ISSN 2078-6425

# ВІСНИК
## ЛЬВІВСЬКОГО УНІВЕРСИТЕТУ

## СЕРІЯ ГЕОЛОГІЧНА

**Випуск 33**

2019

# VISNYK OF THE LVIV UNIVERSITY

# ВІСНИК ЛЬВІВСЬКОГО УНІВЕРСИТЕТУ

## Geology Series

## Серія геологічна

**Issue 33**

**Випуск 33**

Scientific journal

Збірник наукових праць

Published 1 issue per year

Виходить 1 раз у рік

*Published since 1962*

*Виходить з 1962 р.*

Ivan Franko
National University of Lviv

Львівський національний
університет імені Івана Франка

2019

Засновник: ЛЬВІВСЬКИЙ НАЦІОНАЛЬНИЙ УНІВЕРСИТЕТ ІМЕНІ ІВАНА ФРАНКА

Друкується за ухвалою Вченої ради
Львівського національного університету
імені Івана Франка.
Протокол № від .12.2019 р.

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

Опубліковано матеріали з актуальних питань загальної та структурної геології, літології, палінології, геології вугільних родовищ, пам'яток геологічних утворень (геотуристичних об'єктів).

Visnyk of the Lviv University publishes papers on the actual questions of common end strutural geology, lithology, palinology, geology of coal deposits, monuments of geological formations (geotourism objects).

**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. Кшивец* (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. Узіюк*; д-р геол. наук *В. О. Федишин*; д-р геол. наук *Ю. І. Федоришин*; канд. фіз.-мат. наук, доц. *В. В. Фурман*; д-р геол.-мін. наук *Г. М. Яценко.*

**Editorial Board:**
Professor *M. Pavlun* – Editor-in-Chief,
Assistant Professor *P. Bilonizhka* – Managing Editor.

Відповідальний за випуск д-р геол.-мін. наук, проф. *Микола Павлунь*
Упорядники: *П. Білоніжка, О. Полубічко*

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

**Editorial office address:**
Ivan Franko National
University of Lviv,
4, Hrushevskyj Str.,
Lviv, Ukraine, 79005
tel.: (38) (032)272-80-56

www.lnu.edu.ua/faculty/geology/Science/visnyk_geol.htm

Редактор Р. СПРИНЬ

Адреса редакції, видавця і виготовлювача:
Львівський національний університет
імені Івана Франка.
*вул. Університетська, 1, Львів, Україна, 79000*

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

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

© Львівський національний університет
імені Івана Франка, 2019

VISNYK OF THE LVIV UNIVERSITY
Series Geology. 2019. Is. 33. P. 3–19
ISSN 2078-6425

ВІСНИК ЛЬВІВСЬКОГО УНІВЕРСИТЕТУ
Серія геологічна. 2019. Вип. 33. С. 3–19
ISSN 2078-6425

*УДК 551.88:502.64 (477.8)*

# ШТОРМОВІ ВІДКЛАДИ БАДЕНСЬКОГО МОРЯ У РОЗРІЗІ ГОРИ КОРТУМОВОЇ (РОЗТОЧЧЯ)

**Лариса Генералова, Леонід Хом'як**

*Львівський національний університет імені Івана Франка,*
*вул. Грушевського, 4, 79005 Львів, Україна*
*gen_geo@i.ua; leogeolviv@gmail.com*

У межах території поширення баденських відкладів опільської світи на південно-західній окраїні Східноєвропейської платформи трапляються літодинамічні типи прибережних фацій, які раніше дослідники не вирізняли. Одним із таких ***об'єктів*** є невелике відслонення порід середнього баденію на східному схилі г. Кортумової, що розташована на південно-східному закінченні Розточчя. ***Мета досліджень*** полягала у з'ясуванні будови розрізу, генетичного типу та походження цих відкладів. ***Методика дослідження*** ґрунтувалася на порівняльному аналізі структурно-текстурних ознак цих відкладів з моделями різних літодинамічних типів фацій літоралі, визначених й описаних на засадах актуалізму в сучасних працях із седиментології. **Результати. Наукова новизна.** Детальне вивчення шаруватості, структурно-текстурних рис і складу кластичного матеріалу порід дало підстави зачислити відклади згаданого розрізу до штормових утворень – літодинамічного типу темпеститів. Відслонений фрагмент їх розрізу має добре виражену горбисту скісну шаруватість й ерозійні поверхні розмиву в основі нашарувань. У підошві секвенцій часто залягають лінзи несортованого піщано-детритового матеріалу, подекуди з уламками глини. Верхніх інтервалів секвенцій темпеститів здебільшого немає внаслідок їх розмивання, яке призвело до накладення (амальгамації) інтервалів горбистої скісної шаруватості. Амальгамація секвенцій, переважаня у них різнозернистих псамітів значної потужності (до 0,3–0,4 м) з численним детритом літотамній є характерними рисами проксимального типу темпеститів. У розрізах баденію околиць Львова цей тип відкладів описано вперше.

*Ключові слова:* Східноєвропейська платформа, баденський регіоярус, літодинамічний тип, темпестити, горбистоскісна шаруватість (хаммоки), палеогеографія.

**Вступ**. Міоценові відклади в межах Волино-Поділля вивчено геологічно досить добре, чому посприяли особливості рельєфу, а також корисні копалини, пов'язані з ними або територіально приурочені до південно-західної окраїни Східноєвропейської платформи. Вже у 60-х роках XX ст. детально вивчено розподіл фацій гельветського, тортонського (баденського) і сарматського ярусів у Передкарпатті, систематизовано чис-

© Генералова Л., Хом'як Л., 2019

ленні фауністичні знахідки та визначено палеоекологічні умови їх існування і захоронення, а також умови накопичення осадів у різних зонах дна міоценового моря. Проте час від часу дослідники поверталися до питань літого-стратиграфічного розчленування нижньонеогенових відкладів і палеогеографічних ситуацій формування цих осадів. У міру вивчення шельфових відкладів на континентальних окраїнах Світового океану накопичувався новий фактичний матеріал непересічної науково-практичної цінності, який став основою для узагальнюючих праць з седиментології [9, 10, 21, 27] та інших дослідників, а також дав змогу уточнити критерії розрізнення фацій, зокрема для літоральної зони палеобасейнів.

У процесі ознайомлення і вивчення неогенових відкладів у межах Львова та його околицях доводиться стикатися з об'єктами, які не описані в науковій літературі, хоча би щодо ідентифікації окремих фацій й уточнення умов їх формування. Одним з таких об'єктів є невелике відслонення неогенових відкладів на схилі г. Кортумової, яка розташована на південно-східному закінченні Розточчя у межах міської зони Львова.

***Огляд попередніх досліджень.*** Стратиграфічне вивчення неогенових, зокрема тортонських (баденських) відкладів, які поширені в межах Волино-Подільської плити, розпочато з праць Д. Штура (1859), М. П. Барбота де Марні (1867), М. Ломницького (1873, 1887) та ін. [11].

Найповніший огляд стратиграфії і палеофаціальних умов формування палеогенових і неогенових відкладів південно-західної околиці Східноєвропейської платформи та зовнішньої зони Передкарпатського крайового прогину виконав Л. М. Курдін [8]. Його дослідження ґрунтувалися на використанні екологічного методу щодо вивчення викопної фауни у єдності з середовищем її існування. Головне завдання дослідження – визначення одновікових фацій, з'ясування умов міграції фацій, еколого-фаціальна характеристика відкладів, порівняння палеоекологічних спостережень з даними сучасних обстановок. Так, Л. М. Кудрін зазначає, що у стратиграфічному розрізі баденію виокремлюються піски й пісковики з фауною черепашок молюсків, які мають ознаки захоронення за нестабільних умов седиментації [8].

І. В. Венглинский та В. О. Горецький присвятили літофаціальним стратотипам міоценових відкладів Волино-Поділля, Передкарпатського і Закарпатського прогинів фундаментальну працю, ґрунтуючись, головно, на комплексах фауністичних решток [1].

В 60–70-х роках (1958–1974) XX ст. створено перше покоління державних геологічних карт масштабу 1:200 000 для території України і Волино-Подільської плити, зокрема, Нікуліна, 1962; Шраменко, 1975; Юркова, 1975. В цей час активно проводять геологознімальні роботи масштабу 1:50 000 (Герасимов, 1970, 1974, Турчинова, 1982), гідрогеологічні (Герасимов,1967;Стрелкова, 1972) та тематичні дослідження. З середини 90-х років XX ст. у західних регіонах України розгортаються роботи з геологічного довивчення раніше закартованих площ (ГДП-200) та роботи зі створення державної геологічної карти масштабу 1:200 000 на засадах багатофункціональної базової геологічної основи для господарювання країни і планування та проведення усіх геологічних робіт [4, 5]. Згадані праці у розгляді питань історії геологічного розвитку території досліджень у неогеновий час використовують дані аналізу потужностей, літо- і біофаціальні матеріали і не виділяють літодинамічні типи [9], які є складовими різних фацій, для з'ясування обстановок осадонагромадження.

Прикладом аналізу неогенових нормально-осадових утворень літостратиграфічним методом, у тім числі з вивчення мінералогічних і гранулометричних особливостей скла-

ду порід для волинських шарів сарматського регіоярусу, є дослідження у верхів'ях і середній течії басейну р. Серет [13–15]. У працях автор відтворює фонові літофаціальні і палеогеографічні умови формування за кореляції різновікових і різногенетичних неогенових утворень, уточнює межи їхнього розповсюдження та схеми їх розчленування. Проте в літостратиграфічних розрізах відслонень і у керні, крім нормально-осадових утворень, за текстурними, структурними, речовинними і літодинамічними ознаками є геологічні тіла осадового походження, які формувалися за швидких одноразових подієвих (катастрофічних, у тім числі штормових) явищ.

У публікаціях європейських та американських дослідників у середині XX ст. під час розгляду палеогеографічних, палеоекологічних та седиментологічних умов формування осадових порід різних регіонів і сучасних океанів протиставляються нормально-осадові та аперіодичні катастрофічні утворення [6, 7, 9]. Для нормально-осадових порід, які відтворюють сталі фонові умови седиментації протягом певного тривалого часу, Г. Энзеле і А. Зейлахер використовують термін "періодити", для аперіодичних (в тім числі, для штормових відкладів – темпеститів) порід уживають термін "подієві утворення" [6, 7]. Штормові відклади неодноразово описані у спеціальній літературі. Їхня присутність зафіксована на різних стратиграфічних рівнях в осадових басейнах фанерозою і протерозою. Концепцію впливу штормів уперше використано для давніх відкладів D. K. Hobday та H. G.Reading [20]. Вперше термін "темпестити" запропонований D. V. Ager 1974 p. [16].

Останнім часом проводили усебічні дослідження баденських відкладів Східноєвропейської платформи [22, 23, 26, 28, 29]. Детальне вивчення петрографічних особливостей та текстур баденських порід у межах Розточчя України і Польщі дало можливість схарактеризувати їх як такі, що утворилися у нормальному мілководному високоенергетичному морському середовищі близько берегової зони [24]. Науковці класифікували вивчені текстури на депозиційні (седиментаційні), деформаційні та біогенні. Аналіз текстур спонукав їх дійти висновку, що седиментогенез у баденському басейні досліджуваної території відбувався під дією гідродинамічних факторів, на які активно впливали діастрофічні (подієві) обставини, кількість яких збільшувалась у зв'язку з еволюцією Карпатського форланду [28]. Продовження розпочатих досліджень дало змогу у середньоміоценових баденських миколаївських та тернопільських шарах на території Тернопільської і Хмельницької областей простежувати масові скупчення деяких видів голкошкірих, приурочених до шарів проксимальних темпеститів [26, 29].

Проведені ревізійні роботи виходів порід неогену г. Кортумової сприяли вирізненню у розрізі нижнього баденію типів відкладів, які належать до "подієвих утворень" [2]. Вони виявлені в пачках піщаних порід, які утворюють невеликі відслонення у верхній частині північно-східного схилу г. Кортумової. Вивчені літодинамічні типи розрізу видимої потужності до 2,5 м мають ритмічну будову та численні лінзи уламково-детритового матеріалу. Ці особливості будови розрізу пояснюють риси мінливості баденських літофацій, про які писали попередники [8].

***Мета*** роботи полягає у вивченні неогенових літостратиграфічних розрізів г. Кортумової для виділення нормально-осадових (періодитів) та "подієвих" літодинамічних типів, які їх становлять. Для цього виконано такі завдання: проведено польові дослідження, під час яких складено детальний пошаровий опис розрізів; відібрано колекцію порід (літотипів); виконано аналіз структур, текстур і речовинних особливостей досліджених порід; порівняно їх з описаними модельними діагнос-

тичними ознаками та розпізнано літодинамічні типи порід; реконструйовано фаціальні і палеогеографічні умови утворення виявлених літодинамічних типів як для періодитів, так і для подієвих утворень.

***Об'єктом дослідження*** цієї праці є осадові породи ранньобаденського віку на східному схилі г. Кортумової. ***Предмет вивчення*** – детальна будова розрізу, літологічні особливості, фаціальна належність та умови седиментації цих відкладів.

***Геологічне положення.*** Об'єкт дослідження розташований на південно-західній окраїні Східноєвропейської платформи в смузі поширення баденських відкладів. За даними геоморфологічного районування пасмово-долинна денудаційно-структурна височина Розточчя належить Ростоцько-Опільській підобласті Подільської області Волино-Подільської провінції. В тектонічному відношенні об'єкт дослідження локалізується у Ростоцькому блоці верхнього пізньоальпійсько-неогенового структурного поверху чохла південно-західної околиці Східноєвропейської платформи [4]. Гора Кортумова розташована у межах Клепарівської височини, яка є крайнім південно-східним елементом вододільного пасма Розточчя на території Західної України. Назва гори походить від прізвища радника губернатора Галичини Ернеста Кортума, який наприкінці XVIII ст. заклав біля свого маєтку сад, що пізніше став частиною лісопарку. Маючи форму плаского ерозійного останця з добре вираженою структурною терасою, складеного відкладами неогену, гора юридично оформлена як пам'ятка природи місцевого значення, зокрема у категоріях геоморфологічних і стратиграфічних об'єктів [3].

У стрімких схилах Кортумової гори відслонено фрагменти розрізу баденського регіоярусу. Одне з найбільших колись відслонень неогенових порід на східному схилі гори власне зачислено до стратиграфічних пам'яток й охарактеризовано як чергування лінзоподібних шарів глауконіт-кварцових пісків з крупною скісною шаруватістю, кварцових пісковиків та багрянкових вапняків з прошарками бентонітових глин, з рештками черепашок молюсків та моховаток [3]. Неогенові породи перекриваються верхньоплейстоценовими лесоподібними суглинками. За положенням у розрізі неогенові породи залягають на мергелях сеноман (?)-маастрихтського ярусу (львівська світа) і належать до баденського регіоярусу середнього міоцену (нижньобаденська опільська світа) [3–5].

***Методика досліджень.*** Під час польових робіт вивчено фаціальні особливості літостратиграфічних розрізів Кортумової гори. Особливу увагу звернено на структурно-текстурні ознаки, які відтворюють механізм формування осадів. Структурно-текстурні ознаки дають змогу розшифрувати сукупність процесів транспортування та фіксації на дні басейну седиментації твердої осадової речовини. Вони є головними рисами літодинамічних (генетичних) типів відкладів (у розумінні І. О. Мурдмаа) [9], характеризують специфіку руху твердої осадової речовини і спосіб її транспортування. Іншими словами, в основу класифікації літодинамічних типів покладено типізацію седиментаційних потоків, які їх породжують. Саме тому, вважають вчені, діагностика літодинамічних типів має пряме генетичне значення. Літодинамічні типи є результатом певних седиментаційних процесів, які входили до складу фаціальних обстановок [9].

Класифікація нормально-осадових та подієвих літодинамічних типів та реконструкція умов їхньої седиментації ґрунтувалася на порівняльному аналізі структурно-текстурних ознак цих відкладів з моделями різних фацій літоралі, визначених та описаних на засадах актуалізму в сучасних працях із седиментології [9, 10, 27].

У розрізах осадових товщ сучасних і давніх басейнів серед відкладів фонової седиментації трапляються комплекси порід, генетично пов'язані з короткотривалими

високоенергетичними процесами, що належать до так званих "подієвих утворень". Причиною їхнього формування є стихійні (інколи катастрофічні) конседиментаційні явища: виверження вулкану, сейсмічні поштовхи, пилові бурі, збурення осаду штормовими хвилями, втрата стійкості водонасиченого осаду на схилах басейну тощо. Ці події виводять осадову систему з динамічної рівноваги, до якої вона пізніше послідовно повертається. За генетичного підходу до класифікації серед відкладів подієвого походження вирізняють різні літодинамічні типи, серед яких відмічено темпестити і турбідити [6, 12, 23]. Для діагностики темпеститів дослідники звертають увагу на черепашкові прошарки, конденсовані шари, штормові пісковики, плоскогалькові конгломерати та інші, які належать до геологічних тіл осадового походження, що утворюються внаслідок швидких одноразових катастрофічних явищ [6].

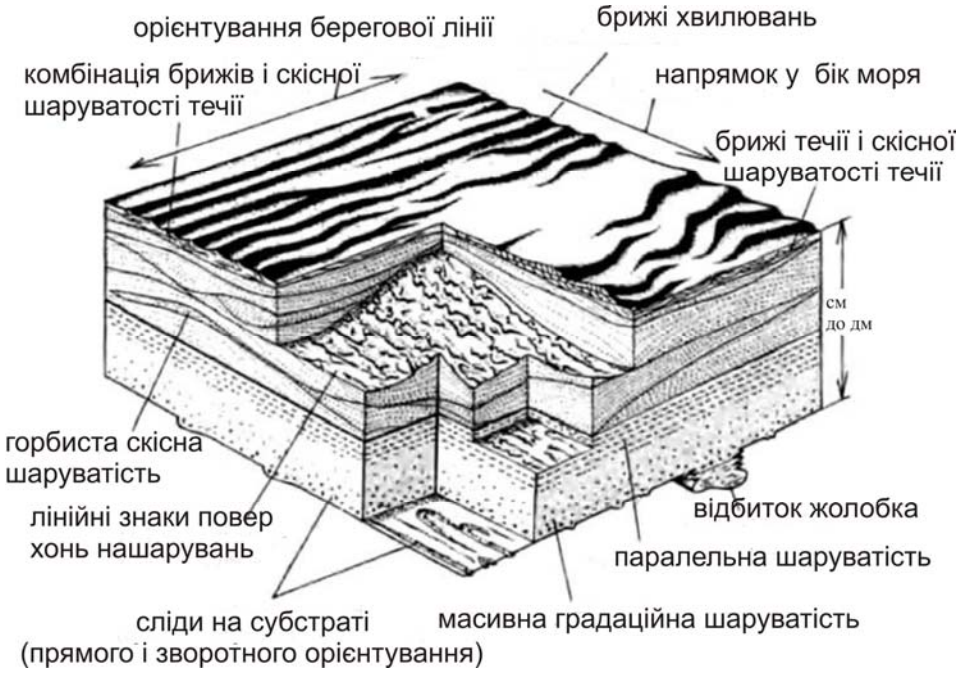



Рис. 1. Горбиста скісна шаруватість та текстурні елементи темпеститів [21].

Темпестити є результатом прибережної штормової седиментації, характерною та однією з головних діагностичних ознак для яких є горбиста скісна шаруватість (hummocky cross stratification (HCS). Її розглядають як одну із форм середньо- і крупномасштабної скісної шаруватості, під час утворення якої відкладення осаду відбувалося на нерівну розмиту поверхню дна [12, 21, 17–19, 27]. Унаслідок цього поверхні нашарування змінюють напрямок і кут падіння (переважно до 10–15°, зрідка більше) і в тривимірному варіанті мають вигляд незакономірного поєднання горбистих виступів із западинами амплітудою до 10–50 см і площею близько 1–5 м (рис. 1).

На думку багатьох дослідників, горбиста скісна шаруватість зумовлена штормовим перевідкладенням піску нижче нормальної хвильової межі [10, 17, 21, 25]. Уламковий матеріал, збурений на мілководді штормовими хвилями, надходить зі зворотними донними течіями у віддалену зону підводного схилу берега та осаджується спершу із водного потоку, а тоді випадає із завису (рис. 2). Ерозійна й акумулятивна дія зворотних донних течій, імовірно, поєднані через імпульсивну і нерівномірну по площі динаміку таких водних потоків та власне мінливу енергію шторму. Відсутність орієнтування за горбистого нашарування підтверджено структурними діаграмами, виконаними дослідниками [21]. Це робить горбисте скісне нашарування таким, що різко відрізняється від упорядкованих текстур брижів.

Рис. 2. Динамічні умови водної маси моря на час утворення темпеститів [21]

Ідеалізований розріз секвенції темпеститів представлений послідовною зміною знизу догори інтервалів, текстурно-структурні риси яких відображають еволюцію динаміки хвиль і зумовлених ними течій [10, 12, 17, 21]. Вирізняють такі інтервали:

1. L (Lag) – інтервал градаційної або масивної шаруватості з рівною або хвилястою підошвою, яка відмежовує знизу секвенцію першого порядку. Підошва є відбитком базальної ерозійної поверхні штормового розмивання раніше відкладених осадів (див. рис. 1). Часто до неї приурочені механогліфи, зокрема з елементами напрямку переміщення осаду, дрібна галька, детрит черепашок, уламки аргілітів. Амплітуда кишень розмиву може сягати 0,40 м.

2. H (hummocky zone) – інтервал горбисто-скісної стратифікації з декількома поверхнями розмиву другого порядку, які розділяють окремі прошарки. Останнім властиві виклинювання і потовщення, а також мінливе просторове положення поверхонь нашарування. Утворення інтервалу можуть поступово нарощувати нижній інтервал або незгідно налягати на базальну ерозійну поверхню (L). Відклади інтервалу H формуються в головну фазу шторму.

3. F (flat laminae) – інтервал горизонтальної (паралельної) шаруватості, який утворюється в осадах у фазу затихання шторму.

ISSN 2078-6425. Вісник Львівського університету. Серія геологічна. 2019. Випуск 33

4. X (cross laminae) – інтервал скісної (іноді перехресно-скісної) шаруватості брижів та зі симетричними формами брижів. Інколи наявна скісна шаруватість знаків брижів однонаправленої течії.

5. M – інтервал гомогенних алевролітів і аргілітів, іноді з текстурами хвильових брижів та слідами біотурбацій. У випадку поширення біотурбацій зникають ознаки первинного структурно-текстурного впорядкування секвенції, що суттєво утруднює розпізнавання штормових відкладів, особливо дистального типу.

Інтервал M – відклади післяштормового затишшя, тобто фонового режиму седиментації.

Потужність окремої секвенції темпеститів змінюється досить суттєво, залежить, зокрема, від їх типу (проксимальні чи дистальні) і становить в середньому 0,2 м, хоча трапляються шари завтовшки до 1,0–1,5 м.

Узагальнений розріз окремої секвенції темпеститів слугує основою (палеткою) для їх вирізнення в осадових розрізах субліторалі. Проте в нашаруваннях штормових відкладів можуть бути відсутні один чи декілька верхніх інтервалів секвенції внаслідок їх розмивання під час наступних штормів, що призводить до накладання (амальгамації) інтервалів горбисто-скісної шаруватості або інтервалів біотурбацій. Секвенції з амальгамованих пісковиків горбисто-скісної шаруватості властиві для проксимальних темпеститів. Дистальні секвенції темпеститів представлені, головно, пелітовими породами з тонкими лінзами алевритистих і псамітових прошарків.

Наведену вище сукупність ознак темпеститів використано для інтерпретації розрізу неогенових порід г. Кортумової, що дало змогу виявити серед відкладів нижнього баденію неописаний раніше літодинамічний тип темпеститів субліторальної фації та уточнити умови їх формування.

**Вихідний матеріал.** Вивчені інтервали роз**різу видимої потужності до 2,5 м мають ритмічну будову та числені лінзи уламково-детритового матеріалу.

Детально вивчено розріз відслонення, де нашаровані (знизу догори):

1. Шар ясно-сірого пісковику кварцового складу з диференційованим розподілом фрагментів літотамнієвих водоростей розміром 3–5 мм. У підошві шару кількість грудкуватих фрагментів суттєво більша (до 60–80 %), породи з переходом у лінзи піщаного органогенно-детритового вапняку. Помітні поодинокі фрагменти трубок серпул, подекуди є пустоти від м'яких тіл бівальвій, орієнтованих під кутом 60º до підошви шару. Насичений органічними рештками інтервал має потужність до 5 см, і вона швидко змінюється по літералі.

У верхах цього інтервалу помітні поверхні розділу, по яких сколюється порода субпаралельно до нашарування з плівкою тонкодисперсного глинисто-карбонатного матеріалу.

Вище по шару кількість фрагментів літотамнієвих водоростей зменшується. Трапляються поодинокі стулки бівальвій стрімкого залягання.

Потужність 25–30 см.

2. Шар пісковика лінзоподібної форми і змінної потужності (від 5 до 7 см). Роздуви (потовщення) шару приурочені до заглибин на покрівлі нижнього шару, які визначені як ніші хвильового розмивання. Підошва другого шару утворює нерівну поверхню з хвилясто-валовими скультурними знаками дії хвиль. У розрізі шару помітна слабка диференціація уламково-детритового матеріалу – кількість і розміри кулясто-грудкуватого детриту літотамній переважають у підошовній частині, особливо у загли-

бинах ніш. Фрагменти серпул орієнтовані паралельно нашаруванню. Порода загалом складена несортованим різнозернистим і неокатаним матеріалом.

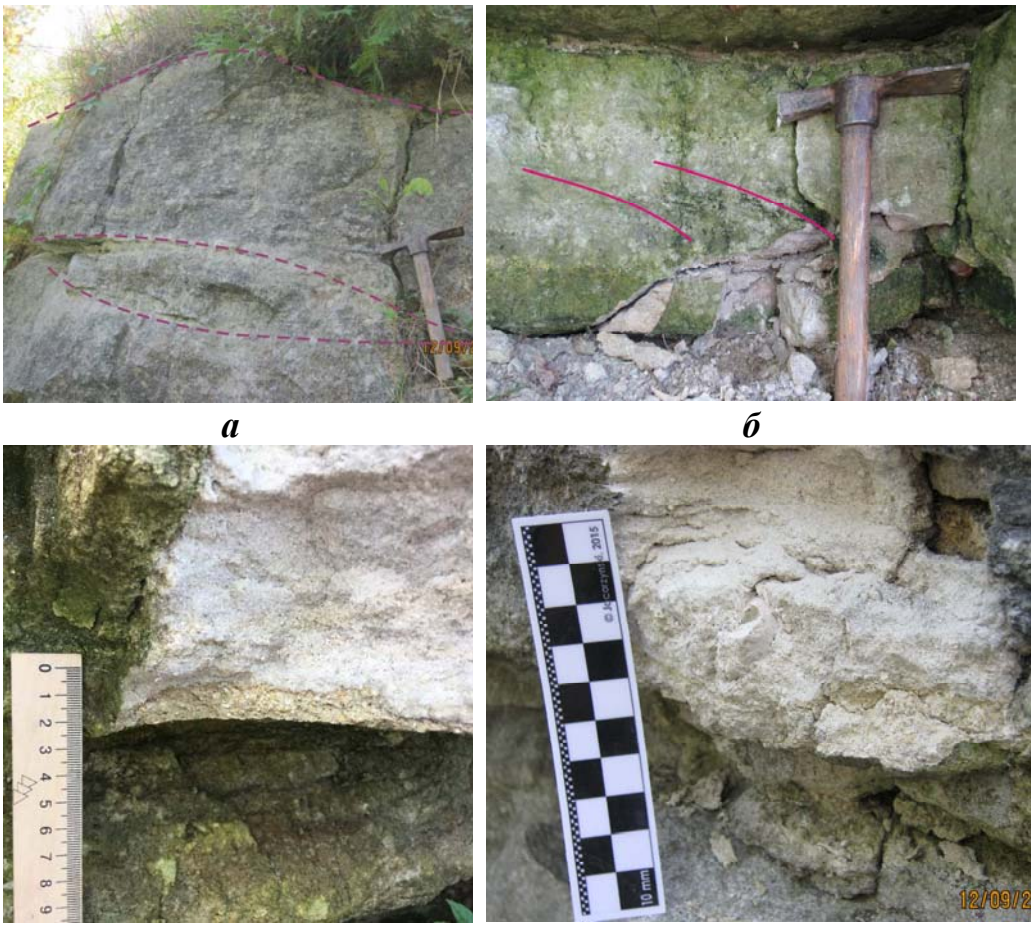
Рис. 3. Відслонення штормових відкладів на схилі г. Кортумової

3. Лінза несортованого піщано-детритового матеріалу видимої протяжності у відслоненні до 1,2 м і потужністю 7–8 см. За складом порода визначена як несортований середньо-крупнозернистий пісковик з рівномірним розподілом по шару фрагментів літотамнієвих водоростей. Трапляються класти глин.

