадової геології докембрію та комісії з метаморфізму АН СРСР, асоційованим членом від України у Науковій раді з проблем докембрію РАН, членом Спеціалізованих рад з захисту докторських дисертацій при Львівському державному університеті та Інституті геологічних наук (м. Київ), членом і заступником голови експертної науково-технічної ради Міносвіти України за науковим напрямом “Геологія” та ін. В. П. Кирилюк – офіційний опонент багатьох кандидатських та докторських дисертацій, постійний учасник Всесоюзних, Всеукраїнських та Міжнародних геологічних конференцій, симпозіумів, нарад, з’їздів.

Двічі (у 1993 та 1995 рр.) на Всеукраїнських конференціях його обирали членом Національного комітету з питань реформування та демократизації науки в Україні, був членом постійної Президії спілки викладачів вищої школи та науковців України. Неодноразово виступав на різних конференціях та у друкованих виданнях з проблем реформування та демократизації вищої освіти і науки України.

Сьогодні Віктор Павлович займається науково-громадською діяльністю як член спеціалізованої ради з захисту докторських дисертацій при Інституті геологічних наук НАНУ (Київ), член Національного стратиграфічного комітету України, член Міжвідомчого тектонічного комітету України та керівник його робочої групи зі складання тектонічної карти України в межах Українського щита, член Наукової ради з геодинаміки НАНУ, член Бюро Західного наукового центру (регіонального відділення) АН Вищої школи України.

Відомості про діяльність Віктора Павловича Кирилюка відображено в Довідниках “Академіки АН Вищої школи України” (Київ, 1994, 1997, 2001), “Хто є хто в Україні” (Київ, 1997, 2000), Биографической международной энциклопедии “Гуманистика” – “Геологи и горные инженеры России” (А. И. Мелуа, 2000, Москва–Санкт-Петербург), “Геологи и горные инженеры. Нефтяники”: в 3 т. Т.1 (А .И. Мелуа, 2003, Москва–Санкт-Петербург).

Науково-педагогічна діяльність Віктора Павловича високо оцінена різними науковими і виробничими установами. За наукові досягнення він нагороджений Премією з Централізованого фонду Міністерства освіти України (1981), медаллю та дипломом III ступеня ВДНХ Української РСР (1983), нагородою Ярослава Мудрого АН Вищої школи України, медаллю В. І. Лучицького (2003) та пам’ятним знаком імені Л. У. Лутугіна (2005) Державної геологічної служби України за видатні заслуги в геологічному вивченні надр України.

В. П. Кирилюк – автор понад 190 наукових публікацій: Строение Сибирской платформы и некоторые проблемы геотектоники (1967, соавтор Е. М. Лазько); Об особенностях седиментации метаморфизма и геологической истории Земли в архее в свете современных представлений о природе Венеры (1971); Нижний докембрий западной части Украинского щита (1975, с соавт.); О некоторых особенностях догеосинклинальной стадии развития Земли в свете данных сравнительной планетологии (1976); Модель раннедокембрийского монофациального метаморфизма и ультраметаморфизма (1977); Методические указания по составлению карт формаций раннего докембрия Украины (для целей геологического картирования и металлогенического прогноза) с макетами карт (1979, соавторы А. М. Лысак, К. И. Свешников); Содержание и методология формационных исследований метаморфических комплексов нижнего докембрия (1981); Тектоника Украины (1988, с соавт.); Стратиграфический словарь СССР. Нижний до-кембрий (1989, с соавт.);

Геологическая схема метаморфических и метасоматических комплексов (1996, с соавт.); Об особенностях геологического строения и эволюции щитов древних платформ (1999); Об особенностях строения и эволюции раннедокембрийского фундамента щитов древних платформ (опыт геотектонического анализа); Мегаблоки и геоструктурные области в раннедокембрийском фундаменте и тектоническом развитии щитов древних платформ (2006) тощо, а також багатьох геологічних карт України.

Усе своє життя В. П. Кирилук віддає служінню геології і вивченню надр України. Сьогодні він в активному творчому стані, сконцентрував свою увагу і талант науковця на вирішенні надзвичайно актуальної проблеми сучасної геології – геотектоніки та стратиграфічному розчленуванню комплексів нижнього докембрію. Ювіляр є щирим надійним другом, зразковим сім'янином, люблячим батьком. Ми, колеги, друзі, учні Віктора Павловича, щиро вітаємо ювіляра і бажаємо йому міцного здоров'я, невичерпної енергії, сімейного затишку, подальших творчих злетів і щасливого довголіття в геологічній науці.

А. Лисак, М. Богданова

УДК 55(575)

ІВАНІНА АНТОНІНА ВАЛЕНТИНІВНА **(до 60-річчя від дня народження)**



17 жовтня 2017 р. відзначила ювілей Антоніна Валентинівна Іваніна – кандидат геолого-мінералогічних наук, доцент кафедри історичної геології та палеонтології геологічного факультету Львівського національного університету ім. І. Франка, палінолог, знавець геології та палеонтології Західної України. Антоніна Валентинівна народилася 17 жовтня 1957 р. у м. Львові у простій робітничій родині. Після закінчення 1975 р. середньої школи вступила на геологічний факультет Львівського державного університету імені Івана Франка. Після його закінчення 1980 р. Антоніну Валентинівну разом з її чоловіком, Анатолієм Васильовичем Іваніною, теж випускником геологічного факультету, скерували на роботу у ВГО “Дальгеологія” Хабаровського краю (Росія), де вони працювали до 1984 р.

Перші кроки в палінології – науці, розвитку якої Антоніна Валентинівна присвятила своє життя, вона зробила в Палінологічній лабораторії ВГО “Дальгеологія”, обіймаючи посаду інженера-палінолога. За час роботи в лабораторії А. Іваніна успішно освоїла доволі складну методику спорово-пилкового аналізу, опрацювала лабораторну обробку вилучення мікрофітофосилій з вмісних порід, вивчила морфологію спор і пилку, освоїла методи таксономічного визначення та кількісного підрахунку численних паліноморф. Її дослідження мали виключно прикладне значення – за палінологічними даними А. Іваніна виконувала визначення відносного віку, розчленування і зіставлення неоген-четвертинних відкладів Хабаровського краю, що містили розсипища золота і платини.

З 1986 р. починається наукова діяльність Антоніни Валентинівни в Українському науково-дослідному геологорозвідувальному інституті, у якому вона пройшла шлях від молодшого до старшого наукового співробітника. За 14 років роботи в інституті А. Іваніна плідно працювала над вирішенням проблем геології і нафтогазоносності неогенових відкладів Передкарпаття та середньопалеозойських порід Волино-Поділля. У 1990 р. Антоніна Валентинівна вступила до заочної аспірантури в Інститут геологічних наук НАН України. Роботу над кандидатською дисертацією “Фаціальна-палінологічний аналіз вугленосної формації карбону Львівсько-Волинського басейну” виконала під керівництвом доктора геолого-мінералогічних наук, професора В. Ф. Шульги – відомого українського вченого, геолога, засновника формаційного аналізу вугленосних відкладів карбону в Україні. Дисертацію, присвячену розробці теоретичних засад фаціаль-но-палінологічного аналізу, успішно захищено 1995 р.