4. Лінза пісковику зі складною внутрішньою будовою: шар містить тонкі лінзи з дрібними грудками літотамнієвих водоростей і трубки серпул субгоризонтального розташування. Підошва шару-лінзи дрібногрудкувата, ймовірно через швидке осідання у нелітифікований мул детриту літотамній. Форма уламків гострокутна, розмір від перших мм до 3–5 мм, окремі фрагменти до 7–10 мм. Невеликі (до 3–5 м) стулки бівальвій орієнтовані випуклим боком до підошви шару.

5. Шар ясно-сірого з жовтуватим відтінком на поверхні середньо-крупнозернистого пісковику, у підошовній частині та в середині шару якого наявні лінзи несортованого піщанистого детриту літотамній. Протяжність лінз від 15–17 до 50–60 см, потужність – від 2,0–2,5 до 3,0–4,0 см. В середній частині шару на поверхні звітрювання помітна скісна шаруватість. У верхній частині шару переважає піщаний матеріал з поодинокими гострокутними фрагментами літотамнієвих водоростей.

ISSN 2078-6425. Вісник Львівського університету. Серія геологічна. 2019. Випуск 33



***а*** ***б*** ***в*** ***г***

Рис. 4. Текстурні елементи секвенцій темпеститів: *а* – горбиста скісна шаруватість верхньої частини розрізу (шари 8 і 9); *б* – скісна шаруватість потоку; *в* – лінза піщаного органогенно-детритового вапняку в основі секвенції; *г* – вертикально розташована стулка бівальвії в пісковику

На поверхні породи плівка карбонатного складу.

6. Малопотужний (до 2 см) прошарок піщано-глинистої породи з детритом літотамнієвих водоростей. Текстура породи невпорядкована. Ближче покрівлі помітна хвиляста шаруватість, на поверхнях якої відкладений глинистий або карбонатно-глинистий матеріал міліметрової товщини. Сама порода також містить пелітоморфний матеріал з базальним типом цементації уламкової складової.

7. Шар різнозернистого пісковику кварцового складу. В підошовній його частині помітний нерівномірний розподіл уламкового матеріалу в карбонатному субстраті. Домішки грудкуватих уламків літотамнієвих водоростей, фрагменти трубок серпул субгоризонтального орієнтування. Несортована маса утворює лінзи (до 0,05 м),

приурочені до нерівностей підошви. Вища по розрізу шару переважає піщаний матеріал з домішками дрібних (до 2 мм) уламків літотамнієвих водоростей і незначним зменшенням розмірності піщаного матеріалу.

Потужність шару змінюється від 25 до 35–37 см. Ймовірно це зумовлено розмиванням матеріалу під час штормів.

8. Лінза піщаного матеріалу з несортованою масою в підошві та окремими прошарками уламкового матеріалу в середині шару. Поодинокі стулки бівальвій орієнтовані опуклістю донизу.

9. Пісковик кварцовий зі скупченнями карбонатного детриту літотамній лінзоподібної форми. Уламковий матеріал неокатаний. До лінз приурочені фрагменти трубочок серпул. У підошві шару, розташована лінза несортованого матеріалу, такої будови, як і в нижчих верствах. У підошві слабко виражена хвиляста шаруватість (до 10 см), яка вище переходить у скісну або косохвилясту шаруватість. В інтервалі, збагаченому детритом літотамній, трапляються бівальвії з вертикальним щодо підошви розташуванням стулок у шарі.

**Інтерпретація розрізу.** Будова описаного розрізу нижньобаденських відкладів за багатьма ознаками відповідає штормовим відкладам. На основі головних рис, описаних у працях з седиментології [10,17, 21], можна для темпеститів г. Кортумової навести декілька визначальних ознак, які ідентифікують їх як штормові відклади:

По-перше, – наявність базальної ерозійної поверхні, яка простежена у підошві усіх шарів. З одного боку, цим обумовлена мінлива потужність шарів та їх лінзоподібна форма, з іншого, – розподіл уламкового матеріалу з концентрацією останнього у заглибленнях розмивання. Зважаючи на відсутність певних елементів у покрівельних частинах шарів, можна також стверджувати про розмивання верхніх частин шарів під час чергового шторму.

Другим вагомим доказом штормового походження відкладів є типова форма нашарування у відслоненні, де переважають шари у формі лінз та лінзоподібного вигляду з невитриманою потужністю. Це відповідає типовому елементу будови темпеститів, який називають *горбистою скісною* шаруватістю (hummocky cross-stratification – HCS).

Для темпеститів г. Кортумової у складі такої стратифікації можна вирізнити два рівні: перший – головний, який відповідає відкладенням одного шторму і представлений як уламково-детритовими лінзами, так і переважно псамітовим матеріалом шарів; другий – розглядаючи окремо уламково-детритові і псамітові прошарки. Другий рівень стратифікації з чітким розмежуванням і відособленням згаданих двох інтервалів зумовлений консистенцією осаду та різкою інтенсивністю дії хвиль на дно та швидкістю донних течій. На початку шторму хвилі захоплювали на підводному схилі берега дрібногрудкуваті фрагменти літомамнієвих водоростей, які були підняті хвилями і, насамперед, винесені течіями. В міру збільшення енергії хвиль у прибережній смузі розмивання зазнали нелітифіковані піщані осади, які й утворили основну масу темпеститу. Хоча й серед кварцового піску часто трапляється детрит літотамній, подекуди зосереджений у тонкі лінзи всередині шару пісковиків. Крім решток водоростей, у секвенціях темпеститів трапляються поодинокі стулки бівальвій. У лінзах піщано-детритового матеріалу в підошві темпеститів стулки мають стрімке розташування до підошви, вище по розрізу, в псамітовому матеріалі – переважно випуклістю до підошви, що свідчить про їх транспортування потоками (течією).

У покрівельній частині окремих шарів збереглася хвиляста шаруватість, поверх якої залягає тонка плівка пелітоморфного глинисто-карбонатного матеріалу. Цей елемент секвенції темпестита відображає динамічний режим водної маси моря на час загасання шторму. Пелітоморфна глинисто-карбонатна маса є відкладами постштормової спокійної седиментації.

Аналіз ознак порід г. Кортумової дає змогу відмітити, що вони характеризуються текстурами хаммоки $T_{LHFX}$, $T_{LHX}$, $T_{LH}$ з домінуванням ущільнених псамітових порід, представлених амальгамованими горизонтально- й перехресношаруватими (hummocky) різнозернистими пісковиками з лінзоподібними прошарками несортованого піщано-детритового матеріалу в основі. Зважаючи на структурно-текстурні риси відкладів, склад і характер детритового матеріалу, описана пачка порід на схилі г. Кортумової є проксимальними темпеститами, які мають проміжне розташування між фаціями власне берегових штормових пісків і дистальних темпеститів. У формуванні цих відкладів велику роль, крім штормових хвиль, які дестабілізовували донні осади, відігравали течії, які переносили матеріал штормового руйнування. Беручи до уваги західне орієнтування ніш і борозен розмиву, простягання скісної шаруватості, простягання берегової лінії, можна стверджувати, що у цій частині ранньобаденського моря штормові відклади принесені та осаджені переважно уздовж береговими течіями.

За Л. М. Кудріним, вивчені відклади розташовані у межах районів поширення фації кварцових піщаних осадів у складі дністерсько-прутського поліфаціального горизонту [8]. Пісковики цієї фації під мікроскопом мають різнозернисту структуру і складені із кластичного матеріалу (переважно кварцу) та цементу з дрібнозернистого кальциту. В окремих розрізах у різнозернисті піски містять незначні домішки глауконіту. Л. М. Кудрін також зазначає, що у багатьох місцях (Підгірці, Великі Бірки та ін.) серед ясно-сірих різнозернистих пісків є ділянки з великим вмістом органогенного детриту. Серед пісків і пісковиків цієї фації трапляється черепашковий детрит і в почасти накати фауни, які разом з іншими ознаками свідчать про придонні течії. Відклади містять багатий і різноманітний комплекс морської фауни, який міг існувати за оптимальних умов у межах мінливого ландшафту бенталі морського дна, властивого для малих глибин басейну, а саме для верхньої частини субліторалі моря на глибинах до перших десятків метрів. З півночі і північного сходу межею цієї фації була берегова лінія, а на півдні – південному заході, як уважають дослідники, її обмежувала акумулятивна форма типу бару, яка мала велику протяжність і складена відповідним комплексом фацій.

**Висновки**. Уперше в розрізі неогенової системи околиць Львова і Волино-Поділля вирізнено та описано штормові відклади – темпестити. Окрема секвенція темпеститів г. Кортумової представлена лінзами несортованої піщано-детритової породи в основі розрізу (відповідають початку шторму) і середньо-крупнозернистим пісковиком, який утворює основну частину їх тіла і формувався на час головної фази шторму. Лише окремі секвенції у своїй верхній частині мають інтервали хвилястої шаруватості (фаза затихання шторму) і тонкий наліт глинисто-карбонатної маси нормальних умов седиментації, що свідчить про розмивання цих інтервалів темпеститів донними течіями під час наступних штормів. Нерівні ерозійні поверхні розділу окремих секвенцій, накладення (амальгамація) нижніх інтервалів розрізу переважно піщаного матеріалу та горбисто-скісний тип нашарування є надійними ознаками належності вивчених відкладів до проксимальних темпеститів.

Штормові відклади г. Кортумової утворюють окремий літодинамічний тип у складі поліфаціального горизонту нижнього баденію, який формувалася у верхній частині субліторалі. Згадка у праці Л. М. Кудріна про ділянки з великим вмістом органогенного детриту в багатьох місцях (Підгірці, Великі Бірки та ін.) серед одновікових відкладів дають підстави припускати про значне поширення темпеститів у розрізах верхнього баденію та, ймовірно, неогену загалом. Детальне вивчення розрізів г. Кортумової дало змогу виокремити, крім нормально-осадових порід, подієві штормові утворення – темпестити, детально їх схарактеризувати і доказово розглянути їх генезис.

СПИСОК ВИКОРИСТАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ

1. *Венглинский И. В.* Стратотипы миоценовых отложений Волыно-Подольськой плиты, Предкарпатского и Закарпатского прогибов / И. В. Венглинский, В. А. Горецкий. – Киев : Наук. думка, 1979. – 172 с.
2. *Генералова Л.* Штормові відклади баденського моря – новий науково-пізнавальний об'єкт гори Кортумової (Розточчя) / Л. Генералова, Л. Хом'як, Т. Дворжак, О. Дворжак // Всеукр. конф. "Екологічні проблеми надрокористування. Наука, освіта, практика" / відп. ред. М. Павлунь : матеріали конф., 19–21 вересня 2019 р. – Львів : ЛНУ імені Івана Франка, 2019. – С. 32–34.
3. Геологічні пам'ятки України:у 4 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.
4. Державна геологічна карта України масштабу 1:200 000 аркуші M-34-XVIII (Рава-Руська), M-35-XIII (Червоноград), M-35-XIX (Львів) / Л. С. Герасимов, С. В. Чалий, А. А. Плотніков, І. І. Герасимова, Г. В. Полкунова, І. О. Костик, Т. Л. Євтушко ; [ред. В. Я. Веліканов, Б. Д. Возгрін]. – Київ : Міністерство екології та природних ресурсів України, державна геологічна служба, Національна акціонерна компанія "Надра України", Дочерне підприємство "Західукргеологія", Львівська геологрозвідувальна експедиція, 2004. – 118 с.
5. Державна геологічна карта України масштабу 1:200 000 аркуші M-35-XX (Тернопіль). Волино-Подільська серія. / Т. С. Борисенко, О. В. Усмінська, Л. В. Бедрак, Є. В. Гадючка, В. К. Усмінський, О. А. Циба, Н. І. Бездітна; [ред. В. Я. Веліканов, І. В. Саніна]. – Київ : Державна геологічна служба, Північне державне регіональне геологічне підприємство "Північгеологія", 2009. – 114 с.
6. *Зейлахер А.* Событийная седиментация. Известковые и кварцево-песчаные темпеститы / А. Зелайхер; [ред. Г. Эйнзеле; А. Зейлахер] // Циклическая и событийная седиментация: пер. с англ. – Москва : Мир, 1985. – С. 161–173.
7. *Крейза Р. Д.* Роль штормовых процессов в образовании пластов ракушняка в палеозойских шельфовых обстановках / Р. Д. Крейза, Р. К. Бомбах; [ред. Г. Эйнзеле; А. Зейлахер] // Циклическая и событийная седиментация : пер. с англ. – Москва : Мир, 1985. – С.195–202.
8. *Кудрин Л. Н.* Стратиграфия, фации и екологический анализ фауны палеогеновых и неогеновых отложений Предкарпатья / Л. Н. Кудрин. – Львов : Изд-во Львов. ун-та, 1966. – 174 с.
9. *Мурдмаа И. О.* Фации океанов / И. О. Мурдмаа. – Москва: Наука, 1987. – 303 с.

10. Обстановки осадконакопления и фации : в 2 т. Т.1 / Х. Г. Рединг, Дж. Д. Коллинсон, Ф. А. Аллен, Т. Эллиотт, Б. Ш. Шрейбер, Г. Д. Джонсон, К. Т. Болдуин, Б. У. Селлвуд, Х. К. Дженкинс, Д. А. В. Стоу, М. Эдуардз, А. Х. Г. Митчелл; пер. с англ. под ред. Х. Г. Рединга. – Москва : Мир, 1990. – 352 с.
11. Стратиграфія УРСР : в 11 т. Т.10 / [за ред. В. Г. Бондарчук, В. Я. Дідковский, В. Г. Куліченко]. – Київ : Наук. думка, 1975. – 271 с.
12. *Тевелев Арк. В.* Последовательность осадконакопления в импульсных (импактных) обстановках седиментации / Арк. В. Тевелев // Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол. – 2017. – Т. 92. Вып. 4. – С. 69–80.
13. *Усмінська О. В.* Палеогеографічні обстановки осадконагромадження міоцену в межах центральної частини Волино-Поділля / О. В. Усмінська // Збірн. наук. праць ІГН НАН України. – 2010. – Вип. 3. – С. 111–115.
14. *Усмінська О. В.* Умови формування міоценоих відкладів в межах центральної частини Волино-Поділля / О. В. Усмінська // Геолог України. – 2013. – № 2(42). – С. 117–126.
15. *Усминская А. В.* Литологический анализ и перспективность волынских слоёв миоцена центра Волыно-Подолья / А. В. Усминская // Scientific Journal "ScienceRise": Геологічні науки. – 2014. – № 2(2) – С. 110–116.
16. *Ager D. V.* Storm deposits in the Jurassic of the Moroccan High Atlas / D.V. Ager // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. – 1974. – Vol. 15. – P. 83–93.
17. *Dott R. H.* Hummocky stratification: significance of its variable bedding sequences / R. H. Dott, J. Bourgeois // Geological Society of America. – 1982. – Vol. 93. – P. 663–680.
18. *Duke W. L.* Shelf sandstones and hummocky cross stratification: New insights on stormy debate / W. L. Duke, R. W. C. Arnott, R. J. Cheel // Geology. – 1991. – Vol.19. – P. 625–628.
19. *Harms J. C.* Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences / J. C. Harms, J. B. Southard, D. R. Spearing, R. G. Walker // Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. Short Course Notes. – 1975. – No2. – 161 p.
20. *Hobday D. K.* Fair weather versus storm processes in shallow marine sand bar sequences in the late PreCambrian of Finnmark, North Norway / D. K. Hobday, H. G. Reading // J. sedim. Petrol. – 1972. – Vol. 42. – P. 318–325.
21. *Einsele G.* Sedimentary Basins: evolution, facies and sediment budget / G. Einsele. – Berlin : Springer–Verlag, 1992. – 615 p.
22. *Kovac M.* Badenian evolution of the Central Paratethys Sea: paleogeography, climate and eustatic sea-level changes / M. Kovac, A. Andreyeva-Grigorovich, Z. Bajraktarevic, R. Brzobohaty, S. Filipescu, L. Fodor, M. Harzhauser, A. Nagymarosy, N. Oszczypko, D. Pavelico, F. Rogl, B. Saftico, L. Sliva, B. Studencka // Geologica Carpathica. – 2007. – Vol. 58, No. 6. – P. 579–606.
23. *Kuenen Ph .H.* Turbidity currents as a cause of graded bedding / Ph. H. Kuenen, C. I. Migliorini // Journal of Geology – 1950. – Vol. 58. – P. 91–127.
24. *Lis P.* Middle Miocene deposits in Carpathian Foredeep: facies analysis and implications for hydrocarbon reservoir prospecting / P. Lis, A. Wysocka // Annales Societatis Geologorum Poloniae. – 2012. – Vol. 82. – P. 239–253.

25. *Morton R. A.* Formation of storm deposits by wind-forced currents in the Gulf of Mexico and the North Sea / R. A. Morton [Book Editor(s): S. D. Nio, R. T. E. Shüttenhelm, Tj. C. E. Van Weering] // Holocene Marine Sedimentation in the North Sea Basin: International Association of Sedimentologists. – 1981. – No. 5. – P. 385–396.
26. *Radwański A.* Badenian (Middle Miocene) echinoids and starfish from western Ukraine, and their biogeographic and stratigraphic significance / A. Radwański, M. Górka, A. Wysocka // Acta Geologica Polonica. – 2014. – Vol. 64, No. 2. – P. 207–247.
27. *Shanmugam* G. Deep-water processes and facies models: Implications for sandstone petroleum reservoirs / G. Shanmugam [edited by G. Shanmugam]. – Amsterdam ; Elsevier : Handbook of petroleum exploration and production, 2006. – Vol. 5. – 476 p.
28. *Wysocka A.* Clastic Badenian deposits and sedimentary environments of the Roztocze Hills across the Polish-Ukrainian border / A. Wysocka // Acta Geologica Polonica. – 2002. – Vol. 52. – P. 535–561.
29. *Wysocka A.* Mykolaiv Sands in Opole Minor and beyond: Sedimentary features and biotic content of Middle Miocene (Badenian) sand shoals of Western Ukraine / A. Wysocka, A. Radwański, M. Górka // Geological Quarterly. – 2012. – Vol. 56. – P. 475–492.

REFERENCES

1. Venglinsky, I. V., Goretsky, V. A. (1979). *Stratotipy miotsenovykh otlozheniy Volyno-Podol's'koy plity, Predkarpatskogo i Zakarpatskogo progibov*. Kyiv : Nauk. dumka.
2. Heneralova, L., Khom'yak, L., Dvozhák, T., Dvozhák, O. (2019). *Shtormovi vidklady badens'koho morya – novyy naukovo-piznaval'nyy ob'yekt hory Kortumovoyi (Roztochchya).* Vseukr. konf. "Ekolohichni problemy nadrokorystuvannya. Nauka, osvita, praktyka". vidp. red. M. Pavlun' : materialy konf., 19–21 veresnya 2019 r. L'viv: LNU imeni Ivana Franka.
3. Bezvynnyy, V. P., Bilets'kyy, S. V., Hurs'kyy, D. S., Bobrov, O. B. (2006). *Heolohichni pam'yatky Ukrayiny*: u 4 t. T. 1. za red. V. I. Kalinina, D. S. Hurs'koho, I. V. Antakovoyi. Kyiv : DIA.
4. Herasymov, L. S., Chalyy, S. V., Plotnikov, A. A., Herasymova, I. I., Polkunova, H. V., Kostyk, I. O., Yevtushko, T. L. (2004). *Derzhavna heolohichna karta Ukrayiny masshtabu 1:200 000 arkushi M-34-KHVIII (Rava-Rus'ka), M-35-XIII (Chervonohrad), M-35-XIX (L'viv)*. red. V. Ya. Velikanov, B. D. Vozgrin. Kyiv: Ministerstvo ekolohiyi ta pryrodnykh resursiv Ukrayiny, derzhavna heolohichna sluzhba, Natsional'na aktsionerna kompaniya "Nadra Ukrayiny", Docherne pidpryyemstvo "Zakhidukrheolohiya", L'vivs`ka heolohrozviduval'na ekspedytsiya.
5. Borysenko, T. S., Usmins'ka, O. V., Bedrak, L. V., Hadyuchka, Ye. V., Usmins'kyy, V.K., Tsyba, O. A., Bezditna, N. I. (2009). *State geological map of Ukraine on a scale of 1: 200 000 arkushi M-35-XX (Ternopil). Volino-Podilska seriya.* red. V. Ya. Velikanov, I. V. Sanina. Kyiv : Derzhavna heolohichna sluzhba, Pivnichne derzhavne rehional'ne heolohichne pidpryyemstvo "Pivnichheolohiya".
6. Zeylakher, A. (1985). Sobytiynaya sedimentatsiya. Izvestkovyye i kvartsevo-peschanyye tempestity. red. G. Eynzele, A. Zeylakher. *Tsiklicheskaya i sobytiynaya sedimentatsiya*. Per s angl. – Moskva : Mir.

7. Kreyza, R. D. Bombakh, R. K. (1985). Rol'shtormovykh protsessov v obrazovanii plastov rakushnyaka v paleozoyskikh shel'fovykh obstanovkakh. red. G. Eynzele; A. Zeylakher. *Tsiklicheskaya i sobytiynaya sedimentatsíya*. Per s angl. Moskva : Mir.
8. Kudrin, L. N. (1966). *Stratigrafiya, fatsii i yekologicheskiy analiz fauny paleogenovykh i neogenovykh otlozheniy Predkarpat'ya*. L'vov : Izd-vo Lvov. un-ta.
9. Murdmaa, I. O. (1987). *Fatsii okeanov*. – Moskva : Nauka.
10. Reding, X. G., Kollinson, Dzh. D., Allen, F. A. i dr. (1990). *Obstanovki osadkonakopleniya i fatsii:* v 2-kh *t. T. 1*. Pod. red. X. G. Redinga; per. s angl. Moskva : Mir.
11. *Stratigrafíya URSR*: u 11 t. T.10. (1975). za red. Bondarchuk, V. G., Didkovskiy, V. Ya., Kulichenko, V. G. Kyiv : Nauk. dumka.
12. Tevelev, Ark. V. (2017). Posledovatel'nost' osadkonakopleniya v impul'snykh (impaktnykh) obstanovkakh sedimentatsii. *Byul. Mosk. o-va ispytateley prirody*. otd. geol., t. 92, vyp. 4., 69–80.
13. Usmins'ka, O. V. (2010). Paleoheohrafichni obstanovky osadkonahromadzhennya miotsenu v mezhakh tsentral'noyi chastyny Volyno-Podillya. *Zbirn. nak. Prats' IHN NAN Ukrayiny*, vyp. 3, 111–115.
14. Usmins'ka, O. V. (2012). Umovy formuvannya miotsenoykh vidkladiv v mezhakh tsentral`noyi chastyny Volyno-Podillya. *Heoloh Ukrayiny*, No. 2(42), 117–126.
15. Usminskaya, A. V. (2014). Litologicheskiy analiz i perspektivnost' volynskikh sloyov miotsena tsentra Volyno-Podol'ya. *Scientific Journal "ScienceRise": Geologíchní nauki*, No. 2(2), 110–116.
16. Ager, D. V. (1974) Storm deposits in the Jurassic of the Moroccan High Atlas. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 15, 83–93.
17. *Dott, R. H.,* Bourgeois, J. (1982). Hummocky stratification: significance of its variable bedding sequences. *Geological Society of America*, 93, 663–680.
18. Duke, W. L., Arnot, R. W. C., Cheel, R. J. (1991). Shelf sandstones and hummocky cross stratification: New insights on stormy debate. *Geology*, 19, 625–628.
19. Harms, J. C., Southard, J. B., Spearing, D. R., Walker, R. G. (1975). Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*. Short Course Notes, No. 2, 161.
20. Hobday, D. K., Reading, H. G. (1972). Fair weather versus storm processes in shallow marine sand bar sequences in the late PreCambrian of Finnmark, North Norway. *J. sedim. Petrol*, vol. 42, 318–325.
21. Einsele, *G.* (1992). *Sedimentary Basins: evolution, facies and sediment budget.* Berlin: Springer–Verlag.
22. Kovac, M., Andreyeva-Grigorovich, A., Bajraktarevic, Brzobohaty, R., Filipescu S., Fodor L. et al. (2007). Badenian evolution of the Central Paratethys Sea: paleogeography, climate and eustatic sea-level changes. *Geologica Carpathica*, 58, 6, 579–606.
23. Kuenen, Ph. H., Migliorini, C. I. (1950). Turbidity currents as a cause of graded bedding. *Journal of Geology*, 58, 91–127.
24. Lis, P., Wysocka, A. (2012). Middle Miocene deposits in Carpathian Foredeep: facies analysis and implications for hydrocarbon reservoir prospecting. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 82, 239–253.
25. *Morton R. A.* (1981). Formation of storm deposits by wind-forced currents in the Gulf of Mexico and the North Sea. Book Editor(s): S. D. Nio, R. T. E. Shüttenhelm,

Tj. C. E. Van Weering. *Holocene Marine Sedimentation in the North Sea Basin*: International Association of Sedimentologists. Special Publication, 5, 385–396.
26. Radwański, A. Górka, M., Wysocka, M. (2014). Badenian (Middle Miocene) echinoids and starfish from western Ukraine, and their biogeographic and stratigraphic significance. *Acta Geologica Polonica*, 64, 2, 207–247.
27. Shanmugam, G. (2006). *Deep-water processes and facies models: Implications for sandstone petroleum reservoirs*. Ed. by G. Shanmugam. Amsterdam; Elsevier: Handbook of petroleum exploration and production, 5, 476 p.
28. Wysocka, A. (2002). Clastic Badenian deposits and sedimentary environments of the Roztocze Hills across the Polish-Ukrainian border. *Acta Geologica Polonica*, 52, 535–561.
29. Wysocka, A., Radwański, A., Górka, M. (2012). Mykolaiv Sands in Opole Minor and beyond: Sedimentary features and biotic content of Middle Miocene (Badenian) sand shoals of Western Ukraine. *Geological Quarterly,* 56 (3), 475–492.

*Стаття: надійшла до редакції 01.08 2019*
*прийнята до друку 24.12.2019*

# STORM BEDSETS OF THE BADEN SEA IN THE SECTION OF THE MOUNTAIN KORTUMOVOYI (ROZTOCHCHYA)

**Larysa Heneralova, Leonid Khomyak**

*Ivan Franko National University of Lviv,*
*Hrushevskyi Str.,* 4, *79005 Lviv, Ukraine*
*gen_geo@i.ua;*
*leogeolviv@gmail.com*

Within the area of distribution of the Baden deposits of the Opole series on the southwestern outskirts) of the Eastern European Platform, lithodynamic types of coastal facies occur, which researchers have not previously distinguished. One such objects is a small nature exposure of the mid-Badenian rocks on the eastern slope of Kortumova Mountain, located at the southeastern end of Roztochchya. **The purpose** of the research was to find out the structure of the section, the facial (litodinamical) type and the sedimentary order of these deposits. **The methodology of the study** was based on a comparative analysis of the structural and textural features of these sediments with models of various lithodynamic types of facial littoral, defined and described on the basis of actualism in contemporary works on sedimentology. **Results. Scientific novelty.** A detailed study of the layering, structural and textural features and composition of the clastic material of the rocks gave reason to count the sediments of the mentioned section to storm formations – lithodinamic type of tempestites. The denuded fragment of their section has a well-defined hilly sloping layer (hummocky cross sratified, hummocky cross bedding) and erosion surfaces at the base of the layers. In the sole (background of sedimentation) of the sequences are lenses of unsorted sand-detrital material, sometimes with fragments of clay, often lie down.

ISSN 2078-6425. Вісник Львівського університету. Серія геологічна. 2019. Випуск 33

The upper intervals of the tempestites' sequences are mostly absent due to their erosion truncation, which led to the imposition (amalgamation) of the intervals of hilly sloping layers. Amalgamation of sequences, predominance in them of various-grained psamites of considerable power (up to 0.3–0.4 m) with numerous lithothamnian detritus are characteristic features of the proximal type of tempestites. This type of sediment is described for the first time in the incisions of the the mid-Badenian rocks neighborhood of Lviv.

*Key words*: Eastern European platform, Baden regional stage, litodinamic type, coastal tempestites, hummocky cross bedding, paleogeography.