З 2000 р. й донині Антоніна Валентинівна працює доцентом геологічного факультету Львівського національного університету імені Івана Франка й плідно поєднує педагогічну та наукову діяльність. Вона у різні роки читала лекції, проводила лабораторні заняття з таких курсів, як “Методи стратиграфічних досліджень”, “Палеоекологія”,

“Седиментологія”, “Мікропалеонтологія нафтогазоносних провінцій”, “Літолого-фаціальний аналіз”. Серед них особливе місце посідає “Палеонтологія” – курс, який Антоніна Валентинівна багаторічно викладає на високому науковому і професійному рівні з застосуванням інтернет-технологій. Із названих дисциплін А. Іваніна розробила комплекс навчально-методичного забезпечення, який містить навчальні і робочі програми, різні методичні розробки, впорядкувала навчальні колекції кам’яного матеріалу, підготувала до видання навчально-методичні посібники. А. Іваніна є упорядником і співавтором навчальних посібників: “Стратиграфія”, 2002 р. (співавтор Р. Лешух), “Визначник решток палеоорганізмів”, 2007 р. (співавтори Г. І. Гоцанюк, І. В. Шайнога, Я. М. Тузак, В. І. Узюк), “Седиментологія”, 2010 р. (співавтори Анатолій Іваніна, Ігор Шайнога), “Історична геологія з основами палеонтології. Частина 1 Палеонтологія (у схемах, рисунках і таблицях)”, 2017 р. (співавтор Г. І. Гоцанюк); успішно керує дипломними, магістерськими і курсовими роботами, бере участь у проведенні навчально-виробничих практик.

Наукова діяльність А. Іваніни багатогранна й охоплює різні питання геології Західної України. Коло її наукових інтересів вражає. Це палеонтологія, палинологія, літолого-фаціальний аналіз, стратиграфія, нафтогазова геологія, вивчення циклічності, історія палеонтології, питання збереження геоспащини, дослідження природного каменю давніх історичних споруд тощо. Головним її науковим досягненням є створення шкали палинологічного зонування карбону і девону; розробка стандартизованої характеристики стратонів; визначення циклічності в розподілі палиноморф у вугленосних розрізах карбону Львівсько-Волинського басейну; характеристика циклічної будови девонських відкладів; типізація колекторів і виявлення біогенних типів колекторів у девоні; всебічне вивчення дисперсної органіки осадових порід і визначення перспектив нафтогазоносності девонсько-кам’яновугільних відкладів Волино-Поділля за палинологічними даними тощо. А. Іваніна є автором і співавтором понад 150 наукових праць, у тім числі однієї монографії та чотирьох навчально-методичних посібників. Значну частину наукових публікацій присвячено вивченню спор і пилку середньопалеозойських відкладів Волино-Поділля, аналізу їхнього поширення, монографічному опису окремих таксонів (наприклад, “Деякі спори роду *Geminospora* з живецьких відкладів Волино-Подільської окраїни Східноєвропейської платформи”. Палеон. зб. 2012. № 44), популяризації новітнього методу досліджень осадових товщ – методу палиноориктоценозів (“Integrated approach to the studying palynological remnants of the Carboniferous of the Volhynian-Podilian margin of the East-European platform”. Палеон. зб. 2014. № 46; “Новий підхід до вивчення палинологічних решток древніх осадових товщ”. Геолого-геофізичні дослідження нафтогазоносних надр України. Львів: УкрДГРІ, 1997–1998). В доробку Антоніни Валентинівни є ґрунтовні роботи з всебічної характеристики біопідрозділів, виділених за палинологічними даними (“Стандартизована характеристика палинозони **Vestispora costata-Knoxisporites polygonalis** з кам’яновугільних відкладів Волино-Подільської окраїни Східноєвропейської платформи”. Збірник наукових праць Інституту геологічних наук НАН України. Т. 6. Вип. 1. 2013; “Палинологічна зональність верхньовізейських відкладів Волино-Подільської окраїни Східноєвропейської платформи”. Палеон. зб. 2010. № 42). А. Іваніна плідно працює над вивченням перспектив нафтогазоносності (“Катагенетичні зміни нерозчинної дисперсної органіки як критерій нафтогазоносності девонських і кам’яновугільних відкладів Волино-Поділля”. Вісник Львівського університету. Сер. геол. 2016. Вип. 30; “Нерозчинна дисперсна органіка як показ-

ник нафтогазоносності девонсько-кам'яновугільних відкладів Волино-Поділля". Палеон. зб. 2003. № 35) та вирішенням різноманітних питань стратиграфії ("Definition of the Mississippian–Pennsylvanian Boundary in the Lviv–Volyn Coal Basin (Western Ukraine), Based on Palynological Data". Springer Geology: STRATI 2013. Springer International Publishing: Switzerland, 2014 (co-author Gonyk Ev.); "Стандартизована характеристика світ середнього девону Волино-Поділля". Вісник Львівського університету. Сер. геол. 2007. Вип. 21; "Стан стратиграфічних досліджень фанерозою України". Геол. ж. 2004. № 4 (співавтори Гоцик П. Ф., Лещух Р. Й., Константиненко Л. І.). Чимало публікацій присвячено історії геологічних досліджень і становленню палеонтології у Львівському національному університеті ім. І. Франка ("Кафедра історичної геології та палеонтології. Довідково-інформаційне видання" Львів: Видавничий центр ЛНУ ім. І. Франка, 2006 (співавтори Лещух Р. Й., Шайнога І. В., Тузак Я. М. та ін.); "Палеонтологічному збірнику" – 55 років". Матеріали XXXVII сесії Палеонтологічного товариства НАН України. Київ, 2016 (співавтори Гоцанюк Г. І., Данилів А. Я., Мар'яш І. М.)). Її наукові результати використовують під час викладання спецкурсів. Антоніні Валентинівні належить чимало рецензій на автореферати дисертацій, наукові статті, навчальні посібники, дипломні і магістерські роботи. Незважаючи на вагомий науковий доробок, А. Іваніна постійно підвищує свою кваліфікацію під час стажувань у відомих наукових установах в Україні та за кордоном (Віденський університет, 2003 р., Гірничо-металургійна академія ім. С. Сташиця, 2016 р.), брала участь у численних міжнародних і всеукраїнських наукових конференціях. Вона активно популяризує геологію та палеонтологію в соціальних мережах, під час виступів на радіо, в засобах масової інформації, має здібності лектора і проводить геологічні екскурсії для усіх бажаючих. Як справжній геолог, любить мандри та активно подорожує Україною і світом.

А. Іваніна була багаторічним членом редколегії та секретарем "Палеонтологічного збірника", членом та секретарем Вченої ради геологічного факультету; є членом Українського палеонтологічного товариства, Спілки геологів України, Палеозойської комісії Національного стратиграфічного комітету України.

Антоніна Валентинівна креативна, має безліч творчих планів, активно розширяє коло наукових інтересів. Колеги, друзі та учні знають Антоніну Валентинівну як відомого науковця, чудового педагога, мудру і доброзичливу жінку і бажають їй творчого довголіття та наснаги до нових звершень!

Г. Гоцанюк

НАУКОВО-ПРАКТИЧНА КОНФЕРЕНЦІЯ “ГЕОЛОГІЧНА ГАЛУЗЬ УКРАЇНИ – 100-РІЧНИЙ ШЛЯХ ТА 60-РІЧЧЯ ДП НАК “НАДРА УКРАЇНИ” “ЗАХІДУКРГЕОЛОГІЯ”

12–14 вересня 2017 р. у Львові відбулася науково-практична конференція “Геологічна галузь України – 100-річний шлях та 60-річчя ДП НАК “Надра України” “Західукргеологія”, організована Міністерством екології та природних ресурсів за участю Державної служби геології та надр України, Національної акціонерної компанії “Надра України”, ДП НАК “Надра України”, “Західукргеологія”, ДП НАК “Надра України” “Українагеоцентр”, Українського державного геологорозвідувального інституту, Державного геофізичного підприємства “Укргеофізика”, Івано-Франківського національного університету нафти і газу, Київського національного університету імені Тараса Шевченка, геологічного факультету Львівського національного університету імені Івана Франка.

Програма конференції включала:

- заїзд учасників конференції, розміщення в готелях, самостійне ознайомлення з містом, зустрічі з керівництвом і спеціалістами ДП “Західукргеологія” (12 вересня);
- реєстрацію учасників конференції, вручення матеріалів конференції та сувенірів; відкриття урочистого засідання, пленарні засідання, зустріч учасників конференції, гостей та ветеранів підприємства, урочисту вечерю з нагоди святкування 60-річчя утворення ДП “Західукргеологія” (13 вересня);
- пішу екскурсію по історичних та архітектурних пам’ятках м. Львова, відвідування музеїв геологічного факультету Львівського національного університету імені Івана Франка, виїзд на екскурсію по замках Львівщини (Одеський, Підгорецький), підведення підсумків роботи (14 вересня).

Тематика конференції була досить різноманітною. Вона торкалася таких питань:

1. Історія та майбутнє Державної служби геології та надр України.
2. Досягнення та проблеми розвитку нафтогазової галузі Західного, Східного та Південного нафтогазоносних регіонів.
3. Шляхи нарощування енергетичного потенціалу Держави.
4. Стан та перспективи використання надр України.
5. Геологорозвідувальна галузь – її роль у стратегії розвитку мінерально-сировинної бази України.
6. Моніторинг стану геологорозвідувальної галузі України.
7. Проблеми і перспективи геологорозвідувальної галузі України.
8. Шляхи залучення інвестиційного капіталу до геологічного вивчення надр.
9. Роль тематичних досліджень у визначенні перспектив пріоритетних напрямів пошуків вуглеводнів.
10. Досягнення у вивченні традиційних і нетрадиційних типів вуглеводневих покладів.
11. Нові методи та напрями дослідження твердих корисних копалин.
12. Нетрадиційні поклади вуглеводнів – невизначений резерв мінерально-сировинної бази України.

13. Неантиклінальні пастки, карбонатні колектори, великі глибини – проблеми пошуків та розробки покладів вуглеводнів.

14. Геолого-економічна оцінка родовищ корисних копалин – головна складова управління надрами.

Конференція проходила у Львівському будинку вчених. Її урочисте засідання відкрив вступним словом модератор Оргкомітету *С. В. Гошовський* – директор Українського державного геологорозвідувального інституту. З привітаннями виступили: голова Оргкомітету т.в.о. голови Державної служби геології та надр України *О. В. Кирилюк* від Міністерства екології та природних ресурсів України і Державної служби геології і надр України, голова Всеукраїнської профспілкової організації працівників геології, геодезії та картографії *І. Г. Бакулей*, представники Львівської обласної адміністрації, Обласної ради та Львівської мерії, керівники акціонерних геологічних компаній і департаментів.

Доповідь "60 років дочірнього підприємства "Західургеологія" виголосив його директор *Д. І. Штикало*. Він привітав учасників конференції з ювілеєм. Коротко розповів історію та найвагоміші здобутки за 60 років. Зокрема наголосив, що за 60-річний час виробничої діяльності колективами Самбірської, Стрийської та Калуської нафтогазорозвідувальних експедицій відкрито 71 родовище вуглеводнів, у тім числі: 22 нафтові, 39 газових і 10 газоконденсатних, по яких прирости запасів становили понад 45 млн/т нафти і конденсату і близько 151 млрд/м³ газу. Майже усі відкриті родовища передано в експлуатацію ВАТ "Укрнафта" і ГПУ "Львівгазвидобування". За період незалежності з 1991 по 2017 рік підприємством відкрито 5 нафтових і 13 газових родовищ із запасами вуглеводнів 8,2 млн/т умовного палива. З 1998 р. проводиться геологічне вивчення на 23 перспективних ділянках, із них 10 родовищ уведено в дослідно-промислому розробку для підготовки їх до подальшої промислової експлуатації.

Регіональне геологічне вивчення західного регіону, пошуки та розвідку твердих корисних копалин і підземних вод, геолого-економічні дослідження виконували Львівська і Закарпатська геологорозвідувальні експедиції. Важливе народногосподарське значення мають розвідані родовища кам'яного вугілля у Львівсько-Волинському кам'яновугільному басейні, на основі яких побудовано 21 шахту. Велику роботу виконано і з вирішення питання пошуків родовищ ртуті, золота, поліметалів, баритів, каолінів, бентонітів, термальних вод, германію в Закарпатській області. На основі розвіданих ртутних родовищ збудовано Закарпатський ртутний комбінат, а запаси Березівського і Мужіївського золото-поліметалевих родовищ дали змогу організувати їхній видобуток Мужіївським золото-поліметалевим комбінатом. Рахівською ГРП відкрито родовище золота Сауляк, рудопрояви Банський, Білопотокський, Ясенів, Тукало. В короткий термін відкрито, розвідано і передано в експлуатацію Роздольське, Язівське, Немирівське, Подороженське, Гримнівське, Загайпільське та Шевченківське родовища самородної сірки. На основі розвіданих 15 родовищ калійних солей працювали гірничо-хімічні підприємства Стебника, Калуша.

Завдяки величезній і не менш важливій для економіки країни роботі підприємством створено потужну базу нерудної сировини. Завдяки відкритим і розвіданим запасам нерудної сировини, в тім числі для будівельних матеріалів, працюють Миколаївський, Івано-Франківський і Здолбунівський цементні комбінати, Львівський, Яворівський, Самбірський і Болахівський керамзаводи, домобудівельні комбінати, десятки заводів з виробництва цегли, дренажних труб, дахівки тощо. На основі розвіданих родовищ кварцових пісків працюють заводи з виробництва скла, скляних виробів, кришталю, склотра-

ри. У Закарпатті розвідане і розроблене загальновідоме Солотвинське родовище кам'яної солі, в Рахівському районі розвідане Кузинське родовище високосортних доломітів для чорної металургії, в Хустському районі – унікальне за масштабами і якістю сировини Сокирницьке родовище цеолітів. Крім того, в Закарпатському регіоні виявлено та вивчено родовища давсоніту, мінеральних фарб, бурого вугілля, перлітів, вогнетривких глин лужних бентонітів, каолінів, германію. Підприємством виконано значний обсяг робіт з пошуків та розвідки прісних підземних, мінеральних та термальних вод.



Учасники науково-практичної конференції Петро Білоніжка, Микола Павлунь, Ростислав Драгушак, Орест Матковський.

У доповіді зазначено, що основою усіх геологорозвідувальних робіт на всі види корисних копалин є геологічна зйомка, яка ведеться планомірно з перших років діяльності підприємства і має великі здобутки. Сьогодні в регіоні проводиться геологічне довищення та підготовка до видання Державної геологічної карти масштабу 1:200 000 нового покоління. Як наслідок – уже підготовлено та видано карти на більшу частину території. Безумовно, це результат роботи усіх поколінь геологів-зйомщиків Львівської і Закарпатської експедицій і тематичної партії.