VISNYK OF THE LVIV UNIVERSITY
Series Geology. 2019. Is. 33. P. 20–35
ISSN 2078-6425

ВІСНИК ЛЬВІВСЬКОГО УНІВЕРСИТЕТУ
Серія геологічна. 2019. Вип. 33. С. 20–34
ISSN 2078-6425

*УДК 551.24 (235.216)*

# ГЕОЛОГІЧНІ ДОСЛІДЖЕННЯ ТАДЖИЦЬКОЇ ГРУПИ СЕРЕДНЬОАЗІЙСЬКОЇ ЕКСПЕДИЦІЇ ЛЬВІВСЬКОГО ДЕРЖУНІВЕРСИТЕТУ

**Неля Гнутенко, Лариса Генералова**

*Львівський національний університет імені Івана Франка,*
*вул. Грушевського, 4, 79005 Львів, Україна*
*gen_geo@i.ua*

***Мета***. Висвітлено роль українських геологів, які працювали у науково-дослідному секторі та викладали на кафедрах геологічного факультету Львівського університету у проведенні геологічних досліджень і освоєнні мінеральних ресурсів Таджикистану, у Зеравшано-Гісарській складчастій області Південного Тянь-Шаню. ***Об'єкт*** **–** історія геологічних досліджень Зеравшано-Гісарської складчастої області в період 1966–1992 рр. ***Методика дослідження*****.** У написанні роботи використано метод геологічних й порівняльних досліджень та системний підхід, який дає змогу проаналізувати становлення і розвиток геологічних досліджень у Таджикистані. ***Результати*****.** Дослідники Таджицького загону виконали тектонічне районування Зеравшано-Гісарської складчастої області, в якій виявили Зеравшано-Гісарську та Південно-Гісарську тектонічні зони, що мають багато структурно-формаційних елементів вищих порядків та складаються з комплексів байкальського, каледонського і герцинського віку. Детальне досліджено герцинські і каледонські комплекси і структури та вивчено межі між ними. З'ясовано, що Південно-Гісарський розлом є крайовим швом, пограничною структурою між Південно-Гісарською тектонічною зоною і Таджицько-Афганським епібайкальським серединним масивом. У межах Південно-Гісарського розлому виявлено базальтові формації толеїтового типу з натровою спеціалізацією, що дало змогу інтерпретувати цю структуру як океанічний рифт. За дешифруванням космофотознімків виконано структурний аналіз Зеравшано-Гісарської складчастої області, який дав змогу виявити чимало протяжних прихованих розломів фундаменту. З'ясовано, що субмеридіональні розломи є рудоконтролюючими. За теоретичними побудовами та вивченням рудних районів визначено, що у вузлах перетину різноорієнтованих диз'юнктивів трапляються родовища сурм'яно-ртутної, олов'яно-вольфрамової, золото-рідкіснометальної мінералізації. Зафіксовано внесок українських дослідників різних поколінь у вирішенні головних проблем геології регіону і Середньої Азії. Показано просвітню роль працівників Таджицької групи щодо виховання молодих людей різних національностей, які в подальшому працювали на різних посадах

© Гнутенко Н., Генералова Л., 2019

ISSN 2078-6425. Вісник Львівського університету. Серія геологічна. 2019. Випуск 33

геологічної служби Таджикистану, республік Середньої Азії. Зазначено, що в організації Таджицької групи велику роль відіграв професор Д. П. Рєзвой.

*Ключові слова :* геологічні дослідження, корисні копалини, глибинні структури земної кори, розломи, Таджикистан, Зеравшано-Гісарська складчаста область.

**Вступ**. Середньоазіатська експедиція науково-дослідного сектору при геологічному факультеті Львівського університету діяла в 1966–1992 рр. Ініціатором і науковим керівником експедиції був завідувач кафедри загальної геології Львівського університету професор Дмитро Петрович Рєзвой. Експедиція виконала 25 госпдоговірних тем. Серед замовників досліджень – Всесоюзний науково-дослідний нафтовий інститут, Всесоюзний аерогеологічний трест, експедиції Таджицького і Киргизького геологічних управлінь, трест "Киргизнефть" та ін. [2].

Вона успішно працювала в Киргизії, Узбекистані (Киргизький загін (група)), Таджикистані (Таджицької загін (група)). Групи середньоазіатської експедиції вели розробки з питань глибинних розломів і формаційно-тектонічної будови як основи для металогенічного районування, вивчали нафтоконцентруючі площі, досліджували овоїдні структури, займалися петрологією, петрохімією, структурою метаморфічних і вулканогенних товщ, інтрузивним магматизмом, рудоносними утвореннями, вивчали родовища корисних копалин, зокрема, золота, олова, нікелю, сурми, ртуті [2].

Таджицька група Середньоазійської експедиції Науково-дослідного сектору (НДС'а) Львівського держуніверситету у складі Е. О. Портнягіна, Н. О. Гнутенко, І. О. Ковальчука, В. М. Куземка, В. І. Павлова та В. В. Ткаченка, під керівництвом Д. П. Рєзвого розпочала свою роботу 1966 р. відповідно до теми : "Комплексное изучение глубинных структур земной коры" в плані тематики Держплану, яку виконав колектив геологів факультету в різних регіонах СРСР.

**Огляд попередніх досліджень.** Короткий огляд діяльності Таджицької групи Середньоазійської експедиції можна знайти у довідниково-інформаційному виданні [2] та статтях про педагогічну і професійну роботу Е. О. Портнягіна і В. М. Куземка [8, 9].

Загалом, аналіз досліджень, проведених у період 1966–1992 рр., показує, що ця тематика, незважаючи на її актуальність, не є предметом детального вивчення і практично не є розробленою.

***Метою*** дослідження є результати геологічної вивченості Зеравшано-Гісарської складчастої області Південного Тянь-Шаню дослідниками Таджицької групи Середньоазійської експедиції Науково-дослідного сектору (НДС'а) Львівського держуніверситету.

***Об'єкт –*** історія геологічних досліджень Зеравшано-Гісарської складчастої області в період 1966–1992 рр. ***Предмет*** – вивчення діяльності українських геологів таджицької групи Середньоазійської експедиції, які займалися геологічними дослідженнями Зеравшано-Гісарської складчастої області Південного Тянь-Шаню.

**Геологічне положення**. Район робіт геологів Таджицької групи охоплює Гісарський, Зеравшанський, Каратегинський хребти, які входять до складу Гісаро-Східноалайського насувного поясу [1] південно-західної гілки Південного Тянь-Шаню Зеравшано-Гісарської складчастої області. Загальна вергентність структури поясу північна, що свідчить про падіння зони субдукції на південь [1].

**Методика досліджень.** У написанні роботи використано метод геологічних і порівняльних досліджень за період 1966–1992 рр. та системний підхід, який дає змогу

проаналізувати становлення і розвиток геологічних досліджень у Таджикистані, виконаних Таджицькою групою Середньоазійської експедиції у конкретному регіоні – Зеравшано-Гісарської складчастої області.

**Результати досліджень.** Дослідження Таджицької групи було розпочато в районі Гісарського хребта, зокрема його південного схилу. Південні підніжжя Гісарського хребта здавна привертали увагу тектоністів. З часів Р. Клебельсберга (1922) [23] в тянь-шанську геологічну літературу увійшли терміни "Вахшський скид" і лінія "Клебельсберга" – тектонічна межа між високим гірським підняттям найпівденнішніх хребтів Тянь-Шаню і потужними мезокайнозойськими комплексами передгір'їв. Висока сейсмічна активність та ефектно виражена новітня "жива" тектоніка зазначеної межі насамперед привертали увагу різних дослідників. Цьому структурному елементу відводилось різне місце в історії регіону та надавався різний сенс. Називали структуру по-різному. У І. Є. Губіна (1940, 1962 та ін.) простежуємо "Південногісарську" систему разломів, "Вахшський насув", "Гісаро-Кокшаальський розлом", у С. О. Захарова (1958 та ін.) – "Ханакинський зсув" ("Ханакинська лінія зміщення"), у Б. І. Бунз та В.М. Реймана (1960) – "Вахшський крайовой розлом". Багато тектоністов і сейсмологів виділяли глибинність цієї межі. Група геологів і геофізиків ІФЗ АН СРСР М. В. Гзовський і В. Н. Крестников, І. Л. Нерсесов, Г. І. Рейскер (1958) відмічали колосальні вертикальні переміщення по системі сейсмічних розривів смуги Південногісарського розлому. Інша група геологів підтверджувала той факт, що з цією чіткою мезокайнозойською лінією на окремих ділянках збігаються рубежі палеозойських блоків з різною геологічною будовою. За багатолітніми дослідженнями, на межі Південногісарської і Зеравшано-Гісарської структурно-формаційних зон у Південному Гісарі було виділено Гісарський глибинний розлом (С. К. Овчиннікова, 1959).

У публікаціях середньоазійських дослідників Таджицької групи Львівського університету та їх керівника Д. П. Рєзвого [10, 21, 22] в цьому регіоні виділяється рубіж Південно-Тянь-Шанської геосинкліналі, вздовж якого трапляються структури Паміру і Гісаро-Алаю.

Протягом 70–80-х років XX ст. на території Центрального і Південного Таджикистану (а саме у Зеравшано-Гісарської складчастої області) було отримано нові відомості про деталі будови території. Уздовж південного борта Гісарської долини був вивчений Ілякський розлом, намічений ще І. Є. Губіним (1940) [3], за яким відбувається торцеве зчленування субширотних структур фундаменту і чохла Гісарської долини ("Південно-Тянь-Шанський напрямок") і субмеридіональних мезокайнозойських структур Таджицької депресії ("Антитянь-шанський структурний напрямок", за Д. П. Рєзвим) [20].

За сукупністю даних геологами Таджицької групи, спільно з випускником Львівського університету, співробітником Памірської і Південної геофізичної експедицій Управління геології Таджицької РСР Я. А. Беккером було висунуто припущення про існування вздовж південної межі Південно-Тянь-Шанської геосинкліналі дуже складної лінійної зони тривалого існування (простеженої і в палеозої, і в мезокайнозої) і глибинного закладення – Південно-Гісарського крайового шва [10, 15, 16]. Ширина цієї зони невитримана за простяганням і коливається від 7–10 км до декількох десятків км. Характерними її рисами є надзвичайна контрастність тектонічного рельєфу, висока проникність земної кори, своєрідна формаційна характеристика, велика кількість численних розривних порушень, автономна картина різних

фізичних полів. Серія регіональних тектонічних ліній чітко обмежує цю зону в просторі і відповідає на півночі Богаінському, а на півдні – Ілякському розломам.

Отже, дослідники Таджицької групи керувалися положенням М. С. Шатського (1947). Автор поняття "крайовий шов" уважав такий характер зчленування геосинклінальних областей і платформ (або великих серединних масивів) одним з типів пограничних структур. На думку М. С. Шатського, в разі високого стояння суміжних ділянок платформ (виходів у ній допалеозойських метаморфічних комплексів) крайові прогини і перикратони редукуються, або немає зовсім. Їх місце займають крайові шви – зони високої проникності, системи рухомих вузьких лінійних блоків та зближених глибинних розломів. Уважають, що саме з таким випадком мають справу українські геологи в зоні зчленування Південно-Гісарської евгеосинкліналі і Таджицько-Афганського серединного масиву.

У 1966–1970 рр. Таджицька група виконувала роботу за договором з Геофізичною експедицією Управління геології при Раді Міністрів Таджицької РСР з теми: "Структурные особенности и история геологического развития Северо-Гиссарского глубинного разлома" [17]. Паралельно проводились дослідження на родовищі ртуті Кончоч.

У 1970–1973 рр. група працювала по темі: "Геолого-структурная характеристика зоны Южно-Гиссарского глубинного краевого шва" [16, 18], а також вивчала Тагобикуль-Кумархський оловорудний район.

Під час виконання цих досліджень українські геологи використали плідну ідею (В. В. Бєлоусов, О. О. Богданов, Ю. О. Косигін, В. М. Цейслер) про те, що для розуміння історії формування сучасної тектонічної структури і закономірностей розміщення корисних копалин у межах досліджуваного району (герциниди Зеравшано-Гісарської складчастої області) потрібно виділяти тектонічні поверхи. Вони відрізняються формаційним складом, ступенем метаморфізму, інтенсивністю і латеральним планом тектонічних дислокацій і металогенічною спеціалізацією. Нагромаджений фактичний матеріал давав змогу говорити про байкальський, каледонський і герцинський поверхи і, відповідно, тектонічні епохи [5, 6]. Кожний тектонічний поверх виникав на визначеній, раніше сформованій структурній основі. Типізацію структур у кожному поверсі виконували на основі вивчення стратиграфічних розрізів регіону, розчленування їх на конкретні формації і порівняння синхронних формацій у різних районах, тобто за умов установлення вертикальних колон і латеральних рядів формацій [13, 14].

Герцинський тектонічний поверх локалізується у Південногісарській зоні, яка з півночі відділена зоною Північногісарського глибинного розлому, а з півдня – Південногісарським крайовим швом [16–18]. В карбоні і пермі Південногісарська магматогенна зона пройшла повний "цикл геосинклінального розвитку", який характеризується "колоною власне геосинклінальних формацій". Структурні і речовинні дослідження українських геологів магматичних утворень герцинського поверху дали змогу виділити офіолітову асоціацію. В її межах уперше діагностовано та вивчено комплекс паралельних дайок, спіліто-діабазову та базальт-андезитову формації Південного Гісару [11, 12]. Контрастно-толеїтова, яскраво виражена натрова петрохімічна спеціалізація вулканогенних формацій дала змогу українським ученим інтерпретувати цю структуру як океанічний рифт, що розкрився у візе-серпуховський час.

За вивчення дослідників зона Північногісарського глибинного розлому не містить нижньо-середньокам'яновугільних вулканогенних формацій, є піднятим бар'єрним ри-

фом, непроникним для вулканітів. У металогенічному сенсі вчені називають її важливою рудоконтролюючою структурою, найпродуктивніші рудня вузли якої розміщуються на ділянках перетину глибиннорозломної зони з діагональними диз'юнктивами. Формаційна колона Південногісарського крайового шва представлена складним поєднанням теригенних, карбонатних і різних за складом вулканогенних порід, які з однієї сторони пов'язані зі спілітами й альбітофірами евгеосинкліналі, з другої – з ліпаритами і кварцовими порфірами серединного масиву, з третьої містять протрузії апоперидотитових серпентинітів. Зона евгеосинкліналі Південногісарського крайового шва має рудну мідно-цинково-колчеданну спеціалізацію. Свинцево-цинкові родовища приурочені до кислих ранньогеосинклінальних вулканітів. Геоантикліналь шва характеризується рідкіснометальною мінералізацією. Таким чином, українські вчені Таджицької групи переконливо доводять, що зони Північногісарського і Південногісарського розломів є важливими рудоконтролюючими структурами.

Геодинамічні обстановки вулканітів досліджуваного району мають певний тип магматичних утворень і виокремлюються дослідниками у три групи, які відповідають континентам, океанічним хребтам, активізованим складчастим поясам [4, 5].

Крім детального аналізу структурної приуроченості нижньо-середньокам'яновугільних комплексів, дослідники Таджицької групи займалися прикладними проблемами.

Ці роботи велися за договорами з Геологорозвідувальною експедицією Управління геології Таджицької РСР. Результатом досліджень 1973–1975 рр. став звіт по темі: "Закономірності розміщення зруденіння і структурні особливості Тагобикуль-Барзангинського оловорудного району" Зеравшано-Гісарська складчаста область. Зона складена ордовик-девонськими карбонатно-теригенними відкладами, які належать каледонідам. Висновки щодо звіту стосувалися як конкретних особливостей будови і рудоносності Тагобикуль-Кумархського рудного поля, так і питань регіональної геології. Реконструкція первинного складу та умов формування монотонної серії ягнобських метаморфічних сланців на підставі петрографічних та петрохімічних даних дала можливість застосувати формаційний аналіз. Було виділено "міогеосинклінальну" (Чимтаргинську), "евгеосинклінальну" (Ягнобську) підзони і межу між ними – Магиан-Джиргитальську зону зм'яття. Зона зм'яття має протяжність понад 300 км за ширини 10–15 км та інтерпретується як поверхневий вираз міжзонального глибинного розлому. Вона є мобільною довгоживучою структурою, вирізняється різновіковими різноплановими інтенсивними плікативними і диз'юнктивними дислокаціями, неодноразово від середнього палеозою до тріасу слугувала каналом для магм, глибинних флюїдів, гідротермальних розчинів [19]. Тому зону розглядають як важливий металогенічний елемент Центрального Таджикистану, який контролює розміщення родовищ сурми, золота, олова, вольфраму, поліметалів.

У цей же час українські дослідники виконали дешифрування космофотознімків для структурного аналізу Зеравшано-Гісарської складчастої області. Він дав змогу виявити чимало протяжних прихованих розломів фундаменту і з'ясувати, що субмеридіональні і діагональні розломи є рудоконтролюючими передусім у вузлах перетину їх з субширотними диз'юнктивами. Крім крупних розломів, визначено лінійні структури (мегатріщини) трьох різних напрямків. У каледонських утвореннях Зеравшано-Гісарської зони домінують субмеридіональні мегатріщини, для герцинських інтрузивних і вулканогенних утворень Південно-Гісарської зони характерні мегатріщини захід-

ISSN 2078-6425. Вісник Львівського університету. Серія геологічна. 2019. Випуск 33

північно-західного напрямку. Для альпійських комплексів Таджицької депресії притаманні мегатріщини північно-східного напрямку. Проте тут відмічено просвічування мегатріщин фундаменту, які мають захід-північно-західне орієнтування. Автори наголошують, що дешифрування космофотознімків не лише підтверджують наявність крупних розривних порушень, а й дають змогу виділяти приховані розриви вищих порядків. Виявлення мегатріщин доречно використовувати за геотектонічного районування регіонів [7]. У цей же час уперше для району дослідження українські вчені висловили припущення про поєднання розривних структур у вихрові системи та їхнє металогенічне значення [7].

Е. О. Портнягін. Гісарський хребет

У 1976 р. керівник Таджицької групи Е. О. Портнягін перейшов на роботу в підприємство “Зарубіжгеологія” (м. Москва), а в 1977 р. трагічно загинув під час польового сезону в Узбекистані.

Керівником групи стає В. Н. Куземко.

У 1975–1982 рр. дослідники таджицької групи проводили детальні роботи на оловорудному родовищі Кумарх і золоторудному Пакрут, а також регіональні роботи в межах лівобережжя р. Ягноб – верхів’я р. Сардаіміона. Результатом став звіт: “Условия локализации эндогенного оруденения юга Зеравшано-Гиссарской зоны”. Було здано формаційні карти масштабу 1:100 000, геологічні карти гідротермально-метасоматичних утворень масштабу 1:25 000, 1:10 000, 1:5 000, плани горизонтів по

штольнях родовища Кумарх масштабу 1:2 000, геологічні карти гідротермально-метасоматичних утворень родовища Пакрут масштабу 1:2 000 і плани горизонтів штолень родовища Пакрут, геологічну карту ділянки Руфигар. Зараз родовище Пакрут продано китайцям і вже експлуатується. Посилань на роботи Таджицького загону немає. У 1982–1986 рр. група у складі В. М. Куземко, Н. О. Гнутенко, В. І. Павлова виконала роботу по темі "Контактово-метаморфические и гидротермально-метасоматические изменения пород как основа для прогнозирования эндогенного оруденения". Виконані роботи з картування метасоматитів у поєднанні з даними з літохімічних ореолів дали можливість підрахувати прогнозні ресурси олова і золота.

У зв'язку з проведенням геологічного довивчення Центрального Таджикистану в масштабі 1:200 000 виникла потреба в поповненні геологічної інформації про регіон, у тім числі того, що стосується гідротермально змінених порід. Вирішення цього завдання було доручено групі Львівського університету, для чого був укладений договір (1986–1989) по темі: "Гидротермально-измененные породы рудных полей Центрального Таджикистана".

Н. О. Гнутенко, В. М. Куземко, І. О.Ковальчук (у першому ряді), студенти: В. Г. Мельничук, О. І. Ковальчук (у другому ряді). Гісарський хребет

Польові роботи виконували як на значних родовищах, так і на ділянках, що містять бідну мінералізацію, однак дають змогу розглянути деякі вузлові питання металогенії регіону. Дослідження проводили в Туркестано-Зеравшанській, Зеравшано-Гісарській і Південно-Гісарській структурно-формаційних зонах. Поширення метасоматитів показано на карті масштабу 1:50 000 і на металогенічних схемах. Описано гідротермально

ISSN 2078-6425. Вісник Львівського університету. Серія геологічна. 2019. Випуск 33

змінені породи 20 рудних формацій, вивчених на конкретних ділянках. У звіті подано загальну характеристику метасоматитів понад 50 рудних формацій регіону.

Павлов В. І., Ковальчук І. О. в маршруті. Гісарський хребет

У 1989–1992 рр. група у складі В. М. Куземко, Н. О. Гнутенко, В. І. Павлова, Ю. І. Федоришина, І. Є. Меркушина та А. І. Костенко виконувала договірну роботу з Таджицькою пошуково-знімальною експедицією по темі: “Петрография никеленосных интрузий и их экзоконтактовых зон (Памир и Центральный Таджикистан)”. Підставою для постановки робіт стала наявність різноманітних магматичних утворень основного та ультраосновних складу, а також існування проявів нікелевої або комплексної (з міддю, кобальтом) мінералізації.

Оскільки геологічна ситуація Паміру і Центрального Таджикистану не мала сподівання на виявлення нікелю класичного типу, було проаналізовано як інтрузивні, вулканоплутонічні асоціації основного складу, так і регіонально- та контактово-метаморфічні й гідротермально-метасоматичні утворення. Польові роботи охопили понад 25 погонних кілометрів структурно-петрологічних профілів. Українські дослідники надали петрографічну, петрохімічну і геохімічну характеристику низці основних і ульт-

раосновних масивів Західного Паміру. Вивчено Ванч-Гумаський масив і його контактові зони, що допомогло виявити пошукові ознаки мідно-нікелевого зруденіння і поставити його в один ряд з Бушвельдом, Стіллуотером, Мончегорським, розшарованими інтрузіями Алтай-Саянської області і плутонами складчастих областей Сибіру. Досліджено нікеленосні інтрузії басейну р. Ванч, базити басейну р. Язгулем, метабазити-ультрабазити південно-західного Паміру, кукуртського комплексу (Музкольський хребет), базити та ультрабазити Туркестанського (шахристанський комплекс) і Гісарського хребтів. Будову об'єктів дослідження продемонстровано на геологічних картах масштабу 1:25 000, 1:10 000, а також геологічних профілях масштабу 1:5 000, 1:10 000. Результати речовинного вивчення масивів дали змогу оцінити їх перспективність на нікеленосність.

Куземко В. М., Гнутенко Н. О. в маршруті

Завершення робіт для нас було дуже важким. У 1991 р. раптово помер керівник теми В. М. Куземко, який віддав багато сил, знань та енергії дослідженню надр Таджики-

стану. Закінчення робіт збіглося з розвалом Союзу. Остаточний звіт написано тільки завдяки особистій ініціативі та ентузіазму авторів.

**Висновки.** Дослідники Таджицької групи займалися конкретними геологічними і металогенічними питаннями, проте завжди співвідносили свої результати з тектонічними моделями будови середньоазіатського регіону. Це дало можливість виділити і вивчити систему глибинних розломів Зеравшанського, Гісарського і Каратегинського хребтів Південного Тянь-Шаню і Паміру, визначити їх формаційну строкатість і металогенічну спеціалізацію. Теоретичні та практичні висновки спиралися на детальні польові роботи, які охоплюють різномасштабне геологічне картування, дешифрування космофотознімків, складання структурних і петрологічних профілів, камеральні комплексні аналітичні дослідження гірських порід.

Дослідження Таджицької групи проводились у тісній співдружності з таджицькими геологами. Серед структурних підрозділів Управління геології Ради міністрів Таджицької РСР варто назвати Південно-Таджицьку геологорозвідувальну експедицію, Південну геофізичну експедицію, Памірську геологорозвідувальну експедицію та ін. Під час виконання досліджень вони зустрічалися з групами геологів з Ленінграда, Москви, Новосибірська, Киргизії, Узбекистану та ін. Під час зустрічей піднімались та обговорювались важливі питання геології регіону робіт.

Роботи геологів Таджицької групи активно сприяли спадкоємності поколінь. Щороку в польовому вивченні тянь-шанського матеріалу брали участь студенти-геологи Львівського університету. Молоді люди набували професійної майстерності, знайомились з культурами інших народів, вчились колективній діяльності. Спілкування українців з людьми різних національностей сприяли вихованню поколінь молодих фахівців, частина з яких вчилась на заочному відділенні нашого вузу. В подальшому вони працювали на різних посадах геологічної служби не лише Таджикистану, а й Союзу та брали участь у вирішенні головних проблем геології Середньої Азії та інших регіонів.

Теоретичні і прикладні проблеми, які розв’язували геологи Таджицької групи, сприяли укріпленню міжнаціональних зв’язків між Україною і Таджикистаном, освоєнню мінеральних ресурсів Таджикистану, слугували розвитку української геологічної школи. Тут в умовах глибокого ерозійного урізу і хорошої відслоненості високогірних районів українські дослідники розшифровували складні тектонічні структури, отримуючи достовірний фактичний матеріал, і надійно обґрунтовані наукові результати. Дослідження низки глибинних розломів, формаційних особливостей тектонічних зон вони поєднували з вивченням структурної і рудної специфіки у вивченні і прогнозуванні проявів ендогенної мінералізації. Регіональний характер мислення вчених поєднувався з ретельним аналізом і синтезом фактичного матеріалу, що вирізняє комплексний підхід у методиках досліджень. Увагу приділяли загальній тектонічній будові району, структурному аналізу конкретних рудних вузлів і родовищ, магматичним, гідротермально-метасоматичним рудним процесам, формаційним і металогенічним узагальненням, прогнозним висновкам. Результати діяльності Таджицької групи відтворено у десятках друкованих праць, багатьох науково-дослідних звітах, геологічних, структурних, тектонічних, металогенічних прогнозних картах різного масштабу. Скрупульозність досліджень у вивченому регіоні дала змогу виявити головні репери геодинамічних обстановок минулого, що сприяло передбаченню і кристалізації мобілістичних поглядів на геологічну історію Південного Тянь-Шаню.

СПИСОК ВИКОРИСТАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ

1. *Бискэ Ю. С.* Палеозойская структура и история Южного Тянь-Шаня / Ю. С. Бискэ. – СПб. : Изд-во С.-Петербургского ун-та, 1996. – 192 с.
2. Геологічний факультет Львівського національного університету імені Івана Франка: довідниково-інформаційне видання : вид. друге, перероб. і доповнене / П. Білоніжка, О. Матковський, М. Павлунь, Є. Сливко. – Львів : Вид. центр Львів. нац. ун-ту, 2010. – 520 с.
3. *Губин И. Е.* Геологическая граница между Памиром и Алаем / И. Е. Губин. – Москва : Госгеолиздат, 1940. – 47 с.
4. *Елисеев Э. Н.* Глубинные условия возникновения базальтоидных магм Южного Гиссара / Э. Н. Елисеев, И. А. Ковальчук, Э. А. Портнягин // Геол. сб. Львов. геол. об-ва. Львов : Изд-во Львов. ун-та, 1976. – № 15. – С. 81–84.
5. *Ковальчук И. А.* Герцинские геосинклинальные вулканогенные и осадочные формации Южного Гиссара (Тянь-Шань) : автореф. дисс. на соискания науч. степени канд. геол.-мин. наук : спец. 04.00.04 “общая и региональная геология” / И. А. Ковальчук. – Львов : Львов. гос. ун-т им. Ив. Франко, 1984. – 26 с.
6. *Ковальчук И. А.* Поэтажное тектоническое районирование палеозоид Зеравшано-Гиссарской горной области (Южный Тянь-Шань) / И. А. Ковальчук, В. Н. Куземко, В. И. Павлов // Бюлл. Москов. об-ва испытателей природы. Отд. геол. – 1984. – № 1. – С. 37–44.
7. *Куземко В. Н.* Структурный анализ Зеравшано-Гиссарской горной области (Южный Тянь-Шань) на основе изучения космофотоснимков / В. Н. Куземко, И. А. Ковальчук, В. И. Павлов [ред. И. Е. Губин, С. А. Захаров] // Тектоника Тянь-Шаня и Памира. – Москва : Наука, 1983. – С. 114–117.
8. *Павлов В. І.* Ернест Олександрович Портнягін – геолог і поет (до 70-річчя від дня народження) / В. І. Павлов, А. О. Сіворонов // Вісник Львівського університету. Сер. геол. –2006. – № 20. – С. 239–242.
9. *Павлунь М. М.* Володимир Миколайович Куземко – геолог, учений, педагог (до 70-річчя від дня народження) / М. М. Павлунь, Г. О. Луньов, В. І. Павлов // Вісник Львівського університету. Сер. геол. – 2008. – № 22. – С. 174–177.
10. *Портнягин Э. А.* Гиссарский шов и проблема Гиссарского плутона / Э. А. Портнягин // Геол. сб. Львов. геол. об-ва. – Львов : Изд-во Львов. ун-та – 1968. – № 11. – С. 163–168.
11. *Портнягин Э. А.* Комплекс параллельных даек Южного Гиссара / Э. А. Портнягин // Докл. АН СССР. – 1974. – Т. 219. – № 4.– С. 948–951.
12. *Портнягин Э. А.* Каменноугольный вулканизм и некоторые проблемы тектоники Гиссара (Южный Тянь-Шань) / Э. А. Портнягин, Н. А. Гнутенко, И. А. Ковальчук, В.Н. Куземко, В. И. Павлов // Бюлл. Москов. об-ва испытателей природы. Отд. геол. – 1973. – Т. 48. – № 2. – С. 82–93.
13. *Портнягин Э. А.* Некоторые новые данные о ранних этапах развития Южно-Гиссарской магматогенной зоны / Э. А. Портнягин, В. И. Павлов // Геол. сб. Львов. геол. об-ва. – Львов : Изд-во Львов. ун-та, 1971. – № 13. – С. 125–129.

14. *Портнягин Э. А.* Формации среднего палеозоя Южно-Гиссарской магматогенной зоны / Э.А. Портнягин, В.И. Павлов // Геол. сб. Львов. геол. об-ва. – Львов : Изд-во Львов. ун-та,1973. – № 14. – С. 120–124.
15. *Портнягин Э. А.* Южногиссарская магматогенная зона. Глубинные разломы Южного Тянь-Шаня / Э. А. Портнягин, В. И. Павлов, И. А. Ковальчук // Проблемы тектоники и магматизма глубинных разломов. – Львов : Изд-во Львов. ун-та, 1973. – Т. I. – С. 97–119.
16. *Портнягин Э. А.* Зона Южногиссарского разлома / Э. А. Портнягин, В. И. Павлов, И.А. Ковальчук // Глубинные разломы Южного Тянь-Шаня. Проблемы тектоники и магматизма глубинных разломов. – Львов : Изд-во Львов. ун-та, 1973. – Т. I. – С. 119–133.
17. *Портнягин Э. А.* Зона Северогиссарского глубинного разлома / Э. А. Портнягин, В. И. Павлов, В. Н. Куземко, Н. А. Гнутенко, В. В. Ткаченко // Глубинные разломы Южного Тянь-Шаня. Проблемы тектоники и магматизма глубинных разломов.– Львов : Изд-во Львов. ун-та, 1973. – Т. I. – С. 78–97.
18. *Портнягин Э. А.* К проблеме взаимоотношения глубинных палеозойских структур Южного Тянь-Шаня и погребенного Таджико-Афганского массива / Э. А. Портнягин, Г. В. Кошлаков, Е. С. Кузнецов // Бюлл. Москов. об-ва испыт. природы. Отд. геол. –1974. –Т. 49. – № 3. – С. 18–23.
19. *Портнягин Э. А.* Проблема “ягнобских сланцев” и некоторые детали строения восточной части Зеравшано-Гиссарской зоны (Южный Тянь-Шань) / Э. А. Портнягин, В. И. Павлов, К. О. Цориев // Геол. сб. Львов. геол. об-ва. – Львов : Изд-во Львов. ун-та, 1976. – № 15.– С. 92–98.
20. *Резвой Д. П.* “Антитяньшанское” структурное направление в тектонике Средней Азии / Д. П. Резвой // Геол. сб. Львов. геол. об-ва. – Москва : Недра, 1965. – № 9. – С.119–130.
21. *Резвой Д. П.* К проблеме глубинных разломов Южного Тянь-Шаня / Д. П. Резвой // Бюлл. Москов. об-ва испыт. природы. Отд. геол. – 1972. – Т. 47. – № 1. – С. 23–41.
22. *Резвой Д.П.* О некоторых особенностях глубинной тектоники Юго-Западного Тянь-Шаня / Д. П.Резвой, Є. А. Портнягин, И. А. Марушкин // Геол. сб. Львов. геол. об-ва. Москва : Недра, 1969. – № 12. – С. 142–145.
23. *Klebelsberg Rv.* Beiträge zur GeologieWest Turkestans / Rv. Klebelsberg // Ergebnisse der Expedition des DOAV im Jahre 1913. – Innsbruck, 1922. – P. 293–472.

REFERENCES

1. Biske Yu. S. (1996). *Paleozoyskaya struktura i istoriya Yuzhnogo Tyan’-Shanya*. – SPb. : Izd-vo S.-Peterburgskogo un-ta.
2. Bilonizhka P. , Matkovs’kyy, O., Pavlun’, M. , Slyvko Ye. (2010). *Heolohichnyy fakul’tet L’vivs’koho natsional’noho universytetu imeni Ivana Franka*: dovidnykovo-informatsiyne vydannya: vyd. druhe, pererob. i dopovnene. – L’viv : Vydav. Tsentr L’viv. nats. Universytetu.
3. Gubin I. E. (1940). *Geologicheskaya granitsa mezhdu Pamirom i Alaem*. – Moskva : Gosgeolizdat.

4. Yeliseyev E. N., Koval'chuk I. A., Portnyagin E. A. (1976). Glubinnyye usloviya vozniknoveniya bazal'toidnykh magm Yuzhnogo Gissara. *Geol. sb. L'vovsk. geol. ob-va*. – L'vov : Izd-vo L'vov. un-ta, 15, 81–84.
5. Koval'chuk I. A. (1984). Gertsinskiye geosinklinal'nyye vulkanogennyye i osadochnyye formatsii Yuzhnogo Gissara (Tyan'-Shan') : avtoref. dis. na soiskaniya nauch. stepeni kand. geol.-min. Nauk : spets. 04.00.04 "obshchaya ta regional'naya geologiya" / Ivan Alekseyevich Koval'chuk. L'vov: L'vovskiy gos. un-t im. Iv. Franko.
6. Koval'chuk I. A., Kuzemko V. N., Pavlov V. I. (1984). Poetazhnoye tektonicheskoye rayonirovaniye paleozoid Zeravshano-Gissarskoy gornoy oblasti (Yuzhnyy Tyan'-Shan'). *Byull. Moskov. ob-va ispytateley prirody. Otd. geol.*, 1, 37–44.
7. Kuzemko V. N., Koval'chuk I. A., Pavlov V. I. (1983). Strukturnyy analiz Zeravshano-Gissarskoy gornoy oblasti (Yuzhnyy Tyan'-Shan') na osnove izucheniya kosmofotosnimkov. red. I. Ye. Gubin, S. A. Zakharov. *Tektonika Tyan'-Shanya i Pamira*. – Moskva : Nauka, 114–117.
8. Pavlov V. I., Sivoronov A. O. (2006). Ernest Oleksandrovych Portnyahin – heoloh i poyet (do 70-richchya vid dnya narodzhennya). *Visnyk L'vivs'koho universytetu. Ser. heol*., 20, 239–242.
9. Pavlun' M. M., Lun'ov H. O., Pavlov V. I. (2008). Volodymyr Mykolayovych Kuzemko – heoloh, uchenyy, pedahoh (do 70-richchya vid dnya narodzhennya). *Visnyk. L'vivs'koho unyversytetu. Ser. heol.*, 22, 174–177.
10. Portnyagin E. A. (1968). Gissarskiy shov i problema Gissarskogo plutona. *Geol. sbornik L'vovskogo geol. obshchestva*. – L'vov : Izd-vo L'vov. un-ta, 11, 163–168.
11. Portnyagin E. A. (1974). Kompleks parallel'nykh dayek Yuzhnogo Gissara. *Dokl. AN SSSR*, 219, 4. – 1974, 948–951.
12. Portnyagin E. A., Gnutenko N. A., Koval'chuk I. A., Kuzemko V. N., Pavlov V. I. (1973). Kamennougol'nyy vulkanizm i nekotoryye problemy tektoniki Gissara (Yuzhnyy Tyan'-Shan'). *Byull. Moskov. ob-va ispytateley prirody. Otd. geol*., 48, 2, 82–93.
13. Portnyagin, E. A. Pavlov, V. I. (1971). Nekotoryye novyye dannyye o rannikh etapakh razvitiya Yuzhno-Gissarskoy magmatogennoy zony. *Geol. sb. L'vovsk. geol. ob-va*.– L'vov : Izd-vo L'vov. un-ta, 13, 125–129.
14. Portnyagin E. A. Pavlov V. I. (1973). Formatsii srednego paleozoya Yuzhno-Gissarskoy magmatogennoy zony. *Geol. sb. L'vovsk. geol. ob-va*. – L'vov : Izd-vo L'vov. un-ta, 14, 120–124.
15. Portnyagin E. A., Pavlov, V. I., Koval'chuk I. A. (1973). Yuzhnogissarskaya magmatogennaya zona. *Glubinnyye razlomy Yuzhnogo Tyan'-Shanya*. *Problemy tektoniki i magmatizma glubinnykh razlomov*. T. I. – L'vov : Izd-vo L'vov. un-ta, 97–119.
16. Portnyagin E. A. Pavlov V. I., Koval'chuk I.A. (1973). Zona Yuzhnogissarskogo razloma. *Glubinnyye razlomy Yuzhnogo Tyan'-Shanya*. *Problemy tektoniki i magmatizma glubinnykh razlomov*. T. I.– L'vov : Izd-vo L'vov. un-ta, 119–133.
17. Portnyagin E. A., Pavlov V. I., Kuzemko V. N., Gnutenko N. A., Tkachenko V. V. (1973). Zona Severogissarskogo glubinnogo razloma. *Glubinnyye razlomy Yuzhnogo Tyan'-Shanya. Problemy tektoniki i magmatizma glubinnykh razlomov*. T. I. – L'vov : Izd-vo L'vov. un-ta, 78–97.

18. Portnyagin E. A., Koshlakov G. V., Kuznetsov Ye. S. (1974). K probleme vzaimo-otnosheniya glubinnykh paleozoyskikh struktur Yuzhnogo Tyan'-Shanya i pogrebennogo Tadzhiko-Afganskogo mas siva. *Byull. Moskov. ob-va ispytateley prirody. Otd. geol*. 49, 3, 18–23.
19. Portnyagin E. A. Pavlov V. I., Tsoriyev K. O. (1976). Problema "yagnobskikh slantsev" i nekotoryye detali stroyeniya vostochnoy chasti Zeravshano-Gissarskoy zony (Yuzhnyy Tyan'-Shan'). *Geol. sb. L'vovsk. geol. ob-va*. L'vov: Izd-vo L'vov. un-ta, 15, 92–98.
20. Rezvoy D. P. (1965). "Antityan'shanskoye " strukturnoye napravleniye v tektonike Sredney Azii. *Geol. sbornik L'vovskogo geol. obshchestva*. – Moskva : Nedra, 9, 119–130.
21. Rezvoy D. P. (1972). K probleme glubinnykh razlomov Yuzhnogo Tyan'-Shanya. *Byull. Moskov. ob-va ispytateley prirody. Otd. Geol*., 47, 1, 23–41.
22. Rezvoy D. P., Portnyagin Ê. A., Marushkin I. A. (1969). O nekotorykh osobennostyakh glubinnoy tektoniki Yugo-Zapadnogo Tyan'-Shanya. *Geol. sbornik L'vovskogo geol. obshchestva*. – Moskva : Nedra, 12, 142–145.
23. Klebelsberg Rv. (1922). Beiträge zur GeologieWest Turkestans. *Ergebnisse der Expedition des DOAV im Jahre 1913*. – Innsbruck, 293–472.

*Стаття: надійшла до редакції 16.10 2019*
*прийнята до друку 24.12.2019*

# GEOLOGICAL RESEARCH THE TAJICA GROUP OF THE CENTRAL ASIA EXPEDITION OF THE LVIV STATE UNIVERSITY

**Nelya Hnutenko, Larysa Heneralova**

*Ivan Franko National University of Lviv,*
*Hrushevskyi Str., 4, 79005 Lviv, Ukraine*
*gen_geo@i.ua*

**The purpose**. The role of Ukrainian geologists who worked in the research sector and taught at the departments of the Faculty of Geology at the University of Lviv in conducting geological studies and mineral resources of Tajikistan, in the Zeravshan-Hissar folded region of South Tien Shan, is highlighted in the paper. **The object** –history of geological studies of the Zeravshan-Hissar folded area in the period 1966–1992. **The methods** of geological and comparative researches and the systematic approach were used when writing the work. **Results.** Researchers of the Tajik detachment performed the tectonic zoning of the Zeravshan-Hissar folded area, in which they found the Zeravshan-Hissar and South-Hissar tectonic zones, having a number of higher-order structural and formation elements and consisting of complexes of the Baikal, Caledonian, and Herzinic ages. Herzinic and Caledonian complexes and structures, the boundaries between them are studied in detail. It has been found that the South-Hissar Fault is a boundary seam, the

boundary structure between the South-Hissar Tectonic Zone and the Tajik-Afghan after the Baikal middle massif. Within the South Gissar Fault, basalt formations of the toleitic type with sodium specialization were discovered, which made it possible to interpret this structure as an oceanic rift. Structural analysis of the Zeravshan-Hissar folded area was performed by decryption of the cosmopolitan photos, which revealed a number of long-latent basement faults. Sub-meridional faults have been found to be ore-controlling. According to theoretical constructions and ore study, it is established that antimony-mercury deposits, tin-tungsten gold-rare-metal mineralization occur at the intersection points of multidirectional dysfunctions. The contribution of Ukrainian researchers of different generations in solving the key problems of geology of the region and Central Asia is emphasized. The educational role of Tajik group workers in the education of young people of different nationalities, who later worked in different positions of the geological service of Tajikistan, Central Asian republics, is shown. It was noted that professor D.P. Rezvoy had a great role in organizing the Tajik group.

*Key words:* geological studies, minerals, deep crust strutures, faults, Tajikistan, Zeravshan-Hissar folded region.

VISNYK OF THE LVIV UNIVERSITY
Series Geology. 2019. Is. 33. P. 35–46
ISSN 2078-6425

ВІСНИК ЛЬВІВСЬКОГО УНІВЕРСИТЕТУ
Серія геологічна. 2019. Вип. 33. С. 35–46
ISSN 2078-6425

*УДК 551. 734*

# МЕТОДОЛОГІЧНІ ЗАСАДИ ЗАСТОСУВАННЯ ПАЛІНОЛОГІЇ У СТРАТИГРАФІЇ

**Антоніна Іваніна**

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

Спори і пилок – це алохтонні пелітові частинки біогенного походження, одна з найважливіших флористичних груп, яку застосовують для розчленування, кореляції осадових розрізів і біостратиграфічного обґрунтування стратонів. Політаксонність і масовість палінологічного матеріалу, поліфаціальність захоронення, значне латеральне поширення, швидкі темпи еволюції перетворюють палінологічні об'єкти на важливу стратиграфічну групу. Однак застосування палінології у стратиграфії обмежене внаслідок недосконалої методології використання палінологічних даних у стратиграфії. Головним завданням цього етапу досліджень є розробка критеріїв для достовірного розчленування та зіставлення розрізів за палінологічними даними та удосконалення методики виділення палінозон. Досвід використання палінологічного методу у біостратиграфії, незважаючи на його специфіку, довів змогу вживання для палінологічного матеріалу загальних принципів біостратиграфічного аналізу. Описано удосконалену методику паліностратиграфічних досліджень. Вихідним матеріалом є дані про розподіл спор і пилку у розрізі і по латералі. Головним інструментом для розчленування і кореляції відкладів за палінологічними даними є палінозона. Це спеціалізований біостратиграфічний підрозділ, сукупність відкладів, що містить неповторний, властивий лише їм набір різних категорій таксонів (за кількісною участю: домінанти, субдомінанти рідкісні; за особливостями стратиграфічного поширення: фонові, або транзитні, типові, або характерні, керівні), об'єднаних в зональний комплекс. Запропоновано модернізовану методику визначення і комлексного обґрунтування палінозон і новітній спосіб подання біостратиграфічного матеріалу у вигляді стандартизованої й уніфікованої системи характеристик паліностратиграфічних підрозділів.

*Ключові слова:* стратиграфія, палінологія, спори, пилок, палінозони, методологія.

Основою раціональної організації розшуків і видобутку корисних копалин є регіональні стратиграфічні схеми, складання яких неможливе без надійного біостратиграфічного обґрунтування та палеонтології. Негативною ознакою нашого часу є продовження скорочення палеонтолого-стратиграфічних досліджень, наслідком чого є низька якість стратиграфічної основи, наявність у стратиграфічних схемах невалідних стратонів, довільні маніпуляції з біостратиграфічною інформацією, недосконалі системи регіональних

© Іваніна А., 2019

ISSN 2078-6425. Вісник Львівського університету. Серія геологічна. 2019. Випуск 33

підрозділів, часткова відсутність зональних біостратиграфічних шкал місцевого і регіонального рівнів тощо. Тому найважливішим завданням сьогодні є оновлення, модернізація, аргументована переінтерпретація та удосконалення біостратиграфічного забезпечення діючих стратиграфічних схем як основи для проведення регіонального геологічного довивчення.

Спори і пилок – група органічних мікрорешток зі значним латеральним поширенням, що швидко еволюціонує і є складовою осадових порід. Це одна з найважливіших флористичних груп, яку застосовують для розчленування, кореляції осадових розрізів і біостратиграфічного обґрунтування стратонів. Палінологічні дані слугують основою для зіставлення та визначення генезису різнофаціальних товщ, вивчення континентальних відкладів, виділення стратиграфічних одиниць різного ступеня детальності; вони є додатковим пошуковим критерієм на нафту і газ тощо.

Незважаючи на широкі можливості спорово-пилкового методу, палінологічних даних немає у стратиграфічних схемах України. На це є декілька причин: відсутність єдиної класифікаційної системи викопних спор і пилку; слабка розробка методологічних засад з використання палінологічних даних у стратиграфії; наявність різних підходів до визначення діапазонів поширення, оцінки ступеня стратиграфічної важливості й категорії таксонів, виділення палінозон; труднощі зіставлення біостратиграфічних зон, виділених за палінологічними даними у різних регіонах. Так, під час порівняльного аналізу палінологічних даних карбону Люблінського і Львівсько-Волинського басейнів [7] названо такі причини, які ускладнюють достовірне розчленування та зіставлення відкладів за палінологічними даними. Це відмінні класифікаційні системи міоспор, які зумовлюють неоднозначність морфологічного визначення таксонів; різні методологічні підходи до визначення діапазонів поширення форм, оцінки ступеня стратиграфічної важливості й категорії таксонів, принципи виділення палінозон тощо. Описані проблеми стосуються не тільки паліностратиграфії обох басейнів, а й відображають глобальні тенденції застосування палінології в стратиграфії.

Мета цього етапу досліджень - удосконалення методологічних засад використання палінології в біостратиграфії. Головні завдання: розробка критеріїв для достовірного розчленування та зіставлення розрізів за палінологічними даними та удосконалення методики виділення палінозон.

Предметом палінологічних досліджень є викопні дисперсні спори й пилок та вмісні осадові породи. Вихідним матеріалом паліностратиграфічних досліджень є дані про розподіл спор і пилку у розрізі і по латералі. Досвід використання палінологічного методу у біостратиграфії, незважаючи на його специфіку, довів змогу вживання для палінологічного матеріалу загальних принципів біостратиграфічного аналізу.

Теоретичним підґрунтям для цього є:

– принцип незворотності еволюції рослинного світу – певному інтервалові часу властиві специфічні за складом флористичні угруповання суходільних рослин, поширення і склад яких контрольовані кліматом, зі швидкими темпами видоутворення та еволюційних змін, що відображаються на будові репродуктивних органів;

– видоспецифічність спор та пилку – кожний вид материнських рослин має пилок чи спори певної будови, оскільки вони є носіями генетичної інформації і виконують найважливішу функцію – відповідають за існування виду на Землі;

– масовість і політаксонність палінологічного матеріалу, оскільки він, по-перше, відображає рослинність великого за територією палеоботанічного регіону, по-друге, вищим рослинам, оберігаючи процес опилення та розселення від можливих несподіванок, властиво продукувати у великій кількості спори та пилок, які належать представникам рослинного царства з різним ступенем біологічної організації;

– значне латеральне поширення репродуктивних зерен, які пристосовані для просторового переміщення – вони маленького розміру, легкі, з низькою питомою вагою та морфологічними утвореннями (повітряними мішками, виростами, шипами) тощо, які сприяють далекому перенесенню;

– стійкість оболонок і чудова збереженість у викопному стані – природа вкладає в репродуктивні клітини весь запас міцності: протопласт захищений потрійною чи двійною оболонкою, одна з яких складена спорополеніном – найстійкішою органічною речовиною, здатною добре зберігатися, стійкою до хімічних і механічних впливів (вона реагує лише на сильне окиснення і значне прогрівання вмісних порід);

– можливість вилучення паліноморф у великих кількостях як з відслонень, так і з керна свердловин, що підвищує інформативність та об'єктивність методу.

Одночасно палінологічний аналіз відрізняється від інших біостратиграфічних методів специфікою предмета досліджень. З одного боку, спори та пилок є мікроскопічними рештками макророслин і біологічними об'єктами, склад яких відображає закономірності еволюційного розвитку рослинних угруповань. З іншого, після відокремлення від материнських рослин не всі спори та пилок потрапляють за призначенням – велика кількість репродуктивних клітин поширюється у зовнішньому середовищі за законами седиментології як звичайні пелітові частинки : транспортуються на далекі відстані (до 600–800 км), осідають внаслідок гравітаційного осадження й захоронюються у різних типах середовищ – континентальних (грунтах, болотах, озерах, річках), перехідних (дельтах, лагунах), масові в донному мулі морів. Згодом переходять у викопний стан, майже не змінюючись, і стають компонентами дисперсної (розсіяної) органічної речовини (ДОР) осадових порід (рис. 1). Тобто спори і пилок – це алохтонні пелітові частинки біогенного походження. Поліфаціальність захоронення, значне латеральне поширення, швидкі темпи еволюції перетворюють палінологічні об'єкти на важливу стратиграфічну групу. Політаксонність і масовість палінологічного матеріалу підвищує інформативність, об'єктивність методу та достовірність визначень.

Паліностратиграфічні, як і будь-які інші біостратиграфічні, дослідження полягають у двох головних операціях : стратиграфічному розчленуванні і стратиграфічній кореляції. *Паліностратиграфічне розчленування* – це виділення паліностратонів у розрізах. Воно охоплює три етапи: палінологічне вивчення окремих відслонень з виділенням інтервалів з неповторним комплексом паліноморф, стратиграфічна систематизація виділених шарів, об'єднання їх у стратони. Під *паліностратиграфічною кореляцією* розуміють порівняння і зіставлення віддалених один від одного розрізів для латерального простеження паліностратонів і виявлення їхніх вікових співвідношень. Кінцевою метою кореляції є синхронізація – визначення одночасності утворення відкладів у розрізах, які зіставляють. Під час біостратиграфічних досліджень палінологічним методом головний акцент роблять на вивченні спор і пилку, тоді як інші компоненти дисперсної органіки ігнорують.

ISSN 2078-6425. Вісник Львівського університету. Серія геологічна. 2019. Випуск 33

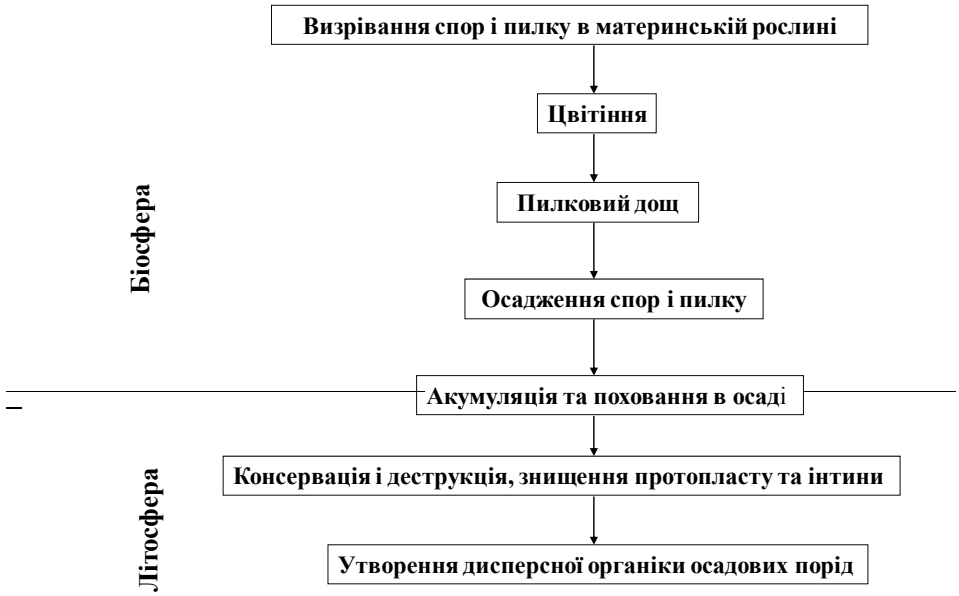



Рис. 1. Загальна схема утворення дисперсної органічної речовини осадових порід

Палінологічні дослідження, як і будь-які інші стратиграфічні дослідження, охоплюють три рівні – локальний, регіональний, глобальний та такі етапи : польовий, лабораторний, камеральний та наукової обробки (або інтерпретаційний) [4].

Послідовність паліностратиграфічних досліджень така:

1. Будь-які дослідження розпочинають на локальному рівні з вивчення й опробування конкретних розрізів (польовий етап). З кожної проби отримуємо *спектр* – кількісний та якісний склад спор та пилку одного зразка.
2. За послідовністю спектрів визначаємо особливості розподілу спор і пилку у локальному розрізі й отримуємо його палінологічну характеристику.
3. Уніфікуємо палінологічні дані, виявляємо подібні спектри та об'єднуємо їх у *комплекси*, що приурочені до певних стратиграфічних рівнів.

Спектри та палінокомплекси відображають умови поховання паліноморф, палеоклімат, склад рослинних материнських угруповань і є складною природною системою, утвореною сукупною дією факторів формаційного розвитку з комплексом ознак, які можна поділити на дві групи: тафономічні і ценотичні [2, 6]. Тафономічні ознаки – показники умов формування палінокомплексів, відображають процеси транспортування й поховання рослинного матеріалу й зміну та повторення умов осадонакопичення у часі. Ценотичні ознаки – однонапрямлені зміни якісного і кількісного складу міоспор, а саме поява таксонів, хвилясто-переривчасте поширення їх у вертикальному розрізі у межах

певного стратиграфічного інтервалу і зникнення, зумовлені еволюційними змінами у складі фаун і флор. Саме за ними й потрібно виконувати біостратиграфічне розчленування і зіставлення відкладів. Для коректного проведення біостратиграфічних досліджень за палінологічними даними у складі паліноспектрів треба відрізняти ценотичні ознаки від тафономічних та визначати неповторні односкеровані зміни. Для цього палінологічний аналіз повинен охоплювати тафономічні спостереження разом з фаціальним вивченням умісних порід.

Під час біостратиграфічних досліджень потрібно брати до уваги палінологічну циклічність – закономірну зміну і повторення палінологічних показників у вертикальному розрізі. Комплексний аналіз седиментаційної циклічності та якісно-кількісних варіацій у складі палінокомплексів виявив, що у вертикальному розрізі для всіх таксонів характерний циклічний переривчастий розподіл, деколи зі значними "стратиграфічними розривами", коли інтервали з максимумом вмісту форми чергуються з ділянками різкого скорочення або її відсутності [1–3, 5, 6]. Такі кількісні коливання можна простежувати в одному розрізі багато разів. У розрізі циклічно змінюються як кількісні, так і якісні показники паліноспектрів. Кількісні та якісні коливання характерні як для загальної численності міоспор, так і для кожного виду або роду у діапазоні від нуля до максимуму вмісту. Факт появи або зникнення таксону у розрізі можна зачислити до однонапрямлених незворотних еволюційних змін. Однак від моменту першої появи до моменту останнього зникнення вміст таксону коливається, форма зникає і з'являється у розрізі декілька разів стратиграфічно вище місця фактичної появи. Це є проявом як циклічного повторення фацій, так і ритмічних кліматичних змін.

Щоб відрізнити фаціальні зміни у палінокомплексах від еволюційних і вікових, бажано використовувати палінологічний матеріал однофаціальних порід. Фаціально-палінологічне вивчення вугленосної формації Львівсько-Волинського басейну [2, 6] показало, що фації, перехідні від континентальних до морських, містять численні, таксономічно різноманітні міоспори, які відображають рослинність суходолу великого палеоботанічного регіону. Тому вірогідність знахідок у них стратиграфічно важливих форм значно вища, ніж у континентальних чи морських фаціях.