Серед подальших важливих завдань у доповіді названо:

- Відкриття нових родовищ вуглеводнів на території Західної України на Волинському та в Кросненській зоні Складчастих Карпат.
- Створення сучасних геологічних карт масштабу 1:50 000, насамперед у районах міських і промислових агломерацій та гірничорудних.
- Підготовка перспективних рудопроявів Рахівського рудного району до залучення інвестицій та відкриття нових родовищ золота.
- Підготовка нових шахт полів Львівсько-Волинського басейну до видобутку вугілля.

- Розробка нових технологій свердловинного видобутку калійних солей Передкарпаття.
- Відкриття та розвідка родовищ дефіцитних видів нерудної та будівельної сировини.
- Збільшення обсягів моніторингових досліджень з виявлення небезпечних екзогенних процесів та досліджень техногенно забруднених територій.
- Проведення пошуків та розвідки підземних вод для централізованого забезпечення малих населених пунктів питною водою, пошуки мінеральних та термальних вод для бальнеологічних цілей.

Доповідач відмітив плідну співпрацю з науковими та освітніми установами – УкрДГРІ, Інститут геології і геохімії горючих копалин НАН України, Геологічний факультет Львівського національного університету ім. Івана Франка, Івано-Франківський національний технічний університет нафти і газу, геологічні підприємства України та багато інших. Він також згадав про людей, які очолювали підприємство та його підрозділи в різні роки, тих, що внесли найбільше у розвиток галузі та відкриття родовищ, удюстоених різних державних нагород. Серед таких є десятки випускників геологічного факультету Львівського університету, які працювали і працюють нині в підрозділах підприємства (деякі з них, на жаль, відійшли у вічність): *В. Ващенко, С. Гірний, В. Зайцева, В. Іванченко, А. Кірпіч, О. Кречковський, О. Кишановський, М. Любка, Б. Мацьків, В. Місечко, В. Побережський, М. Решко, П. Савицький, В. Шклянка*, сімейства *Герасимових, Довжанів, Приходьків, Сидорів, Терлецьких, Удудів* та багато інших. Нині підприємство і його підрозділи очолюють *Р. М. Драгуцак* (перший заступник директора ДП НАК “Надра України” “Західукргеологія”), *Д. Г. Панов* (головний геолог ДП НАК “Надра України” “Західукргеологія”), *Д. В. Шарун* (голова теркому профспілки), *В. І. Стахів* (головний геолог Львівської геологорозвідувальної експедиції) та інші.

Пленарні засідання включали 14 доповідей, які торкалися історії геологічної галузі по забезпеченню нафтогазовидобувного комплексу мінерально-сировинною базою (*П. С. Голуб*, генеральний директор ДП НАК “Надра України” “Укрнаукагеоцентр”), реальних перспектив нарощування запасів нафти та газу у зв’язку з тенденцією зниження геологічної ефективності геологорозвідувальних робіт (*М. П. Зюзькевич*, головний геолог ТОВ “Технікс”), гармонійного поєднання геологічної освіти, науки і геологорозвідувального виробництва – запоруки сталого розвитку мінерально-сировинної бази України (*М. М. Павлунь*, декан геологічного факультету ЛНУ ім. Івана Франка), “Надра України”: стратегії відродження (*М. Г. Максименцев*, заступник голови правління ПАТ “Національна акціонерна компанія “Надра України”), національної класифікації запасів і ресурсів корисних копалин державного фонду Надра України та можливості її гармонізації до міжнародних нафтових стандартів (*Г. І. Рудько*, голова ДГП “ДКЗ України”), результатів геологорозвідувальних та видобувних робіт на нафту та газ і перспективи розвитку ПАТ “Укргазвидобування” на прикладі західного НТВР (*М. А. Фірман*, директор з питань геології ПАТ “Укргазвидобування”), історії розвитку та ролі державної геологічної служби у формуванні енергетичної незалежності держави (*І. І. Мартиненко*, заступник головного інженера ДНВП “Геоінформ України”), геолого-екологічних досліджень західної України – основа багаторічної співпраці колективів ДП НАК “Надра України”, “Західукргеологія” та “Інституту геології і геохімії горючих копалин” НАН України (*А. В. Побережський*, заступник директора ІГТТК НАН України) та багатьох інших проблем.

Перед урочистою товариською зустріччю у вестибюлі будинку вчених відбувся показ кінофільму про діяльність ДП “Західукргеологія” з досить багатогранною демонстрацією досягнень різних геологічних підрозділів підприємства, які супроводжувалися виступами керівників цих підрозділів. Під час самої вечері продовжувалися виступи з привітаннями, які чергувалися з концертною програмою.

О. Матковський, М. Павлунь, Д. Панов

**ЧЕТВЕРТА МІЖНАРОДНА НАУКОВО-ПРАКТИЧНА
КОНФЕРЕНЦІЯ
“НАДРОКОРИСТУВАННЯ В УКРАЇНІ. ПЕРСПЕКТИВИ
ІНВЕСТУВАННЯ”
(присвячена 100-річчю геологічної служби України
та 25-річчю Державної комісії України
по запасах корисних копалин)**

6–10 листопада 2017 р. відбулася Четверта міжнародна науково-практична конференція “Надрокористування в Україні. Перспективи інвестування”, організована Державною службою геології та надр України і Державною комісією України по запасах корисних копалин за участю Інституту геологічних наук НАН України, Українського державного геологорозвідувального інституту, ПАТ НАК “Надра України”, ПАТ “Укргазвидобування”, ПрАТ “Нафтогазовидобування”, Державної установи “Український науково-дослідний інститут медичної реабілітації та курортології МОЗ України”, Навчально-наукового інституту “Інститут геології” Київського національного університету імені Тараса Шевченка, Івано-Франківського національного технічного університету нафти та газу, геолого-екологічного факультету Криворізького національного університету, Львівського національного університету імені Івана Франка, Львівського національного медичного університету імені Данила Галицького.

Конференція присвячена 100-річчю геологічної служби України і 25-річчю Державної комісії України по запасах корисних копалин. Вона проходила в мальовничому краї Прикарпаття у м. Трускавець в готельно-курортному комплексі “Rixos-Prykarpattya”. Її програма включала: відкриття конференції; слова привітання Оргкомітету; пленарні доповіді (11). Серед пленарних доповідей виокремимо такі: “Оцінка інвестиційної привабливості об’єктів мінерально-сировинної бази України” (*В. А. Михайлов, М. М. Курило*), “Техніко-економічне обґрунтування мінерально-сировинної стратегії України на період до 2035 року” (*М. В. Жикаляк*), “Раціональне використання надр діючих родовищ – один з напрямків нарощування і зміцнення енергонезалежності держави” (*І. П. Гафич, І. В. Щуров, О. С. Дорошенко, Є. В. Солодкий*); “Еколого-геохімічні показники техногенного забруднення ґрунтів – основа моніторингу довкілля” (*І. В. Кураєва, Ю. Ю. Войтюк, К. С. Злобіна та ін.*); “Повторна геолого-економічна оцінка родовищ неметалевих корисних копалин” (*Г. І. Рудько, О. В. Нецький*). Усі доповіді опубліковані у 2-х томах матеріалів конференції “Надрокористування в Україні. Перспективи інвестування” (присвячена 100-річчю Геологічної служби України та 25-річчю Державної комісії по запасах корисних копалин).