Розчленування відкладів палінологічним методом виконують за принципом виділення у розрізах спеціальних біостратиграфічних підрозділів – палінозон. Палінозона – це сукупність відкладів, що містять неповторний, властивий лише їм набір різних категорій палінотаксонів, об'єднаних у зональний комплекс.

У загальних рисах методику визначення палінозон описано у багатьох публікаціях [8–14 та ін.]. Однак у них не завжди чітко висвітлено процедуру та послідовність операцій, не зафіксовано, які саме показники – кількісні чи якісні, є головними для визначення міоспорових зон. Фаціально-палінологічні дослідження карбону Львівсько-Волинського басейну, проведені автором у 90-х роках XX ст. [2, 6], довели, що під час виділення палінозон треба шукати властиві лише певним ділянкам розрізу палінологічні корелятиви. Ценотичні ознаки палінокомплексів – однонапрямлені зміни у складі керівних і типових родів і видів міоспор, а саме поява нових таксонів, хвилясто-переривчастий розподіл їх у вертикальному розрізі у межах певного стратиграфічного інтервалу і зникнення є в основі паліностратиграфічного розчленування.

Зональний комплекс кожної палінозони має кількісну і якісну характеристику (рис. 2). У його структурі виділяють дві групи таксонів. Перша група об'єднує таксони, виділені за кількісними параметрами, до другої входять форми, визначені за особливостями

ISSN 2078-6425. Вісник Львівського університету. Серія геологічна. 2019. Випуск 33

вертикального поширення. За кількісною участю виділяємо такі категорії: *домінанти* – їхній вміст у спектрах – понад 20 %; *субдомінанти* – від 5 до 20 %; *рідкісні* – до 5 %.

За особливостями стратиграфічного поширення таксони поділено на групи:

- *фонові*, або *транзитні* – з широким стратиграфічним діапазоном (у межах систем чи їхніх частин) і значною тривалістю існування материнських рослин (35–70 млн років); не мають важливого значення, їх використовують лише для загальної характеристики стратиграфічних підрозділів;
- *типові*, або *характерні* – форми з поширенням від частини ярусу до двох–трьох ярусів чи декількох суміжних дрібніших стратонів, однак частота знаходження їх у межах конкретного підрозділу є більша; 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 у межах конкретного підрозділу; тривалість існування рослин, які їх продукують - 9–35 млн років;
- *керівні* – види з хронологічним діапазоном до 9 млн років, вузьким стратиграфічним (обмеженим конкретним біостратиграфічним підрозділом) і значним латеральним поширенням; вони особливо важливі для стратиграфічних досліджень – серед них обирають зональні види, або індекс-види.

Керівні й типові таксони, придатні для детального розчленування, трапляються, переважно, у незначній кількості (до декількох зерен на скло), мають циклічне поширення, зникають і з'являються у вертикальному розрізі декілька разів. Для визначення фактичного діапазону існування цих форм важливо відмітити їхню першу появу й останнє

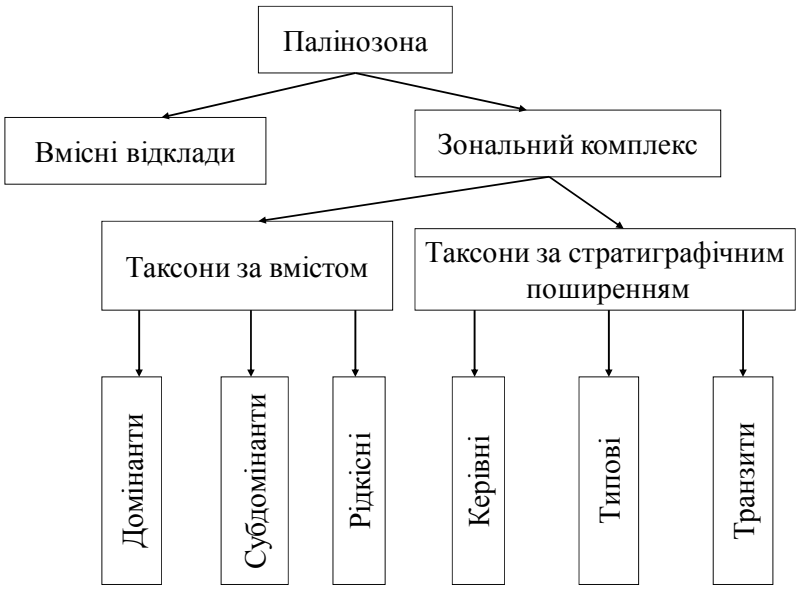



Рис. 2. Структура палінозони

зникнення. Це можливо лише під час вивчення послідовностей палінокомплексів, отриманих унаслідок детального поверстового опробування стратиграфічно безперервних розрізів з урахуванням літолого-фаціального складу вмісних порід. Стратиграфічне значення того чи іншого таксона, його категорія (транзитний, типовий, керівний) залежать від точної морфологічної ідентифікації, правильної оцінки діапазону існування (беруть до уваги його стратиграфічне поширення не тільки в певному регіоні, а й в глобальному масштабі), виявлення рівнів появи, розквіту і зникнення.

У практиці паліностратиграфічних досліджень застосовують усі групи таксонів.

Під час визначення складу зонального комплексу важливим є стратиграфічне поширення керівних і типових видів, діапазони сумісного знаходження таксонів, неповторні за складом асоціації різних груп таксонів. А такі ознаки, як поширення у розрізі фонових форм, кількісні співвідношення таксонів є лише додатковою характеристикою. Неповторні, латерально витримані сполучення керівних і типових форм певних стратиграфічних інтервалів покладено в основу виділення міоспорових зон. Для повної характеристики палінозон застосовують й інші категорії таксонів – фонові, домінанти, субдомінанти, рідкісні. Межі між зонами визначають за рівнями зміни окремих характерних чи керівних таксонів, а також усього зонального комплексу.

Нижче пропонуємо методику визначення зон за палінологічними даними, опрацьовану під час досліджень девонсько-кам'яновугільного комплексу порід Волино-Подільської окраїни Східноєвропейської платформи [2, 6]. Практично палінозони та їхні вертикальні послідовності – палінологічні шкали, виділяють так.

1. Під час опрацювання розрізів визначають їхню палінологічну характеристику, особливості поширення спор і пилку, виділяють спектри та комплекси.

2. За характером вертикального поширення визначають категорії таксонів, головну увагу надаючи пошуку керівних і типових форм.

4. Виявляють шари осадових порід, що містять неповторні сполучення різних груп таксонів, й рівні зміни їхнього складу. Детальність розчленування залежить від особливостей вертикального поширення міоспор і геологічного завдання.

5. У разі зіставлення місцевих розрізів на регіональному етапі досліджень простежують латеральне поширення відкладів (у межах геологічного регіону або його частини), що містять однакові специфічні комплекси фосилій; підтверджують регіональність їхнього поширення, визначають регіонально витримані інтервали з подібним складом паліноморф та їхні межі. Найважливіше значення для виділення біостратиграфічних меж мають рівні появи чи зникнення певних груп таксонів. Ці межі переважно фіксують не лише за зміною комплексів, вони відображають також інші значні геологічні події: зміну тектонічного чи седиментаційного режиму, клімату тощо.

6. Показники подібних за складом комплексів уніфікують і стандартизують, за ними виділяють спеціалізовані біостратиграфічні підрозділи – палінозони – сукупності гірських порід, які схарактеризовані зональним комплексом спор і пилку.

7. Впорядковуємо палінозони в хронологічній послідовності і визначаємо палінологічну зональну шкалу. Вертикальна послідовность почергових палінологічних зон утворює зональну місцеву шкалу. Порівнюючи її зі світовими еталонними шкалами палінологічної зонації, визначають відносний вік біостратиграфічних підрозділів і завдяки цьому впорядковують місцеві літостратиграфічні підрозділи за віком й щодо загальних підрозділів, тобто за допомогою стратону загальної шкали, за її біостратиграфічним

ISSN 2078-6425. Вісник Львівського університету. Серія геологічна. 2019. Випуск 33

вмістом визначають положення місцевих літостратиграфічних підрозділів у загальній ієрархії стратонів.

Оскільки палінологічний матеріал – політаксонний, найчастіше виділяють біостратиграфічні підрозділи таких видів – комплексні, конкурентні (або конкурентно-рангові) зони, біо-, акме-, тайльзони (рис. 3).

Біозони об'єднують відклади, які утворилися в часовому інтервалі, що відповідає стратиграфічному поширенню індекс-виду. Це керівні форми, які мають вузький діапазон існування, трапляються лише в межах своїх зон, з характерними морфологічними ознаками, завдяки яким їх легко діагностувати. Назву біозони утворено з видової назви індекс-виду. Скорочена назва походить від першої букви видової назви керівного таксону. Виділення конкурентно-рангових зон ґрунтується на визначенні вертикального поширення не менш як двох типових таксонів, стратиграфічні діапазони яких взаємно перекриті [4]. Такі палінозони характеризують частини світ чи світу і переважно відпо відають інтервалам товщиною у 10–60 м, деколи до 100 м. Їхня назва складена з видових назв двох типових таксонів. Перший з'являється у підстильних відкладах, часто трапляється в межах зони, не переходить у перекривні; другий – стає типовим з нижньої межі зони і є в перекривних відкладах. Скорочені назви зон (індекси) позначені першими буквами видових назв, як це прийнято у схемі уніфікованого палінологічного розчленування карбону Західної Європи [13]. Акмезони (зони розквіту) виділені за першим

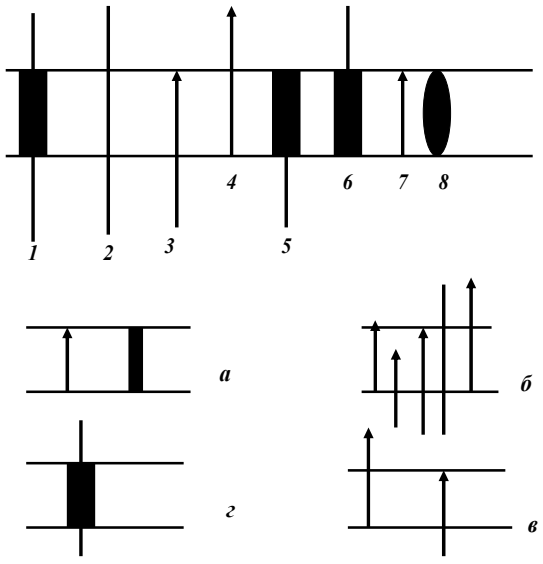



Рис. 3. Категорії таксонів і типи біостратиграфічних зон:
*1–8* – категорії таксонів: *1*, *2* – фонові, або транзитні; *3–6* – характерні; *7*, *8* – керівні; *а–в* – типи біостратиграфічних зон: *а* – біозона; *б* – комплексна зона; *в* – епіболь; *г* – конкурентна зона

кількісним максимумом індекс-видів. Їхня назва утворена від видової назви виду-домінанта, а індекс – перша буква назви виду. Тайльзона відповідає повному стратиграфічному поширенню виду-біомаркера. Оскільки у суміжних регіонах діапазон поширення цього виду більший, то виділено біостратиграфічний підрозділ саме цієї категорії, а не біозону. Назву зони цієї категорії визначено за назвою виду-біомаркера, а індекс – перша буква видової назви. Комплесні зони виділені за двома чи трьома характерними формами, які або з'являються біля підошви зони, або зникають біля її верхньої межі. Назву такої зони утворено від назв характерних видів, а індекс – від перших букв видових назв.

Палінологічна кореляція і визначення відносного віку стратиграфічних підрозділів виконують за подібністю комплексів органічних мікрорешток (методом комплексів) або за керівними формами. Метод керівних форм виник першим і ґрунтується на уявленні про те, що керівні форми фаціально незалежні, займають одне і те ж стратиграфічне положення у різних розрізах, одночасно з'являються і зникають на значних територіях, мають значне латеральне поширення. Пощук керівних форм, які поширені глобально, доволі складний і тривалий. Тому багато спеціалістів віддають перевагу методиці, що ґрунтується на аналізі всього мікрофлористичного комплексу. У цьому разі беруть до уваги не лише таксономічний склад, а й кількісні співвідношення між окремими таксонами. Під час дослідження комплексу з'ясовують характер реагування кожного виду на конкретні зовнішні зміни, загальний висновок коректують щодо кожної групи, і це дає змогу точно зафіксувати на певному рівні межу між етапами розвитку району, який вивчають, та уявити собі масштаб подій та ранг межі.

Форма подання паліностратиграфічної інформації є важливим моментом у стратиграфії. Сьогодні, у час бурхливого розвитку інформаційних технологій, одним з головних завдань стратиграфії є паспортизація геологічних тіл, яка полягає в конкретизації стратонів і створенні їхніх персоніфікованих характеристик за комплексом уніфікованих параметрів; та формування інтерактивної стандартизованої системи – каталогу персоніфікованих стратонів. Потреба в систематизації та уніфікації палінологічного матеріалу викликана ще й специфікою спорово-пилкового методу. Масовість і політаксонність спор, з одного боку, підвищують інформативність та об'єктивність спорово-пилкового методу, з іншого, ускладнюють роботу палінолога тому, що не зрозуміло, яким саме критеріям – кількісним чи якісним – надавати перевагу під час виконання біостратиграфічних досліджень. Це протиріччя усуває стандартизована характеристика палінозон. Першим кроком у створенні інтерактивної стандартизованої системи паліностратонів повинно стати конкретизація їхніх персоніфікованих характеристик за критеріями, висвітленими в численних наукових публікаціях і нормативних документах. Головною ознакою, за якою виділяють палінозони, є систематичний склад міоспор, що відображений у кількісних (домінанти, субдомінанти, рідкісні – за процентним вмістом у спектрах) та якісних (керівні, характерні, фонові – за особливостями вертикального поширення) параметрах. Стандартизована характеристика палінозони охоплює такі позиції: назву, категорію, латеральне поширення, потужність стратону, географічне та тектонічне положення опорного розрізу, де відклади зони представлені у повному обсязі, відносний вік, характер контактів з підстильними та перекривними породами, співвідношення з іншими категоріями стратонів і міжрегіональну кореляцію з палінологічними підрозділами суміжних регіонів. Крім зазначеного, для унеможливлення порушень правил пріо-

ISSN 2078-6425. Вісник Львівського університету. Серія геологічна. 2019. Випуск 33

ритету потрібно зазначати автора й рік першоопису (зі зазначенням точного бібліографічного посилання).

Отже, ценотичні ознаки палінокомплексів – однонапрямлені зміни у складі керівних і характерних родів і видів міоспор, є підґрунтям паліностратиграфічного розчленування. Головним інструментом для розчленування і кореляції відкладів за палінологічними даними є палінозона. Це спеціалізований біостратиграфічний підрозділ, сукупність відкладів, що містить неповторний, властивий лише їм, набір різних категорій таксонів, об'єднаних у зональний комплекс. Усі палінозони є комплексно обґрунтованими, охоплюють усі категорії таксонів. Під час виділення палінозон важливо брати до уваги як видовий склад спор та пилку, так і вміст таксонів. Однак головним критерієм для виділення міоспорових зон є неповторні угруповання керівних і характерних форм, поширених у певних стратиграфічних інтервалах; з кількісних показників важливий тільки один – масовість знаходження. Запропоновано модернізовану методику визначення і комплексного обґрунтування палінозон і новітній спосіб подання біостратиграфічного матеріалу у вигляді стандартизованої й уніфікованої системи характеристик паліностратиграфічних підрозділів, яка впорядковує та полегшує сприйняття палінологічної інформації, є зручною формою для її зберігання та надійним інструментом для аналізу валідних наукових даних і різноманітних операцій.

СПИСОК ВИКОРИСТАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ

1. *Іваніна А. В.* Вертикальний розподіл палінооріктоценозів та інших складових у карбоні Львівського прогину / А. В. Іваніна // Нові дані з геології та нафтогазоносності України : зб. наук. праць УкрДГРІ. – Львів, 1999. – С. 164–170.
2. *Іваніна А. В.* Новий підхід до вивчення палінологічних решток древніх осадочних товщ / А. В. Іваніна // Геолого-геофізичні дослідження нафтогазоносних надр України : зб. наук. праць УкрДГРІ. – Львів, 1997–1998. – С. 129–135.
3. *Іваніна А. В.* Про зв'язок розподілу міоспор з седиментаційною циклічністю вугленосного карбону Львівсько-Волинського вугільного басейну / А. В. Іваніна, В. Ф. Шульга // Палеонт. зб. – 1994. – № 30. – С. 60–62.
4. *Іваніна А. В.* Стратиграфія : навч.-метод. посібник / А. В. Іваніна, Р. Й. Лещух. – Львів, 2002. – 92 с.
5. *Іваніна А. В.* Циклічний розподіл дисперсної органічної речовини у вугленосній формації Львівсько-Волинського басейну / А. В. Іваніна // Екосистеми геологічного минулого України. – Київ, 1995. – С. 28–29.
6. *Іваніна А. В.* Фаціально-палінологічний аналіз вугленосної формації Львівсько-Волинського басейну / А. В. Іваніна, В. Ф. Шульга // Геол. журнал. – № 3–4. – 1996. – С. 108–114.
7. *Іваніна А. В.* Щодо зіставлення кам'яновугільних відкладів Львівсько-Волинського (Україна) і Люблінського (Польща) басейнів за палінологічними даними / А. В. Іваніна, В. Ф. Шульга, А. Здановський // Палеонтол. зб. – № 34. – 2002. – С.134–141.
8. Методологические аспекты палинологии / под ред. И. И. Нестерова. – Москва : Недра, 1987. – 223 с.
9. Методы интерпретации палинологических данных // Тр. ВСЕГЕИ. – 1977. – Т. 279. – 80 с.
10. Практическая палиностратиграфия / под ред. Л. А. Пановой и др. – Ленинград : Недра, 1990. – 348 с.
11. Решение палинологического колоквиума по карбону Русской плиты / Ротапринт ВНИГНИ. – 1985. – 14 с.
12. Palynology: principles and applications / Ed. J. Jansonius, D. C. McGregor. – Salt Lake City: Publishers Press, 1996. – Vol. 1–3. – 1291 p.

13. *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.
14. *Ivanina A*. Integrated approach to the studying palynological remnants of the Carboniferous of the Volhynian-Podilian margin of the East-Europian platform / A. Ivanina // Paleontol. zb. – 2014. – N 46. – S. 146–155.

REFERENCE

1. Ivanina A. V. Vertykalnyi rozpodil palinooryktotsenoziv ta inshykh skladovykh u karboni Lvivskoho prohynu // *Novi dani z heolohii ta naftohazonosnosti Ukrainy. Zb. nauk. prats UkrDHRI*. – Lviv, 1999. – S. 164–170.
2. Ivanina A. V. Novyi pidkhid do vyvchennia palinolohichnykh reshtok drevnikh osadochnykh tovshch // *Heoloho-heofizychni doslidzhennia naftohazonosnykh nadr Ukrainy. Zb. nauk. prats UkrDHRI*. – Lviv, 1997–1998. – S. 129–135.
3. Ivanina A. V., Shulha V. F. Pro zviazok rozpodilu miospor z sedymentatsiinoiu tsyklichnistiu vuhlenosnoho karbonu Lvivsko-Volynskoho vuhilnoho baseinu // *Paleont. zb.* – 1994. – N 30. – S. 60–62.
4. Ivanina A. V., Leshchukh R. Y. *Stratyhrafiia. Navchalno-metodychnyi posibnyk*. – Lviv, 2002. – 92 s.
5. Ivanina A. V. Tsyklichnyi rozpodil dyspersnoi orhanichnoi rechovyny u vuhlenosnii formatsii Lvivsko-Volynskoho baseinu // *Ekosystemy heolohichnoho mynuloho Ukrainy*. – Kyiv, 1995. – S. 28–29.
6. Ivanina A. V., Shulha V. F. Fatsialno-palinolohichnyi analiz vuhlenosnoi formatsii Lvivsko-Volynskoho baseinu // *Heol. zh.* – N 3–4. – 1996. – S. 108–114.
7. Ivanina A. V., Shulha V. F., Zdanovskyi A. Shchodo zistavlennia kamianovuhilnykh vidkladiv Lvivsko-Volynskoho (Ukraina) i Liublinskoho (Polshcha) baseiniv za palinolohichnymy danymy // *Paleontol. zb*. – N 34. – 2002. – S. 134–141.
8. Metodolohycheskye aspekty palynolohyy [Pod red. Y. Y. Nesterova]. – Moskow : Nedra, 1987. – 223 s.
9. Metody ynterpretatsyy palynolohycheskykh dannykh // *Tr. VSEHEY*. – 1977. – T. 279. – 80 s.
10. Praktycheskaia palynostratyhrafyia [Pod red. L. A. Panovoi i dr.]. – Leningrad : Nedra, 1990. – 348 s.
11. Reshenye palynolohycheskoho kolokvyuma po karbonu Russkoi plyty / *Rotaprynt VNYHNY*. – 1985. – 14 s.
12. Palynology: principles and applications [eds. J. Jansonius, D.C. McGregor]. – Salt Lake City: Publishers Press, 1996. – Vol. 1–3. – 1291 p.
13. Clayton G., Coquel R., Doubinger J. et al. Carboniferous miospores of Western Europe: illustration and zonation // *Meded. Rijks Geol. Dienat*. – 1977. – Vol. 29. – P. 1–71.
14. Ivanina A. Integrated approach to the studying palynological remnants of the Carboniferous of the Volhynian-Podilian margin of the East-Europian platform. *Paleontol. zb*. – 2014. – N 46. – S. 146–155.

*Стаття*: *надійшла до редакції 14.11.2019*
*прийнята до друку 24.12.2019*

ISSN 2078-6425. Вісник Львівського університету. Серія геологічна. 2019. Випуск 33

# METHODOLOGICAL PRINCIPLES OF APPLICATION OF PALYNOLOGY IN STRATIGRAPHY

**Antonina Ivanina**

*Ivan Franko National University of Lviv, Hrushevskyi Str., 4, 79005, Lviv, Ukraine*
*ant_iv@ukr.net*

Spores and pollen are allochthonous pelitic particles of biogenic origin, one of the most important floristic groups used for the dismemberment, correlation of sedimentary sections and biostratigraphic justification of stratons. Political taxonomy and mass of palynological material, polyfaciality of burial, considerable lateral distribution, rapid rates of evolution make palynological objects an important stratigraphic group. However, the use of palynology in stratigraphy is limited by the imperfect methodology of using palynological data in stratigraphy. The main tasks of this stage of research are to develop criteria for accurate dismemberment and comparison of sections according to palynological data and to improve the method of palynozone's definition. The experience of using the palynological method in biostratigraphy, despite its specificity, has proved the possibility of applying to the palynological material the general principles of biostratigraphic analysis. An improved technique of palynostratigraphic studies is described. The source material is data on the distribution of spores and pollen by section and lateral. The main tool for the breakdown and correlation of sediments according to palynological data is palynozone. This is a specialized biostratigraphic subdivision, a collection of sediments containing a unique set of different categories of taxa (according to the peculiarities of vertical distribution - key, characteristic, transit ones; on the content - dominant, subdominant, accessory), combined zonal complex. The modernized method of definition and complex substantiation of palynozone and the newest way of presenting biostratigraphic material in the form of a standardized and unified system of characteristics of the polynostratigraphic units are offered.

*Key words*: stratigraphy, palynology, spores, pollen, palynozones, methodology.

VISNYK OF THE LVIV UNIVERSITY
Series Geology. 2019. Is. 33. P. 47–59
ISSN 2078-6425

ВІСНИК ЛЬВІВСЬКОГО УНІВЕРСИТЕТУ
Серія геологічна. 2019. Вип. 33. С. 47–59
ISSN 2078-6425

*УДК 551. 734 (477.3)*

# ПАЛІНОЛОГІЧНА ХАРАКТЕРИСТИКА СЕРЕДНЬОПАЛЕОЗОЙСЬКИХ ВІДКЛАДІВ ВОЛИНО-ПОДІЛЛЯ

**Антоніна Іваніна**

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

Публікацію присвячено палінологічній характеристиці середньопалеозойських відкладів Волино-Подільської окраїни Східноєвропейської платформи (ВПО СЄП). Одне із головних завдань під час палінологічних досліджень девону і карбону ВПО СЄП є визначення особливостей поширення у розрізі таксонів різного рангу – великих таксономічних одиниць: субтурм, інфратурм; і родів та видів міоспор. Загалом у розрізах девону і карбону ВПО СЄП визначено 105 родів і 220 видів міоспор та пилку, серед них у девоні – 60 родів міоспор 17 інфратурм, у карбоні 82 роди міоспор 18 інфратурм і три роди та п'ять видів пилку, що належать одній інфратурмі. За складом значно домінують міоспори вищих спорових рослин. Пилок голонасінних рослин трапляється поодиноко. Серед міоспор значно переважають трілетні. За особливостями поширення спор і пилку визначено такі тренди. Протягом девону відбувається зростання таксономічного різноманіття, його скорочення в турнейський час, знову збільшення кількості видів протягом візе, сягаючи максимуму у верхньому візе, і повторне поступове скорочення участі видів у серпуховський і башкирський час. Визначено і наведено характеристику восьми етапів (чотири – мінімального (нижній девон, лохковський ярус**)** або поступового скорочення таксономічного різноманіття (турнейський, серпуховський і башкирський яруси карбону); один **–** верхньовізейський – максимального видового і морфологічного різноманіття; три – зростання участі видів (емсько-ейфельський, фаменський яруси девону і нижнє візе карбону) і п'яти рівнів швидкої зміни складу спор. Це межі між девоном і карбоном (підошва хорівської світи), між турне і візе (підошва куличківської світи), між нижнім і верхнім візе (підошва вапняків олеськівської світи), візе і серпуховом (підошва вапняку $V_5$).

*Ключові слова:* палінологія, спори, пилок, девон, карбон, Волино-Подільська окраїна Східноєвропейської платформи.

Ця публікація є наступною з праць, присвячених палінологічній характеристиці середньопалеозойських відкладів Волино-Подільської окраїни Східноєвропейської платформи (ВПО СЄП) [4, 16].

© Іваніна А., 2019

ISSN 2078-6425. Вісник Львівського університету. Серія геологічна. 2019. Випуск 33

Палінологічні дослідження девону та карбону ВПО СЄП започатковані в середині минулого століття. У 60–80-х роках XX ст. спори девону спорадично вивчали Б. В. Тимофеєв [10], О. Д. Шепелева [13], О. М. Андреєва, І. І. Партика [7], О. В. Чибрикова (рукописні палінологічні заключення та у [11, 12]), О. Т. Ломаєва [5], М. І. Бурова [2]; карбону – А. М. Іщенко [1], І. І. Партика [8], Г. І. Кедо [9], О. Г. Шварцман [14]. Перші спроби узагальнити палінологічні матеріали з виділенням комплексів і палінозон зроблено у 90-х роках XX ст. лише для карбону ВПО СЄП І. І. Партикою [8] та О. Г. Шварцман [14]. Для девонських відкладів паліностратиграфічне розчленування з виділенням зон раніше не проводили.

Наразі палінологічні дослідження продовжені А. В. Іваніною на засадах нового системного підходу до вивчення дисперсної органіки [3, 15] і на підставі оновленої систематики М. В. Ошуркової [6].

Одне із головних завдань під час палінологічних досліджень девону і карбону ВПО СЄП є вивчення особливостей поширення у розрізі таксонів різного рангу та визначення їхнього стратиграфічного діапазону. Для цього виконували аналіз вертикального поширення як великих таксономічних одиниць – субтурм, інфратурм, так і родів та видів міоспор, відмічаючи три моменти – час появи, зникнення та кількісну участь у спектрах. Класифікаційну систему спор і пилку, визначених у середнопалеозойських відкладах ВПО СЄП, зображено в табл. 1, 2.

Загалом у розрізах девону і карбону ВПО СЄП визначено 105 родів і 220 видів міоспор та пилку, серед них у девоні – 60 родів міоспор 17 інфратурм, в карбоні 82 роди міоспор 18 інфратурм і три роди та п’ять видів пилку, що належать одній інфратурмі (табл. 3).

За складом в девонсько-кам’яновугільних відкладах ВПО СЄП значно домінують міоспори вищих спорових рослин. Пилок голонасінних рослин трапляється поодиноко і властивий лише для спектрів серпуховського ярусу міссісіпію (рід *Florinites* S c h o p f, W i l s o n et B e n t a l l) і башкирського ярусу пенсильванію (роди *Wilsonia* K o z a n k e, *Potonieisporites* B h a r d., *Florinites* S c h o p f, W i l s o n et B e n t a l l).