Перший том матеріалів конференції відкривається зверненням т.в.о. голови Державної служби геології та надр України О. Кирилюка, в якому зазначено, що високий фаховий рівень учасників форуму дає можливість виробити пропозиції та рекомендації, які сприятимуть зміцненню економічної незалежності та процвітанню нашої держави. Він вміщує доповіді чотирьох перших секцій:

Секція 1. Класифікація запасів і ресурси корисних копалин, їх зіставлення, застосування, адаптація до провідних світових класифікацій – 5 доповідей.

Секція 2. Інвестиційний потенціал мінерально-сировинної бази України – 26 доповідей.

Секція 3. Методика і практика геолого-економічної оцінки родовищ корисних копалин, економічна привабливість надрокористування техніко-економічне обґрунтування родовищ корисних копалин – 12 доповідей.

Секція 4. Правові аспекти надрокористування в Україні. Механізм рентних платежів і оподаткування користування надрами, їх оптимізація – 6 доповідей.



Учасники Четвертої міжнародної науково-практичної конференції “Надрокористування в Україні. Перспективи інвестування”. Зліва направо: П. Волошин, Г. Рудько, О. Матковський, М. Павлунь, Ю. Крупський.

У першому томі матеріалів конференції найбільша кількість публікацій міститься у другій секції. Вони торкаються Прутівського сульфідного мідно-нікелевого родовища в гіпербазитах (Б. І. Слободян, Б. Л. Висоцький), самородно-сульфідної мінералізації Пержанського рудного вузла (Б. І. Слободян, В. І. Павлишин, С. М. Бондаренко та ін.), інвестиційного потенціалу мінерально-сировинної бази металічних корисних копалин та алмазів північної, північно-західної та центральної частини України (В. Л. Приходько), складу міденосних відкладів трапів Західної Волині – основа для пропозицій потенційним інвесторам (Н. В. Бацевич), головних шляхів підвищення рентабельності експлуатації Полохівського родовища літію Інгульського геоблоку (Г. А. Ка-

лашник, М. М. Кір'яков), кристалогенезу топазу і берилу камерних пегматитів Волині – передумова оцінки важливого виду каменобарвної сировини (О. П. Вовк, І. М. Наумко), соціально-економічних аспектів енергетичної стратегії на середньо-довгострокову перспективу (М. В. Жикаляк, Д. Ю. Череватський), соляних ресурсів Передкарпаття та перспектив їх використання (Г. І. Рудько, В. І. Петришин) та інших важливих проблем інвестиційного потенціалу мінерально-сировинної бази України.

Цікавою і корисною є для нашого факультету стаття “Досвід впровадження навчальних стандартів Європейського Союзу в шкільну геологічну освіту України” (П. О. Загородню, М. Д. Крочак, Г. А. Лівенцева), у якій висвітлено як приватний вищий навчальний заклад Інститут Тутковського (складова Міжнародного хабу природних ресурсів Tutkovsky), який систематично і послідовно проводить освітню діяльність в геологічній науці і практиці за різними напрямками. Розроблено чимало навчальних програм і проєктів, завдання яких – сприяти початковій геологічній освіті учнів. У навчальних програмах беруть до уваги досвід країн-членів Європейського Союзу, зокрема Франції, з впровадження в шкільну освіту основ геологічних знань. У рамках (126) проєкту велику увагу приділяють профорієнтаційній роботі з молоддю.

Автори обґрунтовують необхідність глибшого вивчення геології в школі, бо геологія є тією міждисциплінарною галуззю знань, яка може об'єднати всі інші природничі науки в уяві учня про будову світу: показати, як закони фізики діють на поверхні нашої планети та в її надрах, довести, що хімічні реакції, проведені у шкільній лабораторії, відбуваються в усьому геологічному середовищі. Вони пропонують використати у шкільній геологічній освіті досвід Франції, в якій геологію у школах вивчають протягом п'яти років. Вона є рівноправна з біологією, фізикою і хімією у циклі наук про Землю. Завершується її вивчення обов'язковим екзаменом.

З метою залучення шкільної молоді у сферу наук про Землю 2012 р. приватним навчальним закладом “Інститут Тутковського” разом з ННІ “Інститут геології” КНУ ім. Т. Шевченка засновано проєкт “Надра землі, надра духовні” (геологія дітям), який передбачає у різних формах доносити до дитячо-юнацької аудиторії геологічні знання, а також проводити профорієнтаційну роботу. Намагаючись бути в руслі сучасних тенденцій та впроваджувати в проєкт нові ідеї, 2017 р. автори цієї публікації розробили нову форму роботи зі школярами у вигляді Геотестів на базі приміщень Науково-природничого музею НАН України. Проведено Геотест “Природні багатства України”, наголошуючи на унікальності та неповторності природних ресурсів України, однакової важливості усіх її регіонів у розбудові економіки країни. У висновках і пропозиціях зазначено: програма максимум – змінити шкільну назву проєкту “географія” на “науки про Землю”, видати підручник (навчальний посібник) для учнів 8–9 класів “Науки про Землю” та ін.

Другий том матеріалів конференції включає доповіді таких п'яти секцій:

Секція 5. Питання енергетичної незалежності України, нарощування енергетичного потенціалу держави – 27 доповідей.

Секція 6. Екологічна безпека, пов'язана з розробкою родовищ корисних копалин – 26 доповідей.

Секція 7. Перспективи оптимального використання питних і мінеральних підземних вод, інвестиційні проєкти – 8 доповідей.

Секція 8. Використання відновлювальних джерел енергії, стан та перспективи – 3 доповіді.

Секція 9. Проблеми медичної геології – 16 доповідей.

У другому томі найбільша кількість доповідей стосується питань енергетичної незалежності України, нарощуванню енергетичного потенціалу держави (секція 5) та екологічної безпеки у зв'язку з розробкою родовищ корисних копалин (секція 6). Серед останніх виділимо такі: “Відходи Роздільського ДГХП “Сірка”: вплив на стан довкілля та оцінка потенціалу як перспективних техногенних родовищ” (А. М. Гайдін, В. О. Дяків, І. І. Зозуля), “Еколого-геохімічні показники техногенного забруднення ґрунтів – основа моніторингу довкілля” (І. В. Кураєва та ін.), “Екологічна безпека території західного регіону України” (О. М. Адаменко, Я. О. Адаменко, Д. О. Зорін), “Розподіл рідкісноземельних металів у відходах вуглевидобутку та перспективи їх використання” (І. М. Качмар), “Екологічний вплив нових техногенних геодинамічних факторів гірничодобувних районів України” (С. О. Яковлев), “Сучасний стан проблем поводження із твердими побутовими відходами у Львівській області та шляхи їх вирішення” (В. О. Дяків), “Екологія в умовах ринкової економіки” (Г. І. Рудько), “Еколого-геологічні проблеми видобутку і переробки мінеральної сировини” (М. М. Павлунь, П. К. Волошин).

Завершується другий том двома інформаційними повідомленнями “Українсько-Китайська співпраця в контексті міжнародної діяльності ДКЗ України: стан та перспективи” (Г. І. Рудько, В. Г. Григіль, О. В. Цибульська) і “До 25-річчя Державної комісії України по запасах корисних копалин” (Г. І. Рудько, Г. Р. Бала). У першій статті описано головні результати участі делегацій ДКЗ України у ХІХ Міжнародній конференції та виставці “China Mining 2017”, а також семінарі з класифікації запасів і ресурсів корисних копалин та ресурсного потенціалу провінції Хейдунцзян та України, що відбувся у м. Харбін та був організований центром земель та ресурсів провінції Хейдунцзян та центром оцінки запасів і ресурсів корисних копалин Міністерства земель і ресурсів Китайської Народної Республіки. Окреслено перспективи двосторонньої співпраці. У другій статті проаналізовано історію заснування, основні досягнення, структуру та головні напрями діяльності Державної Комісії України по запасах корисних копалин.

Вражаючою була презентація рекламного, ілюстрованого кольоровими фотографіями 6 видання “Державна Комісія по запасах корисних копалин (ДКЗ) – 25 років діяльності”, в якому містяться: короткі відомості про ДКЗ та його голову Г. І. Рудька; структура ДКЗ; геолого-економічна оцінка; класифікація запасів і ресурсів корисних копалин державного фонду надр України; застосування і зіставлення класифікацій; застосування критеріїв міжнародних стандартів звітності для геолого-економічної оцінки запасів ресурсів корисних копалин; міжнародна діяльність; співпраця; публікації. Серед останніх понад 120 наукових праць, 45 монографій, 20 підручників та методичних розробок.

М. Павлунь, О. Матковський, П. Волошин, Ю. Крупський

VIII ВСЕУКРАЇНСЬКА НАУКОВА КОНФЕРЕНЦІЯ “ПРОБЛЕМИ ГЕОЛОГІЇ ФАНЕРОЗОЮ УКРАЇНИ”

Дев'ятого–одинадцятого жовтня 2017 р. на геологічному факультеті Львівського національного університету імені Івана Франка відбулася VIII щорічна **Всеукраїнська наукова конференція “ПРОБЛЕМИ ГЕОЛОГІЇ ФАНЕРОЗОЮ УКРАЇНИ”**. В програмі – святкування днів Львівського університету за ініціативою та організацією викладачів та співробітників кафедри історичної геології та палеонтології.

Ця конференція зібрала понад 50 учасників з різних академічних та науково-дослідних установ України.



Відкриття конференції. З вступним словом виступив декан геологічного факультету професор Павлунь М. М.

З вітальним вступним словом відкрив роботу конференції на пленарному засіданні декан геологічного факультету професор Павлунь М. М., який зазначив важливість проведення сьогодні таких наукових геологічних заходів в Україні. Микола Павлунь наголосив, що конференція традиційно відбувається у Львівському університеті завдяки тому, що в структурі геологічного факультету функціонує єдина в Україні кафедра історичної геології та палеонтології. А відтак, саме ЛНУ ім. Івана Франка є одним із важливих осередків дослідження проблем геології фанерозою України. Тематика конференції є надзвичайно актуальною, адже вона охоплює найновіші палеонтолого-стратиграфічні досягнення, які застосовують у вивченні осадових відкладів різних регіонів України та світу. Професор Павлунь М. М. окреслив ситуацію в геологічній галузі та основні проблеми сьогодні, а також привітав учасників і побажав плідної наукової праці та наукових дискусій.

У наукових доповідях учасники конференції намагалися окреслити актуальне коло питань, пов'язаних із найважливішими проблемами стосовно новітніх технологій прогнозу та пошуку вуглеводнів, методології детальної стратиграфії та поширеної кореляції розрізів, біостратиграфії, закономірностей розміщення та умов формування родовищ корисних копалин України, що безумовно практично застосовуватимуть у майбутньому.



Пленарна доповідь на конференції канд. геол.-мін. наук, ст. наук. співробітника Гриценко В. П. (Національний науково-природничий музей НАН України, м. Київ).

На конференції заслухано усні та продемонстровано стендові доповіді, в яких висвітлено найновіші досягнення у літолого-стратиграфічних дослідженнях, які застосовують у вивченні осадового чохла фанерозою різних регіонів України під час розшуків корисних копалин. Розглянуто закономірності розташування та умови формування родовищ вуглеводнів на території України. Важлива наукова та прикладна інформація, подана на конференції, є цінною у контексті подальших досліджень геологічної історії та генезису мінерально-сировинної бази України.

До початку роботи конференції видано Матеріали VIII всеукраїнської наукової конференції, продемонстровані 27 тезами на 81 сторінці. Вони розкривають наукові дослідження понад 50 авторів та співавторів. У матеріалах окреслено основні положення усних та стендових доповідей. Частина доповідей запропонували опублікувати у фахових геологічних журналах геологічного факультету, зокрема у Палеонтологічному збірнику та Віснику Львівського університету/ Серія геологічна.

У рамках проведення конференції організовано геологічну екскурсію по унікальному природному палеонтологічному об'єкті – місцезнаходження викопної міоценової біоти біля підніжжя Лисогірської височини у регіональному ландшафтному парку “Зне-

сіння” неподалік центру Львова. Керівник екскурсії доцент кафедри історичної геології та палеонтології Антоніна Іваніна ознайомила учасників конференції з геологічною будовою та унікальністю природного об’єкта, де є численні й різноманітні мешканці міоценового моря, збережені прижиттєві відношення і характер розміщення палеобіоти. Дослідження місцезнаходження морської міоценової біоти науковцями кафедри історичної геології та палеонтології та аспірантами геологічного факультету вдалося визначити двостулкові молюски, брахіоподи, форамініфери, літотамнієві водорості та рештки вищих рослин. Зазначений геологічний об’єкт є важливою ланкою для відновлення історії Землі, має наукову цінність і є важливим палеонтологічним об’єктом, який потрібно ввести в реєстр природоохоронних пам’яток Львова та України. Згаданий об’єкт геологічної спадщини розміщений недалеко від центру Львова, легкодоступний і може стати цікавим геотуристичним маршрутом міста. Відвідувачі екскурсії мали можливість оглянути цікаве місцезнаходження міоценової палеобіоти та відібрати зразки порід для наукових досліджень.



Учасники конференції під час геологічної екскурсії в регіональному ландшафтному парку “Знесіння” м. Львів.

Учасники конференції вдячні ректорату університету, оргкомітету та колективу кафедри історичної геології та палеонтології за добру організацію та успішне проведення цієї конференції.

Г. Гоцанюк

**ВИПУСКНИКИ ГЕОЛОГІЧНОГО ФАКУЛЬТЕТУ
ЛЬВІВСЬКОГО НАЦІОНАЛЬНОГО УНІВЕРСИТЕТУ
ІМЕНІ ІВАНА ФРАНКА**

2017 рік

Денне навчання

**Спеціальність “геологія”
Бакалавр з геології**

1. Гарвас Христина Євгенівна
2. Добровольський Володимир Іванович
3. Конопко Юрій Ігорович
4. Легкий Андрій Васильович
5. Лотоцький Дмитро Сергійович
6. Шевчик Надія Михайлівна
7. Шнайдер Лілія Андріївна
8. Яворський Олександр Сергійович
9. Мороз Андрій Володимирович
10. Раїмундо Джорже Едсон
11. Сантос Ізабел Найра Да Сільва Діаш Дос

**Спеціальність “геологія”
Спеціаліст з геології**

1. Венглівська Валентина Ігорівна
2. Гавц Назар Олегович
3. Грунт Михайло Сергійович
4. Дутко Ольга Іванівна
5. Замківська Вікторія Василівна
6. Ковальова Тетяна Валеріївна
7. Косач Назар Мар`янович
8. Марцінко Христина Русланівна
9. Матіїв Ольга Андріївна