Серед міоспор значно переважають трілетні. Монолетні форми (п’ять родів і шість видів) визначено у кількості до 5 % на таких стратиграфічних рівнях: у нижньому девоні (лохковській ярус), у середньому девоні (живетський ярус), у примежових відкладах девону і карбону (фамен верхнього девону–турне нижнього карбону) та угорі кам’яновугільного розрізу – у відкладах серпуховського та башкирського ярусів (рис. 1). Міоспори з трипроменевою щілиною – найдавніші за появою, різноманітні за будовою, численні, вони є головним компонентом девонських і кам’яновугільних палінокомплексів. Серед них є як панхронні форми, так і ті, що швидко еволюціонують і змінюють одні одних у часі. Аналізуючи вертикальне поширення спор, можна відмітити такі особливості:

1. Догори девонсько-кам’яновугільного розрізу зростає як загальна кількість міоспор, так і родове і видове різноманіття трілетних форм, сягаючи максимуму в ранньому карбоні. Загальна кількість таксонів девону налічує 55 родів і 110 видів, з них у нижньому девоні визначено 31 рід і 36 видів, у середньому – 47 родів і 67 видів, верхньому – 44 роди і 64 види. У карбоні визначено 75 родів і 145 видів міоспор. У палінокомплексах міссісіпію беруть участь 74 роди і 131 вид міоспор, пенсильванію – 48 родів і 65 видів.

2. З часом морфологія трілетних форм ускладнюється, сягаючи свого апогею в пізньовізейський-серпуховський віки. Перші міоспори з нижньодевонських лохковських

відкладів – простої будови, дрібні, переважно округлі, акаватні, азонатні, гладкі або з шагреневою чи дрібногорбастою поверхнею. Догори девонського розрізу зростає різноманіття азонатних форм, скульптованих горбками, шипами, гребенями, ребрами, зморшками тощо. У емсі з'являються перші Zonocavatitriletes (рис. 1) – форми з різноманітними

*Таблиця 1*

Систематика трілетних міоспор антетурми Proximegerminantes з девонських і кам'яновугільних відкладів Волино-Подільської окраїни Східноєвропейської платформи

| Супрасубтурма | Субтурма | Інфратурма | Роди |
|---|---|---|---|
| Acavatitriletes | Azonotriletes | Laevigati | *Calamospora*, *Leiotriletes*, *Punctatisporites*, *Trachytriletes*, *Waltzispora*, *Retusotriletes* |
| | | Apiculati | *Cyclogranisporites*, *Granulatisporites*, *Tuberculispora*, *Lophotriletes*, *Tuberculiretusispora*, *Verrucosisporites*, *Converrucosisporites*, *Verruciretusispora*, *Acanthotriletes*, *Anapiculatisporites*, *Phidiaesporites* |
| | | Murornati | *Reticulatisporites*, *Microreticulatisporites*, *Anreticulispora*, *Dictyotriletes*, *Camptotriletes*, *Periplecotriletes*, *Conperiplecospora*, *Emphanisporites*, *Costaspora* |
| | | Foveolati | *Foveolatisporites*, *Brochotriletes*, *Convolutispora* |
| | | Mixtati | *Apiculiretusispora*, *Raistrickia*, *Neoraistrickia*, *Corystisporites*, *Procoronaspora*, *Dibolisporites*, *Reinschospora*, *Secarisporites* |
| | | Complexati | *Hystricosporites* |
| | Zonotriletes | Crassiti | *Stenozonotriletes*, *Lophozonotriletes*, *Crassispora*, *Ambitisporites*, *Acanthozonotriletes*, *Aneurospora*, *Streelispora*, *Labiadensites*, *Euryzonotriletes*, *Cincturasporites*, *Simonozonotriletes*, *Gorgonispora*, *Verrucospora* |
| | | Cingulati | *Knoxisporites*, *Emphanizonosporites*, *Potoniespores*, *Murospora*, *Callisporites*, *Bellispores* |
| | | Zonati | *Leiozonotriletes*, *Archaeotriletes*, *Ancyrospora*, *Hymenozonotriletes*, *Samarisporites* |
| | | Tricrassati | *Camarozonotriletes*, *Rotaspora*, *Diatomozonotriletes* |
| | | Auriculati | *Tripartites*, *Ahrensisporites*, *Triquitrites*, *Mooreisporites* |
| | | Patinati | *Chelinospora*, *Cyrtospora*, *Cornispora* |
| Cavatitriletes | Zonocavatitrile-tes | Cingulaticavati | *Cristatisporites*, *Tumulispora*, *Densosporites*, *Vallatisporites* |
| | | Zonacavati | *Diaphanospora*, *Spinozonotriletes*, *Sinuosisporis*, *Grandispora*, *Auroraspora*, *Calyptosporites*, *Monilospora* |
| | | Cingulizonacavati | *Cingulizonates*, *Radiizonates*, *Lycospora*, *Cirratriradites* |
| | | Patinacavati | *Cymbosporites* |
| | | Pseudosacciti | *Endosporites*, *Retispora*, *Schulzospora*, *Geminospora*, *Rugospora*, *Rhabdosporites*, *Alatisporites* |

ISSN 2078-6425. Вісник Львівського університету. Серія геологічна. 2019. Випуск 33

*Таблиця 2*

Систематика монолетних міоспор антетурми Proximegerminantes і пилку з девонських і кам'яновугільних відкладів Волино-Подільської окраїни Східноєвропейської платформи

| Антетурма | Турма | Супрасубтурма | Субтурма | Інфратурма | Рід |
|---|---|---|---|---|---|
| Proximegerminantes | Monoletes | Acavatomonoletes | Azonomonoletes | Laevigatomonoleti | *Laevigatosporites* |
| | | | | Sculptatomonoleti | *Devonomonoletes* |
| | | | | | *Punctatosporites* |
| | | | Zonomonoletes | Crassomonoleti | *Kedomonoletes* |
| | | | | Cingomonoleti | *Speciosporites* |
| | Hiletes | Cavatihilates | Zonocavatihilates | Pseudosaccihilati | *Vestispora* |
| Variegerminantes | Saccites | | Monosaccites | Monpolsacciti | *Wilsonia* |
| | | | | | *Potonieisporites* |
| | | | | | *Florinites* |

*Таблиця 3*

Кількість таксонів різних категорій у відкладах ярусів девону і карбону Волино-Подільської окраїни Східноєвропейської платформи

| Система | Підсистема | Відділ | Ярус, під'ярус | Загальна кількість таксонів | Кількість таксонів | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | | Фонові | Характерні | Керівні |
| Кам'яновугільна | Пенсильванська | Нижній | Башкирський | 63 | 33 | 25 | 5 |
| | Міссісіпська | Верхній | Серпуховський | 86 | 42 | 44 | – |
| | | Середній | Візейський Верхній | 99 | 42 | 45 | 11 |
| | | | Візейський Нижній | 79 | 41 | 28 | 10 |
| | | Нижній | Турнейський | 53 | 39 | 4 | 10 |
| Девонська | – | Верхній | Фаменський | 80 | 38 | 18 | 24 |
| | | | Франський | – | – | – | – |
| | | Середній | Живетський | 63 | 34 | 5 | 24 |
| | | | Ейфельський | 52 | 31 | 2 | 19 |
| | | Нижній | Емський | 30 | 17 | 1 | 12 |
| | | | Празький Лохковський | 25 | 17 | 1 | 7 |

виростами, розшарованою екзиною та екваторіальною зоною; у середньому девоні – численні зонатні міоспори з різноманітним за будовою екваторіальним розростанням екзини – у вигляді зони, краситуди, цингулюма. В пізньому девоні з'являються патинатні форми. У спектрах карбону азонатні і зонатні спори беруть однакову участь. Кам'яновугільні спори різноманітні за морфологією, обрисами – поряд з округлими й округло-трикутними формами є численні увігнуто-трикутні або лопатево-трикутні спори зі складнішою будовою ектоекзини, яка утворює суцільне екваторіальне розростання чи радіальне у вигляді аурикул, клапанів. З'являються додаткові елементи – кіртоми, псевдомішки, вальве, зони-корони, лімбуси тощо. У карбоні відбувається оновлення азонатних форм внаслідок появи більшості родів інфратурми Mixtati. Значно зростає різноманіття зонатних форм – Zonotriletes (кількість родів збільшується з 22 у девоні до 42 у карбоні) та Zonocavatitriletes (від девону до карбону кількість родів зросла від 12 до 18).

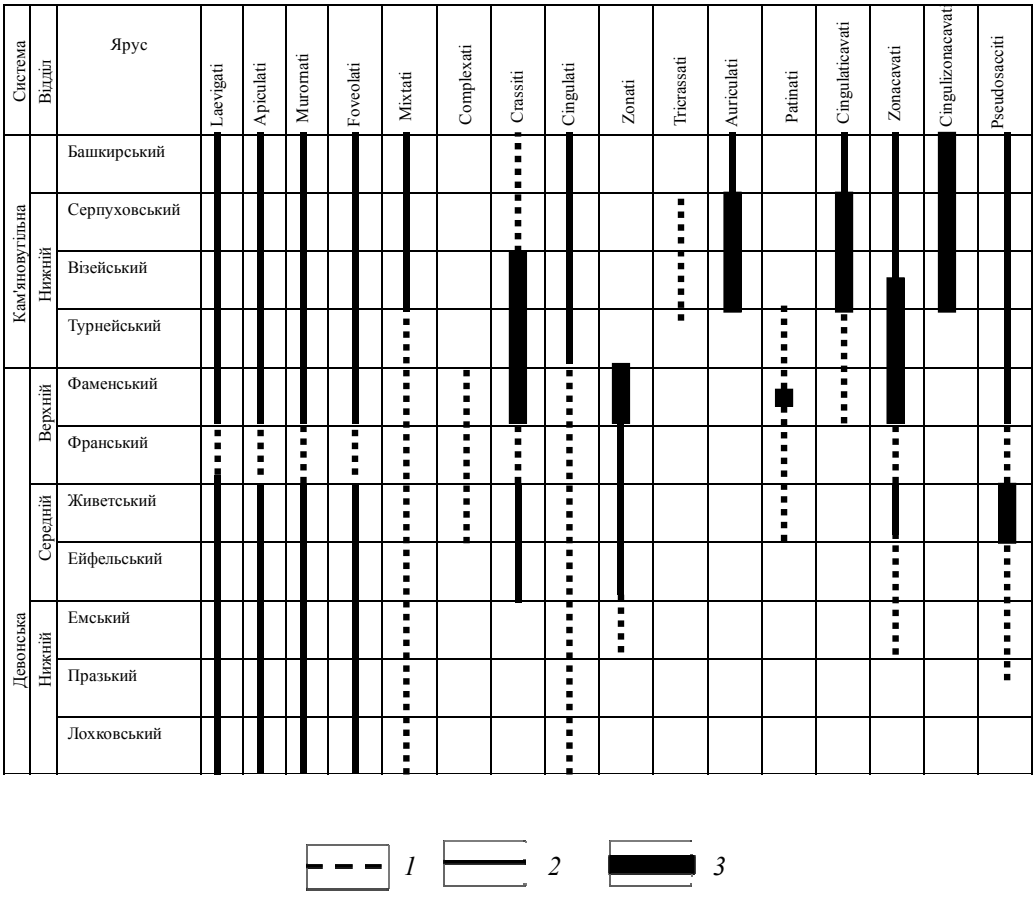



Рис. 1. Особливості поширення трілетних міоспор різних інфратурм у девонсько-кам'яновугільних відкладах ВПО СЄП.
Вміст спор: *1* – епізодична наявність, до 5 %; *2* – 5–20 %; *3* – більше 20 %

ISSN 2078-6425. Вісник Львівського університету. Серія геологічна. 2019. Випуск 33

3. В девонсько-кам'яновугільних палінокомплексах стабільний вміст і постійна участь визначені для більшості азонатних акаватних гладких чи скульптованих горбками, шипами, ретикулами форм інфратурм Laevigati, Apiculati, Foveolati.

4. Лише в девонських палінокомплексах є представники інфратурм Complexati, Zonati, Patinacavati, в кам'яновугільних розрізах з'являються таксони інфратурм Tricrassati, Auriculati (чотири роди), Cingulizonacavati (чотири роди), сім родів інфратурми Crassiti та чотири роди інфратурми Cingulati.

Далі схарактеризовано особливості вертикального поширення у девоні і карбоні ВПО СЄП таксонів великого рангу – інфратурм. Серед азонатних акаватних міоспор визначено таксони таких інфратурм: Laevigati, Apiculati, Murornati, Foveolati, Mixtati, Complexati.

Міоспори інфратурми Laevigati – акаватні, азонатні, гладкі або з шагреневою екзиною, округлі, округло-трикутні, увігнуто-трикутні (лише у візейських та серпуховських комплексах), дрібні, є значною кількістю у всьому розрізі. В нижньому девоні (лохков, емс) вони є головними учасниками спектрів.

До інфратурми Apiculati належать міоспори з шипуватою чи дрібногорбастою скульптурою. Такі форми спорадично трапляються у відкладах нижнього девону і масово з'являються у спектрах, починаючи з середнього девону. Представлені сімома родами, які є постійними учасниками спектрів середньодевонських–середньокам'яновугільних порід. У кам'яновугільних палінокомплексах відіграють значну роль – тут вони домінанти чи субдомінанти.

Інфратурма Murornati об'єднує акаватні спори, переважно з ретикулятною орнаментацією екзини. Загалом визначено п'ять родів, з них *Emphanisporites* M c G r e g o r i *Conperiplecospora* O s h u r k. є лише у девоні, представники інших (*Reticulatisporites* (I b r.) P o t. et K r., *Microreticulatisporites* (K n o x) B h a r., *Camptotriletes* N a u m.) трапляються у невеликих кількостях у розрізах девону і карбону.

Міоспори інфратурми Foveolati відрізняються від інших азонотрілетних форм ямчастою скульптурою екзини, представлені трьома родами, які рівномірно, проте у невеликих кількостях, трапляються у всьому розрізі.

Представники інфратурми Mixtati (вісім родів) з комбінованою скульптурою, що складена зернами, шипиками, стовпчиками тощо, є постійними учасниками девонських і карбонових спектрів. У карбоні визначено п'ять видів. Рід *Apiculiretusispora* S t r e e l з'являється в девоні і переходить у карбонові спектри, а рід *Corystisporites* R i c h a r d. визначено лише в середньому девоні. Переважну більшість таксонів цієї інфратурми віднесено до категорії типових.

До зонатних акаватних міоспор належать міоспори інфратурм Crassiti, Cingulati, Zonati, Patinati, Tricrassati, Auriculati з екзиною, що розрослась по екватору спори й утворює зону різної товщини, ширини, будови.

До інфратурми Crassiti віднесено трипроменеві міоспори з краситудою. До них належать десять родів, переважна більшість яких (шість родів) визначена (деколи у великих кількостях) у візейських, особливо у нижньовізейських, відкладах, де представники цієї інфратурми великі (до 124 мк), щільні форми з широкою і товстою екваторіальною краситудою. Для інших представників цієї інфратурми характерне таке поширення: *Ambitisporites* H o f f m. домінує у спектрах нижнього девону, *Stenozonotriletes* (N a u m.) H a c q. досить часто трапляється у середньому і верхньому девоні. Потім вони поступово зникають у нижньому карбоні, суттєво зменшуючись у кількості.

Лише один рід (*Knoxisporites* (P o t. et K r.) N e v e s) із п'яти інфратурми Cingulati із розростанням ектоекзини у вигляді цингулюма починає свій розвиток у пізньому девоні. Усі решта – типово кам'яновугільні форми, які є звичайними у спектрах переважно нижнього карбону.

Таксони інфратурми Zonati різноматніші й численніші у девоні, де вони представлені чотирма родами, домінують у спектрах верхнього девону, а починають свій розвиток з середнього девону.

Форми інфратурм Tricrassati (три роди) й Auriculati (чотири роди) зі специфічною будовою екваторіальної зони, поширені переважно у нижньому карбоні, де вони часто домінують у спектрах.

Інфратурма Patinati містить два роди (*Cyrtospora* A l l e n, *Cornispora* S t a p l i n et J a n s.) з асиметричною патиною, які мають вузький діапазон розвитку. Вони трапляються (деколи в значних кількостях) у верхньому девоні, фаменському ярусі (рід *Cornispora* S t a p l i n et J a n s.) чи у примежових відкладах девону і карбону (рід *Cyrtospora* A l l e n).

Переважна більшість родів інфратурм Cingulaticavati, Zonacavati, Cingulizonacavati, Pseudosacciti субтурми Zonocavatitriletes, що містить міоспори з екваторіальною зоною, розщепленою екзиною і порожниною між її шарами, є типовими представниками карбонових спектрів.

Перші Zonocavatitriletes мали розростання екзини у вигляді псевдомішка. Це роди *Rhabdosporites* R i c h., *Geminospora* (B a l m e) O w e n s інфратурми Pseudosacciti, трапляються поодиноко вже в емських, ейфельських спектрах і значно домінують у живеті, проіснували до кінця девону. Оновлення цієї інфратурми і поява чотирьох родів відбулося у пізньому девоні–на початку карбону.

До інфратурми Cingulicavati, трілетних цингулятних міоспор з розшарованою екзиною належать роди *Densosporites* (B e r r y) B u t t. et al., *Vallatisporites* H a c q., представники яких є найпоширенішими в палінокомплексах карбону, вирізняються видовим різноманіттям і значною кількісною участю.

Переважна більшість родів інфратурми Zonacavati, з'явившись в середньому чи пізньому девоні, переходять до спектрів нижнього карбону. Вище трапляються поодиноко.

Усі визначені роди інфратурми Cingulizonacavati – типові представники карбонових спектрів, з'являються на різних рівнях – на початку візе (роди *Lycospora* (S c h o p f, W i l s o n et B e n t a l l) S o m e r s, *Cingulizonates* (D y b o v a et J a c h.) B u t t. et al.) і на початку середнього карбону (роди *Radiizonates* S t a p l i n et J a n s., *Cirratriradites* W i l s o n et C o e). Роди *Lycospora* (S c h o p f, W i l s o n et B e n t a l l) S o m e r s і *Cingulizonates* (D y b o v a et J a c h.) B u t t. et al. значно поширені у всьому карбоні, разом з *Densosporites* (B e r r y) B u t t. et al. і *Vallatisporites* H a c q. почергово домінують у спектрах.

Аналізуючи загальні особливості поширення таксонів крупних рангів для девону і карбону ВПО СЄП, можна виділити тенденції у поширенні міоспор і пилку, виділити етапи максимального таксономічного різноманіття чи його скорочення (занепаду) та визначити палінологічні маркери, властиві для певних ділянок розрізу.

Мінімальне таксономічне різноманіття визначене у спектрах відкладів тіверської серії лохковського, празького ярусів нижнього девону. В ранньодевонський час на початку лохкова з'являються перші простої будови дрібні спори. Вони існують протягом усього девону і карбону майже без змін. Палінокомплекси збідненого складу, в них бе-

ISSN 2078-6425. Вісник Львівського університету. Серія геологічна. 2019. Випуск 33

руть участь роди *Calamospora* Schopf, Wilson et Bentall, *Leiotriletes* (Naumova) Oshurkova, *Punctatisporites* (Ibrahim) Potonie et Kremp, *Cyclogranisporites* Potonie et Kremp, *Acanthotriletes* (Naumova) Potonie et Krem, *Retusotriletes*, *Trachytriletes.*

Зростання таксономічного різноманіття, визначене у відкладах дністровської серії емського, ейфельського ярусів нижнього девону. На початку емсу відбувається оновлення форм, які згодом увійдуть до складу молодших палінокомплексів, і поява майбутніх фонових таксонів. У цей час зростає загальна кількість видів, ускладнюється їхня будова і структура палінокомплесів – у них поряд з фоновими беруть участь характерні і керівні форми. Численні і різноманітні *Leiotriletes* (Naumova) Oshurkova, *Retusotriletes*, *Trachytriletes*, *Acanthotriletes* (Naumova) Potonie et Kremp, з'являються перші *Geminospora*, *Rhabdosporites.*

Різка зміна і суттєве оновлення палінокомплексів, визначене в живетських відкладах середнього девону. Це час панування трипроменевих каватних зонатних спор з псевдомішком (рід *Geminospora*), які становлять від 70 до 91 % спектрів; появи перших і нечисленних горбастих і бородавчастих форм, вміст яких змінюється в межах від 4,2 до 9,8 %; (*Lophozonotriletes scurrus* Naum., *L. curvatus* Naum., різноманітні *Lophotriletes*, *Verrucosisporites*, *Converrucosisporites*); постійна участь, проте незначний вміст кожного виду (до 2 %) спор з тонкою і широкою екваторіальною зоною, переважно великого розміру (роди *Hymenozonotriletes*, *Calyptosporites*), зменшення кількості ретузотрілетних *(Retusotriletes)* спор, *Stenozonotriletes*, *Leiotriletes* тощо.

Суттєве збільшення різноманіття й оновлення спектрів, приурочені до фаменських відкладів верхнього девону. За вмістом спочатку переважають спори *Archaeotriletes* Naum. (*Archaeotriletes hamulus* Naum., *A. hamulus* Naum. var. *famensis* Naum. – до 50 %). До кінця фамену вони поступово зникають. Їм на зміну приходять зонатні каватні та акватні види *Hymonozonotriletes varius* Naum., *H. poljessicus* Kedo, *H. compactus* Nekr. тощо, видове різноманіття і вміст яких у спектрах зростає догори розрізу від 3 до 60 %. Значне місце у споровому складі посідають прості азонатні та акаватні форми з простою скульптурою (роди *Cyclogranisporites*, *Leiotriletes*, *Trachytriletes, Lophotriletes*). Це оболонки, переважно, зім'яті, гладкі або з шагреневою чи дрібногорбистою поверхнею екзини з щілиною проростання, що погано видна. З вузькооторочених видів є *Stenozonotriletes conformis* Naum., *S. rugosus* Nerk., *S. pumilis* (Waltz.) Naum. З'являються перші *Knoxisporites*, *Cyrtospora*, *Rugospora*, *Spinozonotriletes*, *Reticulatisporites*, *Cornispora*, *Retispora*, *Kedomonoletes* тощо. Склад зонатних спор *Lophozonotriletes* з горбкуватою скульптурою мінливий. Епізодично одинично є *Lophozonotriletes zadonicus* Nekr. і *L. lebedianensis* Naum., з'являється, а тоді сягає 5–15 % загального складу *L. grumosus* Nekr. Постійні учасники комплексу *Lophosonotriletes curvatus* Naum., *L. communis* Naum., *L. rugosus* Naum.. Підгрупа трипроменевих зонатних каватних спор з широкою екваторіальною зоною і шипуватою скульптурою є тільки в фаменських спектрах у невеликих кількостях. Лише у фамені визначено дуже характерний вид *Cornispora varicornata* Naz.

Турнейський етап – зменшення видового різноманіття, визначений у відкладах хорівської світи. В турнейських комплексах беруть участь 53 таксони, 39 з яких фонові, успадковані з девонських палінокомплексів і переходять у перекривні породи; чотири – характерні, з'являються в турне і трапляються вище у візейських відкладах; 10 – керівні, з яких властиві тільки турнейським палінокомплексам сім форм (*Phidiaesporites septalis*

(Jushko) Oshurkova, *Grandispora upensis* (Kedo) Byvscheva, *Knoxisporites triangularis* (Kedo) Byvscheva, *Diaphanospora submirabilis* (Kedo) Byvscheva, *Convolutispora usitata* Playford, *Tumulispora malevkensis* (Kedo) Turnau, *Auroraspora granulata* (Kedo) Oshurkova); верхньофаменським і турнейським – три (*Auroraspora varia* (Naumova) Ahmed, *A. hyalina* (Naumova) Streel, *Cyrtospora cristifera* (Luber) Van der Zwan). Угорі розрізу зникають усі керівні таксони.

Нижньовізейський етап – наростаючого різноманіття. На межі турне і візе склад палінокомплесів суттєво змінюється: зростає як загальна кількість родів і видів – учасників спектрів (до 66–82 форм), так і характерних форм (до 14–28), оновлюється склад керівних форм. Більшість транзитних форм успадковані з девонських спектрів, але на початку нижнього візе з'являються форми: *Densosporites* (Berry) Butterworth et al., *Cingulizonates bialatus* (Waltz) Smith et Butterworth, *Lycospora pusilla* (Ibrahim) Somers, *Vallatisporites variabilis* (Waltz) Oshurkova, *Vallatisporites irregularis* (Andrejeva) Oshurkova, які значно поширені у всьому розрізі карбону та є домінантами і субдомінантами поряд з *Calamospora* Schopf, Wilson et Bentall, *Leiotriletes* (Naumova) Oshurkova, *Punctatisporites* (Ibrahim) Potonie et Kremp, *Cyclogranisporites* Potonie et Kremp, *Acanthotriletes* (Naumova) Potonie et Kremp тощо. Цю частину розрізу чітко діагностують за наявністю *Monilospora culta* (Byvscheva) Byvscheva, *Monilospora variomarginata* (Playford) Byvscheva, *Grandispora notabilis* (Naumova et Byvscheva) Ivanina, *Labiadensites macrodiscus* (Waltz) Byvscheva, *Knoxisporites multiplicabilis* (Kedo) Oshurkova, *Murospora conduplicata* (Andreeva) Playford, *Triquitrites batillatus* Hughes et Playford – переважно великих зонатних форм із розростанням екзини по екватору або на радіальних ділянках. Біля верхньої межі зникають керівні і два характерні таксони – *Kedomonoletes glaber* (Kedo) Oshurkova, *Auroraspora rugosiuscula* (Kedo) Byvscheva, які з'явились у розрізах ще у фамені.

Верхньовізейський етап – максимального таксономічного і морфологічного різноманіття. У цій частині визначено найбільшу кількість видів і родів міоспор – 99, з них 42 – транзитні таксони; 45 – характерних; 11 – керівні. Склад і вміст транзитів сталий, аналогічний нижньовізейським. Значно оновлюються характерні форми, їхня кількість зростає майже у два рази. Тут з'являються поодинокі форми, які стають звичайними у серпуховських і пенсільванських спектрах. Це: *Secarisporites lobatus* Neves, *Bellispores nitidus* (Horst) Sullivan, *Callisporites nux* Butterworth et Williams, *Crassispora kosankei* (Potonie et Kremp) Bharadwaj, *Mooreisporites fustis* Neves, *Ahrensisporites guerickei* (Horst) Potonie et Kremp, *Tripartites vetustus* Schemel тощо. Тільки у цій частині розрізу визначено *Tripartites serratus* Staplin, *T. tribullatus* (Ischenko) Oshurkova, *Triquitrites piramidalis* (Kedo et Juschko) Stempien et Turnau, *T. comptus* Williams, *Simozonotriletes pusillus* Ischenko, *S. brevispinosus* (Waltz) Kedo et Juschko, *S. simplex* Kedo. Міоспори різноманітні за будовою (є всі морфологічні типи міоспор усіх інфратурм), формою (поряд з округлими й округло-трикутними є трикутні й увігнуто-трикутні), розміром (трапляються як найдрібніші, так і великі форми). Характерний значний вміст трилопатевих з увігнутими боками дрібних форм (*Leiotriletes subintortus* Naum., *L. ornatus* Naum., *Granulatisporites* (Ibrahim) Potonie et Kremp, *Waltzispora* Staplin, *Triquitriletes* (Wilson et Coe) Potonie et Kremp та інших), численні та різноманітні *Tripartites* Schemel, *Convolutispora* Hoffmeister, Staplin et Melloy, постійна участь *Camarozonotriletes* Naumova et

ISSN 2078-6425. Вісник Львівського університету. Серія геологічна. 2019. Випуск 33

Staplin, є до 5% великі товстостінні з товстою і широкою краситудою, що переходять з нижньовізейських відкладів. Біля верхньої межі відкладів зникають 15 типово візейських характерних таксонів.

Серпуховський етап – поступового скорочення видового різноманіття, для якої характерно незначне зменшення загальної кількості спор (до 86), сталий і успадкований з підстильних порід склад і вміст транзитів, майже повна відсутність керівних форм та оновлення складу характерних – поява 15 таксонів, які трапляються у невеликих кількостях у розрізах серпуховського ярусу і переходять до башкирських палінокомплексів. Тут вперше з'являються міоспори *Monilospora mutabilis* Staplin, *Laevigatosporites vulgaris* (Ibrahim) Alpern et Doubinger, *Vestispora costata* (Balme) Bharadwaj, *Monilospora carnosa* (Knox) Jachowicz, *Neoraistrikia splendidus* (Neves) Ivanina, відмічено появу (до 5 %) перших пилкових зерен *Florinites visendus* (Ibrahim) Schopf, Wilson et Bentall, *Potonieisporites novicus* Bhardwaj. Характерні *Potoniespores delicatus* Playford, *Anapiculatisporites concinnus* Playford, *Murospora irregularis* (Alpern) Ivanina, *Murospora primitiva* (Teteryuk) Ivanina тощо. Зникають *Tripartites nongrueski* Potonie et Kremp, *Tripartites trilinguis* (Horst, 1955) Smith et Butterworth. Вміст трилопатевих спор і *Tripartites* Schemel зменшується, зникають товстостінні великі форми і з'являються 10 нових видів, які є характерними для нижньосерпуховських відкладів. Оновлення комплексів у серпухові поступове внаслідок невеликих змін у складі характерних видів. Біля верхньої межі серпухова відмічено скорочення до 37 (проти 44) фонових та характерних (до 25) форм.