**Спеціальність “геологія”
Магістр з геології**

1. Дикий Владислав Володимирович
2. Калагурка Галина Миронівна
3. Костелинин Роман Миколайович
4. Купович Богдан Васильович
5. Палюх Юрій Євгенович
6. Саламаха Олександр Олександрович
7. Яцкевич Ілона Михайлівна

8. Білий Мар`ян Михайлович
9. Боричок Василь Іванович
10. Мік Дарина Олександрівна
11. Походжай Оксана Любомирівна
12. Ходаницький Андрій Олексійович

**Спеціальність
“геохімія, мінералогія”
Магістр з геохімії**

1. Карелов Руслан Іванович
2. Коба Соломія Петрівна
3. Годісь Михайло Володимирович

Заочне навчання

**Спеціальність “ геологія ”
Спеціаліст з геології**

1. Андрейків Андріана Андріївна
2. Гайдук Богданна Іванівна
3. Гладун Ілона Володимирівна
4. Гутчак Остап Юрійович
5. Козовий Степан Богданович
6. Косович Богдан Михайлович
7. Костів Ірина Ігорівна
8. Кучер Надія Володимирівна
9. Максимів Володимир Михайлович
10. Мамчур Надія Юріївна
11. Манькут Тарас Семенович
12. Наконечний Олег Романович
13. Омелян Наталія Богданівна
14. Скурчак Оксана Степанівна
15. Слюз Ірина Іванівна
16. Кобзак Володимир Миколайович

П. Білоніжка, О. Полубічко

ЗМІСТ

<i>О. Мат ковський, М. Павлунь</i> ВНЕСОК НАУКОВЦІВ ГЕОЛОГІЧНОГО ФАКУЛЬТЕТУ ЛЬВІВСЬКОГО НАЦІОНАЛЬНОГО УНІВЕРСИТЕТУ ІМЕНІ ІВАНА ФРАНКА У РОЗВИТОК НАУКОВИХ ШКІЛ – ЄВГЕНА ЛАЗАРЕНКА, МИКОЛИ ЄРМАКОВА І ЄВГЕНА ЛАЗЬКА.....	3
<i>О. Бобров, В. Кирилюк, А. Лисак, Ю. Ляхов, М. Павлунь, А. Сіворонов, Г. Яценко</i> УЧЕНИЙ, ВЧИТЕЛЬ, ЗАСНОВНИК ЛЬВІВСЬКОЇ НАУКОВО-ПЕДАГОГІЧНОЇ ШКОЛИ ГЕОЛОГІЇ, ОРГАНІЗАТОР НАУКИ, ЛЮДИНА.....	30
<i>В. Узіюк, І. Шайнога, І. Наумко, М. Зубик</i> МЕТАМОРФОГЕННА ОБВОДНЕНІСТЬ ВУГІЛЛЯ І ВУГЛЕВМІСНИХ ПОРІД ТЯГЛІВСЬКОГО КАМ'ЯНОВУГІЛЬНОГО РОДОВИЩА ЛЬВІВСЬКО- ВОЛИНСЬКОГО БАСЕЙНУ – ПОТЕНЦІЙНА ЗАГРОЗА ВУГЛЕВИДОБУТКОВІ ТА ЖИТТЮ ШАХТАРІВ.....	47
<i>М. Матрофайло</i> ЗАСТОСУВАННЯ МОРФОЛОГІЧНОГО АНАЛІЗУ ВУГІЛЬНИХ ПЛАСТІВ У ЛЬВІВСЬКО-ВОЛИНСЬКОМУ КАМ'ЯНОВУГІЛЬНОМУ БАСЕЙНІ.....	56
<i>А. Іваніна</i> ПАЛІНОЛОГІЧНА ЗОНАЛЬНІСТЬ КАМ'ЯНОВУГІЛЬНИХ ВІДКЛАДІВ ВОЛИНО-ПОДІЛЬСЬКОЇ ОКРАЇНИ СХІДНОЄВРОПЕЙСЬКОЇ ПЛАТФОРМИ.	67
<i>Л. Генералова, О. Гнилко, В. Падляк, О. Солончук</i> ВЕРХНЬОКРЕЙДОВО-НИЖНЬОПАЛЕОЦЕНОВІ ЛІТОДИНАМІЧНІ ТИПИ УТВОРЕНЬ ГЛИБОКОВОДНИХ СИСТЕМ (СКИБОВИЙ ПОКРИВ, УКРАЇНСЬКІ КАРПАТИ)	79
<i>В. Узіюк</i> ІНТЕНСИВНІСТЬ СТИСНЕННЯ ВУГЛЕВМІСНИХ ПОРІД І ВУГЛЕТВОРНОЇ ФІТОМАСИ ПРИ УТВОРЕННІ ТОРФУ І ВУГІЛЛЯ	95
<i>О. Підлісна, А. Іваніна</i> СТАНДАРТИЗОВАНА ХАРАКТЕРИСТИКА ПРИРОДНИХ ГЕОЛОГІЧНИХ ОБ'ЄКТІВ РЕГІОНАЛЬНОГО ЛАНДШАФТНОГО ПАРКУ ЗНЕСІННЯ (ЛЬВІВ).	118
<i>В. Ващенко, І. Турчинов, Л. Генералова</i> ГЕОЛОГІЧНІ РЕСУРСИ ТУРИЗМУ ПРИРОДНОГО КОМПЛЕКСУ ДОЛИНИ Р. КАМ'ЯНКА (УКРАЇНСЬКІ КАРПАТИ) – ГЕОПАРК “КАМ'ЯНКА”.....	130
<i>У. Борняк, С. Крижєвич, І.Побережська, Т. Петришин</i> ЧЕРВОНОКОЛІРНІ ДЕВОНСЬКІ ВІДКЛАДИ УРОЧИЩА ЧЕРВОНЕ	

(ТЕРНОПІЛЬСЬКА ОБЛАСТЬ): МІНЕРАЛОГО-ЛІТОЛОГІЧНА ХАРАКТЕРИСТИКА ТА ЇХ ВИКОРИСТАННЯ.....	161
---	-----

Я. Тузяк

ЛЬВІВСЬКА МІКРОПАЛЕОНТОЛОГІЧНА ШКОЛА ЯК ЕТАП СТАНОВЛЕННЯ І РОЗВИТКУ МІКРОПАЛЕОНТОЛОГІЧНИХ ДОСЛІДЖЕНЬ НА ЗАХОДІ УКРАЇНИ.....	173
---	-----

<i>М. Павлунь, О. Гайовський, Л. Сливко, С. Ціхонь, О. Шваєвський, Т. Рева</i> МУЗЕЙ РУДНИХ ФОРМАЦІЙ ГЕОЛОГІЧНОГО ФАКУЛЬТЕТУ ЛЬВІВСЬКОГО НАЦІОНАЛЬНОГО УНІВЕРСИТЕТУ ІМЕНІ ІВАНА ФРАНКА. РУДНІ ФОРМАЦІЇ МЕТАЛЕВИХ КОРИСНИХ КОПАЛИН	195
--	-----

ВТРАТИ НАУКИ

<i>В. Кирилюк, М. Богданова</i> СВІТЛІЙ ПАМ'ЯТІ СІВРОНОВА АЛЬБЕРТА ОЛЕКСІЙОВИЧА	221
--	-----

ХРОНІКА

<i>А. Лисак, М. Богданова</i> ВІКТОР ПАВЛОВИЧ КИРИЛЮК – ГЕОЛОГ, УЧЕНИЙ, ПЕДАГОГ (до 80-річчя від дня народження).....	225
---	-----