Башкирський етап – скорочення видового різноманіття і збільшення вмісту пилку. Палінокомплекси пенсильванію налічують 63 таксони, з них 33 фонові, п'ять керівних і 25 характерних, які перейшли з серпуховських відкладів. Типовими представниками цієї частини розрізу є міоспори *Knoxisporites polygonalis* (Ibrahim) Potonie et Kremp, *Dictyotriletes bireticulatus* (Ibrahim) Potonie et Kremp, *Punctatosporites minutus* (Ibrahim) Alpern et Doubinger. Склад пилку оновлюється – поряд з видами, які з'явились у серпухові, є нові *Florinites mediapundens* (Loose) Potonie et Kremp, *Wilsonia vesicata* Kozanke.

Отже, в девоні та карбоні ВПО СЄП за особливостями поширення спор і пилку визначено вісім етапів, з них чотири – мінімального (нижній девон, лохковський ярус**)** або поступового скорочення таксономічного різноманіття (турнейський, серпуховський і башкирський яруси карбону); один **–** верхньовізейський – максимального видового і морфологічного різноманіття; три – зростання участі видів (емсько-ейфельський, фаменський яруси девону і нижнє візе карбону). В часі кількість видів у спектрах коливалась. Протягом девону визначено зростання таксономічного різноманіття, його скорочення в турнейський час, знову збільшення кількості видів протягом візе, сягаючи максимуму у верхньому візе, і повторне поступове скорочення участі видів у серпуховський і башкирський час.

Девонські і карбонові комплекси тісно зв'язані один з одним спільністю видового складу транзитних форм, які становлять 44–70 % спектрів, успадковані, оскільки зміна комплексів відбувається внаслідок появи нових форм за збереження у нових комплексах більшості старих видів, подібних за складом і вмістом азонатних трилетних форм.

Темпи оновлення палінокомплексів дещо відмінні: в девоні зміни швидкі і кардинальні, оскільки в їхній структурі значну частку становлять керівні форми, які швидко замінюють одні одних в часі. У карбоновому розрізі зміни комплексів спочатку різкі і

суттєві (у турне і нижньому візе), згодом, оскільки вміст керівних таксонів у спектрах верхнього візе-башкира незначний (1–12 %), темпи сповільнюються, оновлення відбувається переважно на рівні характерних форм (вони становлять 38–50 %).

У девонсько-карбоновому розрізі Волино-Подільської окраїни Східноєвропейської платформи визначено п'ять рівнів швидкої зміни складу спор, один з них визначений у девоні і чотири – у карбоні. Це межі між девоном і карбоном (підошва хорівської світи), між турне і візе (підошва куличківської світи), між нижнім і верхнім візе (підошва вапняків олеськівської світи), візе і серпуховом (підошва вапняку $V_5$), між нижнім і середнім карбоном.

Зважений підхід до інтерпретації палінологічного матеріалу, усвідомлення можливостей спорово-пилкового методу підвищує його інформативність та достовірність і відкриває нові шляхи його застосування.

СПИСОК ВИКОРИСТАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ

1. *Бражникова Н.* Фауна и флора каменноугольных обложений Галицийско-Волынской впадины / Н. Бражникова, А. М. Ищенко, Т. А. Ищенко и др. – Киев : Изд-во АН УССР, 1956. – 410 с.
2. *Бурова М. И.* Комплексы микрофитофоссилий нижнего девона Львовского палеозойского прогиба / М. И. Бурова // Палеонтол. сб. – 1978. – № 15. – С. 67–72.
3. *Іваніна А. В.* Новий підхід до вивчення палінологічних решток древніх осадочних 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 характеристика фаменских и низов нижнекаменно-угольных отложений северной части Львовского прогиба / А. В. Іваніна, И. И. Партыка // Палеонт. сб. – 1990. – № 27. – С. 69–75.
5. *Ломаева Е. Т.* Комплексы микрофитофоссилий раннего девона из керна скважины Каменко-Бугская № 4 / Е. Т. Ломаева // Палинологические исследования осадочных отложений Украины и смежных регионов. – Киев : Наук. думка, 1976. – С. 27–33.
6. *Ошуркова М. В.* Морфология, классификация и описания форма-родов миоспор позднего палеозоя / М. В. Ошуркова. – Санкт-Петербург : Изд-во ВСЕГЕИ, 2003. – 377 с.
7. *Партыка И. И.* Растительные микрофоссилии тиверского яруса юго-западной окраины Русской платформы / И. И. Партыка // Палеон. сб. – 1971. – № 7. – Вып. 2. – С. 52–55.
8. Решение палинологического колоквиума по карбону Русской плиты / Ротапринт ВНИГНИ. – 1985. – 14 с.
9. Стратиграфія УРСР. Т. V. Карбон. – Київ : Наук. думка, 1969. – 412 с.
10. *Тимофеев В. В.* О фитоплактоне и дисперсных спорах ордовика, силура и нижнего девона Прибалтики, Свентокшитских гор и Подолии / В. В. Тимофеев // Докл. АН СССР. – 1963. – Вып. 150. – № 1. – С. 158–161.
11. *Чибрикова Е. В.* Растительные микрофоссилии Южного Урала и Приуралья / Е. В. Чибрикова. – Москва : Наука, 1972. – 222 с.
12. *Чибрикова Е. В.* Стратиграфия девона и более древних палеозойских отложений Южного Урала и соседних площадей / Е. В. Чибрикова. – Москва : Наука, 1977. – 191 с.
13. *Шепелева Е. Д.* Споры из отложений нижнего девона Подольского Приднестровья / Е. Д. Шепелева // Материалы по региональной стратиграфии. – Госгеотехиздат, 1963. – С. 98–101.
14. *Шульга В. Ф.* Атлас литогенетических типов и условия образования угленосных отложений Львовско-Волынского бассейна / В. Ф. Шульга, Б. И. Лелик, В. И. Гарун и др. – Киев : Наук. думка, 1992. – 176 с.
15. *Ivanina A.* Integrated approach to the studying palynological remnants of the Carboniferous of the Volhynian-Podilian margin of the East-Europian platform / A. Ivanina // Paleontol. zb. – 2014. – N 46. – S. 146–155.

16. *Ivanina A*. Famenian palynostratigraphy of the Volyn–Podillya margin of the East–Europian platform / A. Ivanina // Dniprop. Univer. Bulletin. Geology, geography. – 2018. – N 26 (1). – P. 71-78. DOI: 10.15421/111808

REFERENCE

1. Brazhnykova N., Yshchenko A. M., Yshchenko T. A. i dr. *Fauna i flora kamennouholnykh oblozhenyi Halytsyisko-Volynskoi vpadyny*. – Kyev : Yzd-vo AN USSR, 1956. – 410 s.
2. Burova M. I. Kompleksy mikrofitofossilij nizhnego devona Lvovskogo paleozojskogo progiba. *Paleontol. sb*. – 1978. – N 15. – S. 67–72.
3. Ivanina A. V. Novyj pidhid do vyvchenya palinologichnyh peshtok drevnih osadochnyh tovzsh. *Geologo-geofizichni doslidzhennya naftogazonosnych nadr Ukrainy: Zb. Nauk. Prac UkrDGRI*. – Lviv : UkrDGRI, 1997–1998. – S. 129–135.
4. Ivanina A. V. Palinologicheskaya characteristica famenskych i nizov nyzhnekamenoygolnych otlozhenij severnoj chasti Lvovskogo progiba. *Paleontol. sb*. – 1990. – N 27. – S. 69–75.
5. Lomaeva E. T. Kompleksy mikrofitofossilij rannego devona iz kerna skvazhyny Kamenko-Bygskaya № 4. *Palinologicheskie issledovaniya osadochnych otlozhenij Ukrainy i smezhnych regionov*. – Kiev : Nauk. dumka, 1976. – S. 27–33.
6. Oshyrkova M. V. *Morfologiya, klasifikaciya i opisaniya forma-podov miospor pozdnego paleozoya.* – St. Peterburg : VSEGEI, 2003. – 377 s.
7. Partyka I. I. Rastitelnye mikrofitofossilii tiverskogo yarusa yugo-zapadnoj okrainy Ryskoj platform. *Paleontol. sb*. – 1971. – N 7. – Vyp. 2. – S. 52–55.
8. Reshenye palynolohycheskoho kolokvyuma po karbonu Russkoi plyty / Rotaprynt VNYHNY. – 1985. – 14 s.
9. Stratyhrafiia URSR. T. V. Karbon. – Kyev : Nauk. dumka, 1969. – 412 s.
10. Timofeev V. V. O fitoplanktone i dispersnych sporax ordovika, silura i nizhnego devona Pribaltiki, Sventokshchystkyx gor i Podolii. – *Dokl. AN SSSR*. – 1963. – Vyp. 150. – N 1. – S. 158–161.
11. Tchibrikova E. V. *Rastitelnye mikrofitofossilii Yuzhnogo Urala i Priuralia.* – Moskva : Nauka, 1972. – 222 s.
12. Tchibrikova E. V. *Stratigrafiya devona i bole drevnych paleozojskych otlozhenij Yuzhnogo Urala i sosednch ploshchadej*. – Moskva : Nauka, 1977. – 191 s.
13. Shchepeleva E. D. *Spory iz otlozhenij nizhnego devona Podolskogo Pridnestrovia.* – Gosgeoltexizdat, 1963. – S. 98–101.
14. Shulha V. F., Lelyk B. Y., Harun V. Y. i dr. *Atlas lytohenetycheskykh typov y uslovyia obrazovanyia uhlenosnыkh otlozhenyi Lvovsko-Volыnskoho basseina.* – K.: Nauk. dumka, 1992. – 176 s.
15. Ivanina A. Integrated approach to the studying palynological remnants of the Carboniferous of the Volhynian-Podilian margin of the East-Europian platform. *Paleontol. zb*. – 2014. – N 46. – S. 146–155.
16. Ivanina A. Famenian palynostratigraphy of the Volyn–Podillya margin of the East–Europian platform. *Dniprop. Univer. Bulletin. Geology, geography*. – 2018. – N 26 (1). – P. 71–78. DOI : 10.15421/111808

*Стаття: надійшла до редакції 14.11.2019*
*прийнята до друку 24.12.2019*

# PALYNOLOGICAL CHARACTERISTICS OF THE MIDDLE PALAEOZOIC DEPOSITS OF THE VOLYNO-PODILIA

**Antonina Ivanina**

*Ivan Franko National University of Lviv, Hrushevskyi Str., 4, 79005, Lviv, Ukraine*
*ant_iv@ukr.net*

This publication is the next of a series of papers about the palynological characterization of the Middle Paleozoic deposits of the Volyn-Podillia margin of the East-European platform (VPM EEP). One of the main tasks of the palynological studying of the Devonian and Carboniferous of the VPM EEP is to determine the spreading of taxa of different rank: large taxonomic units – subturmae, infraturmae; and genera and species. A total of 105 genera and 220 species of miospores and pollen were identified in the Devonian and Carboniferous of the VPM EEP. Among them in the Devonian are 60 genera of 17 infraturmae, in the Carboniferous trere are 82 genera of 18 infratrumae and three genera and five species of pollen belonging to one infraturma. Miospores of spore plants is significantly dominated by the composition. Pollen of gymnosperms occurs singly. Miospores with a trilete laesure are much more prevalent. By the spreading peculiarities of spores and pollen such trends are identified. During the Devonian there is an increase in taxonomic diversity, its reduction in Tournaisian, again an increase in the number of species during the Visean, reaching a maximum in the Upper Visean, and a repeated gradual decrease in the participation of species in Serpukhov and Bashkirian. The characteristics of eight stages (four – minimum (Lower Devonian, Lokhkov) or gradual reduction of taxonomic diversity (Tournaisian, Serpukhovian and Bashkirian); one – Upper Vizean – with maximum species and morphological diversity; three – (Emsian-Eifelian, Famenian and Lower Visean) increasing species participation; and five levels of rapid change in the spores composition are distinqueshed. They are: the boundaries between Devonian and Carboniferous (the floor of the Choriv suite), between Tournaisian and Vizean (the base of Kulichkov suite), between the Lower and Upper Wiese (the limestone's floor of Olesko suite) and Vizean and Serpukhovian (the base of the limestone V5). Key words: palynology, disputes, pollen, Devonian, Carboniferous, Volyn-Podolsk suburb of the Eastern European platform.

*Key words:* palynology, miospores, pollen, Devonian, Carboniferous, the Volyn-Podillia margin of the East-European platform.

VISNYK OF THE LVIV UNIVERSITY
Series Geology. 2019. Is. 33. P. 60–77
ISSN 2078-6425

ВІСНИК ЛЬВІВСЬКОГО УНІВЕРСИТЕТУ
Серія геологічна. 2019. Вип. 33. С. 60–77
ISSN 2078-6425

*УДК 502.64(477.8)*

# СИСТЕМАТИЗАЦІЯ І СТИСЛИЙ ОГЛЯД ГЕОТУРИСТИЧНИХ ОБ'ЄКТІВ МІСТА ЛЬВОВА

**Уляна Борняк, Галина Гоцанюк, Антоніна Іваніна, Ігор Шайнога**

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

Львів - місто з давньою історією, яке легко пристосувати для запровадження нового для України туристичного напряму – міському геотуризму або урбангеотуризму. Міський геотуризм – це інноваційна форма туризму, основою якого є використання об'єктів сучасних міст для популяризації геології, просвітницької діяльності і потреб туристичного бізнесу. Львів – місто з високим геотуристичним потенціалом завдяки унікальній геоморфологічній, геологічній позиції, добре розвиненій туристичній інфраструктурі, хорошому інформаційному забезпеченню і значній концентрації унікальних легкодоступних різноманітних геотуристичних об'єктів. Вивчення урбаністичних сайтів для потреб геотуризму, дослідження потенційних об'єктів, що висвітлюють взаємозв'язок геології та архітектури у розвитку історичного міського ландшафту у Львові лише започатковане. Наразі наведено узагальнену стислу характеристику урбаністичного комплексу геотуристичних об'єктів Львова та розроблено їхню класифікацію. Вони поділені на дві надгрупи (природні, антропогенні), чотири групи (природні утворення, природні процеси, природно-культурні, гірничопромислові), дві підгрупи (політипні, монотипні), 11 типів і 19 категорій. Геотуристичні об'єкти Львова мають наукову, пізнавальну, культурно-естетичну цінність, легкодоступні, важливі для навчального процесу і в разі їх популяризації стануть привабливими геотуристичними атракціями. Вони є важливою ланкою для відновлення історії Землі, експонування геологічної будови львівської території, демонструють нові підходи до геотуризму, що поєднують природу, історію та культуру. Їхнє вивчення показує геоморфологічні та геологічні особливості міста, ознайомлює з історією геологічного розвитку, привертає увагу до кам'яного матеріалу, який використовували під час організації міського простору. Сполучення природних пам'яток з культурно-туристичним аспектом є відмінним підходом для поширення геологічних знань.

*Ключові слова:* геотуризм, міський геотуризм, геотуристичні об'єкти, природні та антропогенні сайти, Львів.

Геологічний туризм (геотуризм) є новим напрямом туристичної діяльності. На початку XXI ст. геотуризм отримав міжнародний розголос і набув популярності в Україні [15, 28, 31 тощо]. Головною метою геотуризму є популяризація і впровадження у туристичну галузь геотуристичних об'єктів (або геотуристичних атракцій) – геологічних об'єктів і явищ, що є предметом зацікавлення

© Борняк У., Гоцанюк Г., Іваніна А. та ін., 2019

туристів. Об'єкти геотуризму різноманітні [7, 8]. Це геологічні пам'ятки, що мають охоронний статус й віднесені до геологічної спадщини; геопарки - природоохоронні території з високою концентрацією цікавих абіотичних утворень; геосайти без юридичного статусу, однак важливі для демонстрації особливостей геологічної будови локальних ділянок Землі; об'єкти, які виникли внаслідок діяльності людини (техногенні форми рельєфу, твори матеріальної культури, музейні та інші експозиції) тощо.

Для успішної реалізації геотуристичної діяльності важливими є, по-перше, наявність території з високим геотуристичним потенціалом - численними та різноманітними геологічними об'єктами (які є атракційними, мають наукову пізнавальну цінність, здатні формувати світоглядні принципи і викликати естетичну насолоду); по-друге, відповідний менеджмент і, по-третє, інфраструктурне забезпечення. Власне всім зазначеним вимогам відповідають урбанізовані території великих міст, у них легко запровадити новий для України напрям туристичної діяльності – міський геотуризм, або урбангеотуризм. Міський геотуризм – це інноваційна форма геотуризму, основою якого є використання об'єктів сучасних міст для популяризації геології, просвітницької діяльності і потреб туристичного бізнесу. Цей напрям геотуристичної діяльності у світі лише започатковано. Серед головних завдань урбангеотуризму є виявлення, вивчення й характеристика цікавих геоатракцій у містах і розробка геотрейлів. Такі дослідження наразі лише запроваджені в деяких великих містах: Лондоні, Лісабоні [30], Римі [22]; і маленьких містечках [24] Європи; Сан-Паулу (Бразилія) [20], Мехіко (Мексика) [29] тощо.

Львів – місто з давньою історією і багатим архітектурним надбанням, відомий передусім завдяки своїм історико-культурним цінностям. Історичний архітектурно-містобудівний комплекс Львова (центральна частина Львова з ансамблем собору св. Юра та горою Високий замок) площею близько 120 гектарів і буферною зоною (2 441 га) з 1998 р. є в Списку всесвітньої культурної спадщини ЮНЕСКО (www.unesco.org). Характеристика території ансамблю, інтерактивні карти, координати історичних місць тощо наведені на сайті Львівської міської ради (www.lviv.travel).

Однак мало хто знає, що в межах Львова є численні і різноманітні урбаністичні геосайти, що відображають його природну і природно-культурну спадщину, показують зв'язок між геологією, геоморфологією та міським розвитком і є цікавими геотуристичними об'єктами. Це ландшафти з великим різноманіттям природних умов, контрастний, з диференційованою гіпсометрією рельєф, зумовлений особливостями геологічної будови, численні експозиції нашарувань відкладів різних геологічних періодів, джерела, палеонтологічні об'єкти тощо.

Природна спадщина Львова унікальна, обумовлена специфічним тектонічним і геоморфологічним положенням Львова. Він розміщений на збігу двох геоморфологічних областей - Подільської, представленої структурно-денудаційними останцевими височинами з абсолютними відмітками 330–390 м

Розточчя, Львівського Опілля та Давидівського пасма Розтоцько-Опільської підобласті; та гіпсометрично низької (абсолютні відмітки 220-270 м) Волино-Малополіської області у складі пасмово-котловинної акумулятивно-денудаційної височини Пасмового (Грядового) Побужжя Малого Полісся [16]. Через найвищі точки Розточчя, Опілля і Давидівського пасма Львів перетинає Великий європейський вододіл, що розділяє басейни річок, одні з яких впадають в Балтійське, а інші в Чорне моря.

У тектонічному відношенні геоморфологічним одиницям відповідають тектонічні блоки [9]: опущений Буський (Пасмове Побужжя) Східноєвропейської платформи та підняті Розтоцький і Львівський (ймовірно, Західноєвропейської платформи). Підняті блоки відділені від опущеного різким і стрімким ерозійно-тектонічний уступом висотою 120-135 м; розрізняються геологічною будовою, стратиграфічною повнотою, потужностями розрізів, послідовністю нашарувань, віком, складом порід і фосилій.

Геологічну будову Львова вивчали А. Альт, М. Ломницький [26], О. Вялов, І. Венглінський, В. Горецький [2], Л. Кудрін [14], І. Круглов, О. Круглов (рукописні праці), П. Волошин та інші. Сам термін "міський геотуризм" запропоновано недавно, проте цікаві геологічні об'єкти та перші маршрути для знайомства з геологією Львова описані ще в 60-х роках XX ст. [1, 4]. На території Львова відслонені різні за віком гірські породи: крейдові (маастрихтський ярус), неогенові і четвертинні. В Буському блоці відклади маастрихтського ярусу крейдової системи незгідно перекриті четвертинними утвореннями. В піднятих тектонічних блоках розріз загалом повніший, потужніший, складений крейдовими карбонатними породами, товщею теригенно-карбонатних відкладів лангійського і, можливо, серавалійського ярусів міоцену неогенової системи потужністю 60-114 м у складі (знизу догори) баранівських, знесенських, нараївських, кривчицьких, кайзервальдських, ратинських, тернопільських, буглівських шарів (за [19]) і малопотужними утвореннями четвертинної системи.

Сучасна природно-ландшафтна структура Львова зумовлена не тільки особливостями глибинної структурно-тектонічної й геологічної будови, а й є наслідком господарювання людей. Через господарську діяльність природні ландшафти зазнали серйозних змін. На всій території є техногенні форми рельєфу - колишні каменоломні та кар'єри, утворені під час видобування покладів піску, пісковиків, гіпсу, мергелів, вапняків відкритим способом.

Усе зазначене свідчить, що Львів – туристична "мекка" України – є ще і геотуристичним кластером, містом зі значним природним потенціалом, на території якого є численні цікаві геоатракції. Але наразі вивчення території Львова для потреб геотуризму тільки започатковане, формування бази інформаційно-аналітичних та емпіричних даних лише розпочато.

Головним завданням цього етапу досліджень є: виявлення, вивчення, підготовка і вибір цікавих геоатракцій; систематизація і створення класифікації

геотуристичних об'єктів Львова; стисла характеристика геотуристичного потенціалу Львова.

Матеріалом для досліджень стали численні та різноманітні природні утворення (геологічні чи геоморфологічні об'єкти, які утворилися природним способом і є предметом зацікавлення туристів) та антропогенні геотуристичні атракції (форми рельєфу, які є наслідком інженерно-геологічної діяльності, твори матеріальної культури, музейні та інші експозиції тощо) м. Львова.

Огляд методик і послідовність операцій з виявлення, вивчення, оцінювання геотуристичних об'єктів описані в [8, 13, 33]. Наразі зазначимо тільки головні моменти. Алгоритм оцінки геотуристичного потенціалу територій загально визнаний і включає: геологічне вивчення, геоконсерваційну оцінку, виявлення головних природних і антропогенних атракцій та їхній паспортизований опис, визначення класифікаторів і створення класифікаційних систем геотуристичних об'єктів, оцінка георізноманіття, розробка маршрутів геотуристичних екскурсій, визначення туристичних і соціально-економічних факторів, створення інфраструктури, оцінку прибутковості геотуризму тощо.

Виявлення геоатракцій та оцінку їхньої геотуристичної привабливості виконували стадійно. На першій стадії - вивчення і виявлення об'єктів – застосовували традиційний набір методів: спостереження, опис, фотодокументація і всі існуючі геологічні методи - стратиграфічний, геохронологічний, палеонтологічний, палеоекологічний, седиментолого-літологічний, геоморфологічний, структурно-картувальний тощо. На другій стадії під час оцінки й відбору репрезентативних об'єктів головним є метод системного огляду та порівняльної оцінки геотуристичних об'єктів [13, 33].

Перші спроби оцінити геотуристичний потенціал Львова загалом й окремих його ділянок зокрема (регіонального ландшафтного парку Знесіння) виконано в 2017 та 2018 рр. [3, 10, 12, 13]. Ці праці є підставою для виявлення та характеристики передусім геосайтів. Однак на відміну від природних територій (геопарків, національних парків тощо) перелік геотуристичних об'єктів міст значно ширший. До нього належать й антропогенні геоатракції, переважна більшість яких є тільки в межах урбаністичних територій.

Одним з найскладніших і найменш розроблених методологічних питань є систематизація об'єктів міського геотуризму, поділ їх на групи, категорії і створення дієвої класифікаційної системи, яка б ґрунтувалась на декількох класифікаційних ознаках і, як найповніше, відображала все різноманіття геоатракцій. Процес систематизації атракцій міського туризму Львова тільки розпочато. Наразі є чимало класифікаційних систем, які придатні для впорядкування наших знань лише про геологічні природні об'єкти. Вони ґрунтуються на різних підходах до розуміння предмета досліджень і застосовують різні системи класифікаторів. На думку авторів, найбільш об'єктивні класифікації схарактеризовано в [5, 6, 18], які взято за основу під час розробки першої класифікаційної системи міських геотуристичних об'єктів А. В. Іваніною на прикладі регіонального

ISSN 2078-6425. Вісник Львівського університету. Серія геологічна. 2019. Випуск 33

ландшафтного парку "Знесіння" м. Львова [13]. Проте різноманіття геоатракцій Львова виявилось значно більшим. Тому пропонуємо оновлену, удосконалену і модернізовану класифікаційну систему урбангеотуристичних об'єктів Львова з виділенням надгруп, груп, підгруп, типів і категорій (табл. 1). Вона побудована за ієрархічним принципом, складена із дрібніших одиниць, підпорядкованих крупнішим. Усі об'єкти за походженням об'єднані у дві великі надгрупи: природні (геологічні об'єкти неживої природи, які утворилися природним способом) та антропогенні геотуристичні атракції - виникли внаслідок діяльності людини. У надгрупах визначені групи: поміж природних геооб'єктів виділені природні

*Таблиця 1*

Класифікація геотуристичних об'єктів м. Львова

| Надгрупа | Група | Підгрупа | Тип | Категорія |
|---|---|---|---|---|
| Природні | Природні утворення | Політипні | Геоморфологічний, стратиграфічний | Опорний чи типовий розріз, ерозійний останець |
| | | | Геоморфологічний, стратиграфічний, спелеологічний | Опорний розріз, ерозійний останець, печера |
| | | Монотипні | Стратиграфічний | Типовий розріз |
| | | | | Опорний розріз |
| | | | Палеонтологічний | Місцезнаходження палеобіоти |
| | | | Геоморфологічний | Ерозійний останець |
| | | | Гідрогеологічний | Джерело |
| | Природні процеси | | | |
| Антропогенні | Природно-культурні | | Камінь для будівельних потреб | Камінь стін сакральних і житлових споруд |
| | | | | Камінь монументів |
| | | | | Облицювальний камінь |
| | | | | Оздоблювальний камінь |
| | | | | Брук |
| | | | Урбанфосилії | Фосилії в стіновому і тротуарному камені |
| | | | Музейні експозиції | Спеціалізовані геологічні музеї |
| | | | | Музейні експонати з природного каменю |
| | | | Історико-архітектурні місця | Будівлі, пов'язані з відомими геологами чи геологічними подіями |
| | Гірничопромислові | | | Кар'єр |
| | | | | Каменоломня |

утворення і природні процеси. Серед антропогенних атракцій виділено дві групи: природно-культурні та гірничопромислові об'єкти. Підгрупи, які підпоряд-

ковані групам, визначено за ступенем обґрунтованості. Це комплексні (пам'ятки, в яких поєднані ознаки двох і більше типів геологічних атракцій) і монотипні, визначені за однією ознакою. Підгрупи на предметній основі поділено на типи. В підгрупі природних утворень виділяють такі типи: стратиграфічний (типові, або еталонні розрізи - експонують послідовність нашарувань і характеризують історію геологічного розвитку певної ділянки земної кори; опорні розрізи стратиграфічних підрозділів місцевої стратиграфічної шкали, які визначають обсяг, вік, будову стратону і демонструють літолого-фаціальні особливості порід); палеонтологічний (унікальні місцезнаходження фосилій); гідрогеологічний (природні виходи підземних вод - джерела), геоморфологічний (ерозійні останці), спелеологічний (печери природньо-карстового походження). В групі природно-культурних об'єктів визначено типи: камінь для будівельних потреб (стіновий природний камінь сакральних і житлових споруд, камінь монументів і надгробних пам'ятників, облицювальний та оздоблювальний камінь, брук і тротуарний камінь). В гірничопромисловій групі є категорії: колишні кар'єри (штучно створений об'єкт для промислового освоєння території і видобутку корисних копалин - піску, гіпсу чи мергелю, відкритим способом) та каменоломні – гірничопромислові об'єкти для видобутку відкритим способом скельних міцних порід – вапняків і пісковиків.