<i>Г. Гоцанюк</i> ІВАНІНА АНТОНІНА ВАЛЕНТИНІВНА (до 60-річчя від дня народження).....	229
--	-----

<i>О. Матковський, М. Павлунь, Д. Панов</i> НАУКОВО-ПРАКТИЧНА КОНФЕРЕНЦІЯ “ГЕОЛОГІЧНА ГАЛУЗЬ УКРАЇНИ – 100-РІЧНИЙ ШЛЯХ” ТА 60-РІЧЧЯ ДП НАК “НАДРА УКРАЇНИ” “ЗАХІДУКРГЕОЛОГІЯ”.....	232
---	-----

<i>М. Павлунь, О. Матковський, П. Волошин, Ю. Крупський</i> ЧЕТВЕРТА МІЖНАРОДНА НАУКОВО-ПРАКТИЧНА КОНФЕРЕНЦІЯ “НАДРОКОРИСТУВАННЯ В УКРАЇНІ. ПЕРСПЕКТИВИ ІНВЕСТУВАННЯ” (присвячена 100-річчю Геологічної служби України та 25-річчю Державної комісії України по запасах корисних копалин).....	237
--	-----

<i>Г. Гоцанюк</i> VIII ВСЕУКРАЇНСЬКА НАУКОВА КОНФЕРЕНЦІЯ “ПРОБЛЕМИ ГЕОЛОГІЇ ФАНЕРОЗОЮ УКРАЇНИ”	241
--	-----

ВИПУСКНИКИ ГЕОЛОГІЧНОГО ФАКУЛЬТЕТУ ЛЬВІВСЬКОГО НАЦІОНАЛЬНОГО УНІВЕРСИТЕТУ ІМЕНІ ІВАНА ФРАНКА, 2017 <i>П. Білоніжка, О. Полубічко</i>	244
--	-----

CONTENTS

<i>O. Matkovskiy, M. Pavlun</i> INVESTMENT OF THE SCIENTISTS OF THE GEOLOGICAL FACULTY OF THE LVIV NATIONAL UNIVERSITY IN THE NAME OF IVAN FRANKO IN THE DEVELOPMENT OF SCIENTIFIC SCHOOLS – YEVGEN LAZARENKO, MYKOLA YERMAKOV AND EVGEN LAZKO.....	3
<i>O. Bobrov, V. Kirilyuk, A. Lisak, Yu. Lyakhov, M. Pavlun, A. Sivoronov, G. Yatsenko</i> TEACHER, TEACHER, CHIEF OF THE LVIV SCIENTIFIC AND PEDAGOGICAL SCHOOL OF GEOLOGY, ORGANIZER OF SCIENCE, PEOPLE.....	30
<i>V. Uziuk, I. Shaynoha, I. Naumko, M. Zubyk</i> THE METHAMORPHOGENOUS WATER OF THE COAL AND COAL CONTAIN OF ROCKS OF THE TYAGLIV COAL FIELD OF THE LVIV-VOLYN BASIN – POTEN- CIAL THE MENANCE THE COAL EXTRACTION AND THE LIFE OF MIN- ERS.....	47
<i>M. Matrofailo</i> APPLICATION OF THE MORPHOLOGICAL ANALYSIS OF COAL SEAMS IN THE LVIV-VOLYN COAL BASIN.....	56
<i>A. Ivanina</i> THE CARBONIFEROUS PALYNOLOGICAL ZONATION OF VOLYN-PODILLYA MARGIN OF THE EAST-EUROPIAN PLATFORM.....	67
<i>L. Generalova, O. Gnilko, V. Padyak, O. Solonchuk</i> HIGH-LOWER-LOWER-LOWER-PALACEOCENIC LITHO-DYNAMIC TYPES OF THE DEVELOPMENT OF GREENHOUSE SYSTEMS (SKYBOUS COVER, UKRAINIAN CARPATHIANS).....	79
<i>V. Uziuk</i> THE INTENSITY COMPRESSION OF THE COALFORMATION ROCKS AND OF COALCONSTITUTE PHYTOMASS UNDER FORMATION OF PEAT AND COAL...	95
<i>O. Pidlisna, A. Ivanina</i> STANDARDIZED CHARACTERISTICS OF NATURAL GEOLOGICAL OBJECTS OF THE REGIONAL LANDSCAPE PARK OF ZNESINNIA (LVIV).....	118
<i>V. Vashchenko, I. Turchynov, L. Heneralova</i> GEOLOGICAL RESOURCES OF TOURISM OF NATURAL COMPLEX OF DOLI- NA R. KAMYANKA (UKRAINIAN CARPATHIANS) -GEOPARK “KAMIYANKA”.	130
<i>U. Bornyak., S. Kryzhevich , I. Poberezhska, T. Petryshyn</i> RED-COLORED DEVONIAN SEDIMENTS OF THE CHERVONE TRACT (TERNOPIL AREA): MINERAL-LITOLOGICAL CHARACTERISTICS AND THEIR USE.....	161

<i>Ya. Tuzyak</i> THE LVIV MICROPALAEONTOLOGIC SCHOOL – AS STAGE FOUNDATION AND DEVELOPMENT MICROPALAEONTOLOGIC RESEARCHES IN THE WEST OF UKRAINE.....	173
<i>M. Pavlun, O. Gayovsky, L. Sliwko, S. Tsichon, O. Shvaevsky, T. Reva</i> MUSEUM OF EARTH FORMATIONS OF GEOLOGICAL FACULTY OF LVIV NATIONAL UNIVERSITY IN THE NAME OF IVAN FRANCO. ARTICLE 1. ESTIMATED FORMS OF METALLIC USEFUL COPALS.....	195
SCIENCE LOSSES	
<i>V. Kirilyuk, M. Bogdanova</i> THE LIGHT OF MEMORY SIVORONOVA ALBERTA OLEKSIYOVYCHA	221
CHRONICLE	
<i>A. Lysak, M. Bogdanova</i> VIKTOR PAVLOVICH KIRILYUK – GEOLOGIST, TEACHER, PEDAGOGUE (to 80th anniversary from birthday).....	225
<i>G. Gotsanyuk</i> IVANINA ANTONINA VALENTINOVNA (to the 60th anniversary of his birthday).....	229
<i>O. Matkovsky, M. Pavlun, D. Panov</i> SCIENTIFIC-PRACTICAL CONFERENCE “GEOLOGICAL FIELD OF UKRAINE – 100 YEARS ANNUAL” AND 60TH ANNIVERSARY OF NAC “NADRA UKRAINE” “ZAKHIDUKREGEOLOGY”	232
<i>M. Pavlun, O. Matkovsky, P. Voloshin, Yu. Krupsky</i> FOURTH INTERNATIONAL SCIENTIFIC-PRACTICAL CONFERENCE “USE IN UKRAINE. PERSPECTIVES OF INVESTMENT” (have been advised to the 100th an- niversary of the Geological service of Ukraine and the 25th anniversary of the State commission of Ukraine under the use of used copales).....	237
<i>G. Gotsanyuk</i> VIII ALL-UKRAINIAN SCIENTIFIC CONFERENCE “PROBLEMS OF GEOLOGY OF PHANEROSIS OF UKRAINE”	241
STUDENTS THAT WERE GRADUATED FROM GEOLOGY DEPARTMENT IVAN FRANKO NATIONAL UNIVERSITY OF L’VIV AT 2017 YEAR <i>P. Bilonizhka, O. Polubichko</i>	244