Оцінку геотуристичних сайтів виконували за критеріями, які визначають рейтинг об'єкту. Для загальної характеристики геотуристичних об'єктів Львова застосовано такі класифікатори: юридичний статус (міжнародного значення, державного, регіонального, пам'ятка місцевого значення або без юридичного статусу), збереженість (критичний, рекомендований щодо поліпшення геологічної вивченості), рівень охорони (режим особливо суворої охорони, режим обмеженої охорони без рекомендації для масового туризму, режим обмеженої охорони з рекомендацією для масового туризму, не потребують охорони), рівень значимості (глобальний, надрегіональний, регіональний; локальний), тип використання (науковий опорний об'єкт, науково-освітній опорний об'єкт, науково-туристичний об'єкт (має значущість для геотуризму), туристичний об'єкт (має значущість для туризму взагалі), пріоритет (кращі, унікальні, перші, зразкові, або еталонні), атракційність (висока, середня, низька), геотуристична цінність (висока, середня, низька) тощо.

Нижче наведено стислу узагальнену характеристику геотуристичних об'єктів Львова.

На території Львова є численні геологічні утворення. Це виходи корінних порід різного віку, джерела, ерозійні останцеві пагорби. Поміж геотуристичних об'єктів, що віднесені до природної надгрупи, найбільш цінними і привабливими для геотуриста визначено десять геосайтів, з них чотири - гори Високий_Замок, Лева, Кортумова і Медова печера мають юридичний статус. Вони оголошені геологічними пам'ятками місцевого значення, потребують режиму обмеженої охорони з рекомендацією для масового туризму, важливі для пізнання історії

ISSN 2078-6425. Вісник Львівського університету. Серія геологічна. 2019. Випуск 33

геологічного розвитку, є науково-освітніми і науково-туристичними об'єктами з високим ступенем атракційності.

Гора Лева – політипна геологічна пам'ятка, віднесена до геоморфологічної і стратиграфічної категорій геосайтів (див. рис. 1). Гора є ерозійним останцем, на схилах якого є еталонні (опорні) розрізи кайзервальдських і тернопільських шарів неогену, описана в [5, 10, 13]. Гора Ратин є політипною - стратиграфічною, геоморфологічною і спелеологічною, пам'яткою. Вона - ерозійний останець і опорний (єдиний в Західній Україні) розріз ратинських шарів неогену, складених вапняками. Гора відома передусім горизонтальною печерою (Медова печера) карстового походження, що розміщена у вапняках (рис. 2). Печеру внесено до державного реєстру охоронних територій 1970 р. і частково описано в "Геологічних пам'ятках України" [5].

Рис. 1. Політипний геотуристичний об'єкт з юридичним статусом - геологічна пам'ятка гора Лева: *а* –загальний вигляд; *б*, *в* – залишки викопних двостулкових молюсків

Рис. 2. Політипний геотуристичний об’єкт з юридичним статусом - геологічна пам’ятка гора Ратин і Медова печера

Кортумова гора – геологічна пам’ятка України з 1970 р., політипний геотуристичний об’єкт, оскільки є ерозійним останцем (геоморфологічна категорія) та опорним розрізом неогену Розточчя (стратиграфічна категорія). Стисло описана в “Геологічних пам’ятках України” [5].

Гору Високий замок внесено до реєстру геологічних пам’яток України 1970 р. [5]. Це монотипний об’єкт геоморфологічної категорії - ерозійний останець з корінними малопотужними виходами кайзервальдських шарів неогену, є улюбленим місцем відпочинку львів’ян і гостей міста.

Інші п’ять геосайтів розміщені на території регіонального ландшафтного парку Знесіння, монотипні, стратиграфічної (три типові розрізи: Пасмового Побужжя; типовий розріз примежових відкладів крейди і неогену – єдиний у межах Львова; типовий розріз нараївських шарів і межі зі знесенськими шарами неогену; один опорний розріз - нижньої частини кайзервальдських шарів неогену) і палеонтологічної (унікальна палеонтологічна пам’ятка природи без офіційного статусу, детально описана в [10–13] категорій (рис. 3, 4). Усі геосайти є

ISSN 2078-6425. Вісник Львівського університету. Серія геологічна. 2019. Випуск 33

Рис. 3. Монотипний геотуристичний об'єкт в парку Знесіння палеонтологічного типу – місцезнаходження міоценової біоти

важливими геотуристичними об'єктами з високим ступенем геотуристичної атракційності, зі значною науковою, освітньо-пізнавальною, естетичною культурною цінністю, є об'єктом геологічних екскурсій і практик, описані в науковій [10–13] та науково-популярній літературі.

У гідрогеологічному відношенні територія Львова розміщена у межах Волино-Подільського артезіанського басейну, де головні водоносні горизонти приурочені до четвертинних, неогенових, верхньокрейдових відкладів. Найпоширенішим є водоносний горизонт у піщаних відкладах баранівських шарів неогену, водотривом слугують маастрихтські мергелі. Пов'язані з ним води - слабонапірні, прісні, переважно гідрокарбонатні кальцієві, із задовільними фізичними властивостями. Він розвантажується у вигляді численних джерел уздовж схилів Розточчя, Львівського Опілля та Давидівського пасма і формує витоки потічків, струмків, р. Полтви. Джерела з різним дебітом, каптовані, розміщені в мальовничих зелених

Рис. 4. Монотипний геотуристичний об’єкт в парку Знесіння стратиграфічного типу - типовий розріз нараївських шарів і межі зі знесенськими шарами неогену

куточках і є природною окрасою Львова. Більшість із них є цікавими геотуристичними об’єктами гідрогеологічного типу, зокрема біля підніжжя північно-східного схилу гори Високий замок неогеновий водоносний горизонт розвантажується у вигляді високодебітного джерела, яке згадується в історичнихдокументах з 1510 р. і відоме під назвою “Королівського джерела” або джерела Святої Марії.

Історія утворення та функціонування Львова, як і більшості інших міст, пов’язана з геоморфологічними особливостями території та її геологічною будовою. Адже зведення будь-якого історичного міста залежить, головно, від наявності та видів природних кам’яних будівельних матеріалів (природних геологічних ресурсів) та обороноздатності (оборонних геоморфологічних умов). Природний кам’яний матеріал широко використовують у світі завдяки його довговічності і стійкості, а об’єкти, зведені з нього, допомагають нам побачити історичну та економічну еволюцію міст, простежити архітектурний стиль кожної епохи, оцінити придатність кожної породи до різноманітних способів обробки та використання в будівництві, скульптурі, внутрішньому чи зовнішньому оздобленні.

Стіновий природній камінь будівель є цікавим об'єктом міського туризму і привертає увагу як туристів, так і науковців [23, 25].

Геотуристичні об'єкти антропогенної надгрупи у Львові численні та різноманітні. Їхнє виявлення, дослідження, систематизація, каталогізація і створення карти розташування урбаністичних геотуристичних об'єктів лише розпочато. Їх згруповано у дві групи - природно-культурна (камінь для будівельних потреб, урбанфосилії, музейні експозиції, історико-культурні місця, пов'язані з геологією чи відомими геологами) та гірничо-промислова (колишні каменоломні і кар'єри для видобутку корисних копалин).

Архітектурну ідентичність Львова визначають історичні споруди, під час будівництва яких використовували природний кам'яний матеріал – стіновий, оздоблювальний, облицювальний, тротуарний, дорожній камінь. Споруди центральної частини Львова, зведені у різний час, показують тенденції використання кам'яного матеріалу у певний історичний період. Найперше використовували місцевий камінь, видобуток і транспортування якого не потребувало великих затрат. Переважно це був вапняк, який у вигляді ламаного каменю та тесаних блоків ми бачимо в залишках оборонних мурів Львова. Тесані блоки різних літогенотипів вапняку – основний будівельний матеріал центральної частини міста. Тут ми бачимо культові і житлові споруди, які зведені виключно з нього чи в поєднанні з іншим матеріалом, зокрема цеглою. Дещо менш уживаним є пісковик. Під час короткої прогулянки центром міста у нас є можливість побачити основні типи вапняків і пісковиків, що видобували у Львові та околицях, їхні структурно-текстурні особливості, фауністичні рештки, напрямки руйнування та характерні форми звітрювання, мінеральні новоутворення на них. Об'єктами є усі споруди історичної частини Львова, у яких камінь не є закритий для огляду.

Внутрішнє оздоблення історичних будівель є значно багатшим, хоча переважаючими тут є алебастр різного забарвлення, чорний вапняк "дебнік", червоноколірні девонські пісковики і мармур. Використання магматичних порід стало ознакою сучасних перебудов та оздоблень. Серед них відверто домінують граніти та лабрадорити. Інші об'єкти, де можна побачити цей матеріал, - сучасні пам'ятники або їхні елементи, меморіальні дошки.

Особливої уваги заслуговує львівська бруківка. Традиція брукування вулиць камінням впроваджена у Львові одночасно з початком кам'яного будівництва [17]. Для цього використовували ламаний камінь різного розміру, брук з нарінку, тесаних блоків, кістки, лицьовий брук, брусковий та мозаїковий брук. Крім того, на хідниках, тротуарах і площах також використовували мощення з природного каменю. Матеріал, який використовували для покриття, найрізноманітніший. Очевидно, найпершим був брук з пісковику, який видобували в каменоломнях поблизу Львова. Якщо сьогодні подивитись на дороги центральної

частини Львова, то складається враження, що вони переважно викладені з базальту. Хоча поза центральними вулицями ми бачимо під ногами найрізноманітніше поєднання форм і забарвлення.

Особливим місцем, де на незначній обмеженій території зібрано унікальну колекція різноманітних гірських порід, – є цвинтарі [21]. На території Львова є декілька стародавніх кладовищ, серед яких головним об'єктом зацікавлення туристів є меморіальне кладовище "Личаківський Некрополь" - один із найстарших існуючих комунальних цвинтарів Європи. На могилах цвинтаря встановлено близько 500 скульптур переважно з природного каменю. Тут можна простежити тенденції до використання того чи іншого матеріалу залежно від уподобань і можливостей замовника, оцінити стійкість природного каменю в умовах "під відкритим небом", простежити головні причини та напрямки руйнування того чи іншого матеріалу. Це - джерело історичної інформації, а також унікальна, дуже своєрідна галерея творів мистецтва як відомих митців, так і незнаних майстрів, що робить її надзвичайно привабливим туристичним об'єктом.

У природному стіновому і дорожньому камені осадового походження трапляються викопні залишки тваринного і рослинного походження – урбанфосилії. Це цікавий і специфічний об'єкт геотуристичних і палеонтологічних досліджень, вивчення якого потребує особливої методики, що ґрунтується переважно на візуальних спостереженнях в умовах обмеженого доступу до самих фосилій. Урбанфосилії Львова численні в стіновому камені давніх споруд, побудованих у проміжку XIV – початок XX ст. Саме в цей час для будівництва використовували вапняки неогенового віку, які містять біофосилії - залишки водоростей, двостулкових і черевоногих молюсків, морських їжаків; іхнофосилії тощо.

Для науково-туристичних цілей і просвітницької діяльності важливими складовими природно-культурних геотуристичних об'єктів є музейні експозиції спеціалізованих геологічних музеїв. У Львові є чотири музеї геологічного профілю: Палеонтологічний (рис. 3), Мінералогічний, музей рудних формацій геологічного факультету Львівського національного університету ім. І. Франка та палеонтологічна експозиція Природознавчого музею НАН України. Їхня характеристика є у відкритому доступі наведена на власних сайтах.

Навколо Львова з давніх часів видобували корисні копалини. Антропогенний вплив на територію Львова традиційно проявляється в експлуатації порід для будівельних потреб. Це були каменоломні з видобутку пісковику, вапняку, мергелів, гіпсу, а пізніше - особливо інтенсивно у другій половині XX ст. - експлуатація покладів піску кар'єрним способом. Унаслідок інтенсивної розробки родовищ будівельної сировини відкритим способом трансформовано ландшафти Львова, утворено техногенні форми рельєфу і на місці колишніх гірничих виробіток маємо чаші недіючих кар'єрів, які свого часу не були рекультивовані. Добре збереглись круті верхні і нижні контури, робочі стінки, підошва кар'єрів, які

вичерпно характеризують геометрію, розмір кар'єрів, їхню глибину. Вони є цінними геологічними об'єктами й віднесені до монотипних геолого-промислових геотуристичних сайтів.

Львів – місто з високим геотуристичним потенціалом завдяки значній концентрації унікальних легкодоступних геотуристичих об'єктів на цій території, добре розвиненою туристичною інфраструктурою і хорошим інформаційним забезпеченням. Геотуристичні об'єкти Львова є носіями історико-культурної інформації, елементом екосистеми міського середовища; візитною карткою міста. Вони є особливо цінним надбанням, що підлягає першочерговому збереженню. Дослідження більшості урбаністичних геооб'єктів Львова лише розпочато. Наразі створено класифікацію геотуристичних об'єктів, виділено дві надгрупи (природні, антропогенні), чотири групи (природні утворення, природні процеси, природно-культурні, гірничопромислові), дві підгрупи (політипні, монотипні), 11 типів і 19 категорій геоатракцій. Стисло схарактеризовано головні групи сайтів і перспективні напрями розвитку міського геотуризму Львова, які демонструють геоморфологічні та геологічні особливості міста, ознайомлюють з історією геологічного розвитку, привертають увагу до кам'яного матеріалу, який використовували під час організації міського простору. Урбаністичний комплекс геотуристичних об'єктів Львова має наукову, пізнавальну, культурно-естетичну цінність. Усі сайти легкодоступні, важливі для навчального процесу, є важливою ланкою для відновлення історії Землі, експонування геологічної будови львівської території. Вони демонструють нові підходи до геотуризму, що поєднують природу, історію та культуру. Сполучення кам'яних пам'яток з культурно-туристичним аспектом є відмінним підходом для поширення геологічних знань.

У перспективі становлення міського геотуризму у Львові є каталогізація об'єктів за геологічною привабливістю та інформативністю, прокладання маршрутів, які є взаємозв'язком між основними етапами містобудування та геологічними особливостями території, подальше дослідження антропогенних геотуристичних об'єктів.

СПИСОК ВИКОРИСТАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ

1. *Бабинец А. Е.* Путеводитель экскурсии съезда Карпато-Балканской ассоциации / А. Е. Бабинец, В. С. Буров, О. С. Вялов и др. – Львов : Изд-во Львов. ун-та, 1958. – 88 с.
2. *Венглинский И. В.* Стратотипы миоценовых отложений Волыно-Подольской плиты, Предкарпатского и Закарпатского прогибов / И. В. Венглинский, В. А. Горецкий. – Киев : Наук. думка, 1979. – 176 с.
3. *Волошин П.* Геотуристичний потенціал околиць Львова / П. Волошин, Є. Сливко, І. Книш та ін. // Зелені Карпати. – 2017. - № 1–4. – С. 82–85.

4. *Вялов О. С.* Краткий геологический путеводитель по Львову / О. С. Вялов, В. А. Горецкий, Л. Н. Кудрин, С. И. Пастернак. – Львов: Изд. центр Львов. ун-та, 1954. – 46 с.
5. Геологічні пам'ятки України: у 4 т. / В. П. Безвинний, С. В. Білецький, О. Б. Бобров 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. *Гриценко В. П.* Музейний аспект вивчення геологічних пам'яток України / В. П. Гриценко, Ю. О. Русько, Є. О. Ярощук, Н. Л. Корнієць // Бюлетень Природознавчого музею. – № 1. – Київ, 2001. – С. 15–28.
8. *Денисик Г. І.* Геосайти Поділля / Г. І. Денисик, Л. В. Страшевська, В. І. Корінний. - Вінниця: Вінницька обласна друкарня, 2014. – 216 с.
9. Державна геологічна карта України масштабу 1:200 000, аркуші M-34XVIII (Рава-Руська), M-35-XIII (Червоноград), M-35-XIX (Львів). Київ : Міністерство екології та природніх ресурсів України, 2004. – 118 с.
10. *Іваніна А.* Потенційні об'єкти міського туризму Львова / А. Іваніна, У. Борняк // Геотуризм: практика і досвід. – Львів : Каменяр, 2018. – С. 46–49.
11. *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. Сер. геол. – 2016. – Вип. 30. - С. 149–158.
12. *Іваніна А.* Стандартизована характеристика природних геологічних об'єктів регіонального ландшафтного парку "Знесіння" (Львів) / А. Іваніна, О. Підлісна // Вісник Львівського університету. Сер. геол. – 2017. – Вип. 31. – С. 132–139.
13. *Іваніна А.* Систематизація та характеристика геотуристичних об'єктів регіонального ландшафтного парку "Знесіння" (м. Львів) / А. Іваніна, Г. Гоцанюк, Г. Спільник, О. Підлісна // Вісник Дніпровського університету. Геологія, географія. – 2018. – № 26 (1). – С. 50–63. Doi: 10.15421/111806
14. *Кудрин Л. Н.* Стратиграфия, фации и экологический анализ фауны палеогеновых и неогеновых отложений Предкарпатья / Л. Н. Кудрин. – Львов : Изд-во Львов. ун-та, 1966. – 173 с.
15. *Мальська М. П.* Перспективи розвитку геотуризму в Україні / М. П. Мальська, Ю. В. Зінько, О. М. Шевчук // Геотуризм: практика і досвід. – Львів : НВФ "Карти і атласи", 2014. – С. 152.
16. *Матолич Б. М.* Природні ресурси Львівщини / Б. М. Матолич, І. П. Ковальчук, Є. А. Іванов [та ін.] – Львів : ПП Лукащук В. С., 2009. – 120 с.
17. *Піхурко У.* Львівські бруки (за матеріалами проекту шляхових покрить і мощення пішохідних триторій центральної частини Львова / У. Піхурко // Вісник Іституту "Укрзахідпроектреставрація". – 2000. – № 11. – С. 23–30.
18. *Уімбілдон У. А. П.* Проблеми охорони геологічної спадщини України / У. А. П. Уімбілдон, Н. П. Геращенко, А. А. Іщенко. – Київ : ДНСРНС НАН України, 1999.
19. *Andreeva-Grigorovich A. S.* Regional stratigraphic scheme of Neogene formations of the Central Paratethys in the Ukraine / A. S. Andreeva-Grigorovich, A. D. Gruzman, A. V. Ivanina et al. // Geologica Carpathica. – 1997. – № 48 (2). – P. 23–136.

20. *Del Lama E. A.* Urban geotourism and the old Centre of São Paulo, Brazil. / Del Lama E. A., Bacci D. D. L. C., Martins L. et al. // Geoheritage. – 2015.– N 7. – P. 147–164. https://doi.org/10.1007/S12371-014-0119-7
21. *Del Lama E. A.* Potential for Urban Geotourism: Churches and Cemeteries // Geoheritage. – 2018. - N 11 (3). - P. 717–728. https://doi.org/10.1007/s12371-018-0325-9
22. *Del Monte M*. Geosites within Rome City center (Italy): a mixture of cultural and geomorphological heritage / M. Del Monte, P. Fredi, A. Pica, F. Vergari // Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria. – 2013. - N 36. – P. 241-257.
23. *De Wever P.* The importance of Geosites and heritage stones in cities - a review / P. De Wever, F. Baudin, D. Pereira et al. // Geoheritage. – 2017. – N 9. – P. 561–575. https://doi.org/10.1007/s12371-016-0210-3
24. *Górska-Zabielska M.* Potential values of urban geotourism development in a small polish town (Pruszków, Central Mazovia, Poland) / M. Górska-Zabielska, Z. Zabielski // Quaestiones geographicae. – 2017. – N 36 (3). – P. 75-86.
25. *Górska-Zabielska M.* Stone in an urban space – its potential to promote geotourism / M. Górska-Zabielska, Z. Zabielski // GeoJournal of Tourism and Geosites. – 2019. – N 26 (3). - P. 1033–1045. https://doi.org/10.30892/gtg.26327-415
26. *Lomnicki M.* Slodkowodny utvor trzeciorzedny na Podolu Galicyjskim / M. Lomnicki // Kosmos. – 1884. - N 9. – P. 7–12.
27. Lviv City Council. 2020. Lviv City Council. – Retrieved from : https://lviv.travel/en
28. *Migoń P.* Geoturystyka / P. Migon. – Warszawa: Wyd. Naukowe PWN, 2012.
29. *Palacio-Prieto J. L.* Geoheritage Within Cities: Urban Geosites in Mexico City/ J. L. Palacio-Prieto // Geoheritage. – 2015. – N 7. – P. 365–373. Doi: 10.1007 / s12371-014-0136-6
30. *Rodrigues M. L*. Geotourism routes in urban areas: a preliminary approach to the Lisbon geoheritage survey / M. L. Rodrigues, C. R. Machado, E. Freire // GeoJournal Tour Geosites. – 2011. – N 8. – P. 281–294.
31. *Ross K*. Geotourism / K. Ross, Dowling and David Newsome. – Oxford ; Burlington, MA : Elsevier Butterworth-Heinemann. - 2006. – 260 p.
32. Unesko. 2020. – Retrieved from: https://unesco.org/
33. *Wimbledon W. A. P.* Geoheritage in Europe and its Conversation / W. A. P. Wimbledon, S. Smith-Meyer, L. Erikstad, J. Brilha, H. van den Ancker. – ProGEO, 2013.

REFERENCE

1. Babynets A. E. Putevodytel ekskursyy sъezda Karpato-Balkanskoi assotsyatsyy / A. E. Babynets, V. S. Burov, O. S. Vialov y dr. – Lvov : Yzd-vo Lvovskoho unyversyteta, 1958. – 88 s.
2. Venhlynskyi Y. V. Stratotypy myotsenovykh otlozhenyi Volyno-Podolskoi plyty, Predkarpatskoho i Zakarpatskoho prohybov / Y. V. Venhlynskyi, V. A. Horetskyi. – Kyiv : Nauk. dumka, 1979. – 176 s.
3. Voloshyn P. Heoturystychnyi potentsial okolyts Lvova / P. Voloshyn, Ye. Slyvko, I. Knysh ta in. // Zeleni Karpaty. – 2017. – № 14. – S. 82–85.
4. Vialov O. S. Kratkyi heolohycheskyi putevodytel po Lvovu / O. S. Vialov, V. A. Horetskyi, L. N. Kudryn, S. Y. Pasternak. – Lvov : yzdatelskyi tsentr Lvovskoho unyversyteta, 1954. – 46 s.

5. Heolohichni pamiatky Ukrainy : u 4 t. / V. P. Bezvynnyi, S. V. Biletskyi, O. B. Boborov ta in.; [za red. V. I. Kalinina, D. S. Hurskoho, I. V. Antakovoi]. – Kyiv : DIA, 2006. – T. 1. – 320 s.; T. 2. – 320 s.
6. Hrytsenko V. P. Heolohichni pamiatky pryrody Ukrainy: problemy vyvchennia, zberezhennia ta ratsionalnoho vykorystannia / V. P. Hrytsenko, A. A. Ishchenko, Yu. O. Rusko, V. I. Shevchenko. – Kyiv : TsNPM NAN Ukrainy, 1995. – 60 s.
7. Hrytsenko V. P. Muzeinyi aspekt vyvchennia heolohichnykh pamiatok Ukrainy // V. P. Hrytsenko, Yu. O. Rusko, Ye. O. Yaroshchuk, N. L. Korniiets. – Biuleten Pryrodoznavchoho muzeiu. – Kyiv, 2001. – N 1. – S. 15–28.
8. Denysyk H. I. Heosaity Podillia / H. I. Denysyk, L. V. Strashevska, V. I. Korinnyi. – Vinnytsia: Vynytska oblasna drukarnia, 2014. – 216 s.
9. Derzhavna heolohichna karta Ukrainy masshtabu 1:200 000, arkushi M-34XVIII (Rava-Ruska), M-35-XIII (Chervonohrad), M-35-XIX (Lviv). – Kyiv: Ministerstvo ekolohii ta pryrodnikh resursiv Ukrainy, 2004. – 118 s.
10. Ivanina A. Potentsiini obiekty miskoho turyzmu Lvova / A. Ivanina, U. Borniak // Heoturyzm: praktyka i dosvid. – Lviv : Kameniar, 2018. – S. 46-49.
11. Ivanina A. Kharakterystyka unikalnoi paleontolohichnoi pamiatky – mistseznakhodzhennia miotsenovoi bioty v tsentri Lvova / A. Ivanina, H. Hotsaniuk, H. Spilnyk, H. Salinska, O. Pidlisna // Visnyk Lvivskoho universytetu. Ser. heol. – 2016. – Vyp. 30. – S. 149–158.
12. Ivanina A. Standartyzovana kharakterystyka pryrodnykh heolohichnykh obiektiv rehionalnoho landshaftnoho parku "Znesinnia" (Lviv) / A. Ivanina, O. Pidlisna // Visnyk Lvivskoho universytetu. Ser. heol. – 2017. – Vyp. 31. – S. 132–139.
13. Ivanina A. Systematyzatsiia ta kharakterystyka heoturystychnykh obiektiv rehionalnoho landshaftnoho parku "Znesinnia" (m. Lviv) / A. Ivanina, H. Hotsaniuk, H. Spilnyk, O. Pidlisna // Visnyk Dnipropetroskoho universytetu. Heolohiia, heohrafiia. – 2018. – N 26 (1). – S. 50–63. Doi: 10.15421/111806
14. Kudryn L. N. Stratyhrafyia, fatsyi i ekolohycheskyi analyz fauny paleohenovykh i neohenovykh otlozhenyi Predkarpatia / L. N. Kudryn. – Lviv: Yzd-vo Lvovskoho unyversyteta, 1966. – 173 s.
15. Malska M. P. Perspektyvy rozvytku heoturyzmu v Ukraini / M. P. Malska, Yu. V. Zinko, O. M. Shevchuk // Heoturyzm: praktyka i dosvid. – Lviv : NVF "Kary i atlasy", 2014. – S. 152.
16. Matolych B. M. Pryrodni resursy Lvivshchyny / B. M. Matolych, I. P. Kovalchuk, Ye. A. Ivanov [ta in.] – Lviv: PP Lukashchuk V. S., 2009. – 120 s.
17. Pikhurko U. Lvivski bruky (za materialamy proektu shliakhovykh pokryt i moshchennia pishokhidnykh trytorii tsentralnoi chastyny Lvova / U. Pikhurko // Visnyk Istytutu "Ukrzakhidproektrestavratsiia". – N 11. – 2000. – S. 23–30.
18. Uimbildon U. A. P. Problemy okhorony heolohichnoi spadshchyny Ukrainy / U. A. P. Uimbildon, N. P. Herashchenko, A. A. Ishchenko. – Kyiv : DNSRNS NAN Ukrainy, 1999.
19. Andreeva-Grigorovich A. S. Regional stratigraphic scheme of Neogene formations of the Central Paratethys in the Ukraine / A. S. Andreeva-Grigorovich, A. D. Gruzman, A. V. Ivanina et al. // Geologica Carpathica. – 1997. – N 48 (2). – P. 23–136.
20. Del Lama E. A. Urban geotourism and the old Centre of São Paulo, Brazil. / E. A. Del Lama, D. D. L. C. Bacci, L. Martins et al. // Geoheritage. – 2015. – N 7. – P. 147–164. https://doi.org/10.1007/S12371-014-0119-7

21. Del Lama E. A. Potential for Urban Geotourism: Churches and Cemeteries // Geoheritage. – 2018. - N 11 (3). - P. 717-728. https://doi.org/10.1007/s12371-018-0325-9
22. Del Monte M. Geosites within Rome City center (Italy): a mixture of cultural and geomorphological heritage / M. Del Monte, P. Fredi, A. Pica, F. Vergari // Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria. – 2013. – N 36. – P. 241-257.
23. De Wever P. The importance of Geosites and heritage stones in cities - a review / P. De Wever, F. Baudin, D. Pereira et al. // Geoheritage. – 2017.- N 9. – P. 561–575. https://doi.org/10.1007/s12371-016-0210-3
24. Górska-Zabielska M. Potential values of urban geotourism development in a small polish town (Pruszków, Central Mazovia, Poland) / M. Górska-Zabielska, Z. Zabielski // Quaestiones geographicae. – 2017. – N 36 (3). – P. 75-86.
25. Górska-Zabielska M. Stone in an urban space – its potential to promote geotourism / M. Górska-Zabielska, Z. Zabielski // GeoJournal of Tourism and Geosites. – 2019. – N 26 (3). - P. 1033–1045. https://doi.org/10.30892/gtg.26327-415
26. Lomnicki M. Slodkowodny utvor trzeciorzedny na Podolu Galicyjskim / M. Lomnicki // Kosmos. – 1884. – N 9. – P. 7–12.
27. Lviv City Council. 2020. Lviv City Council. – Retrieved from: https://lviv.travel/en
28. Migoń P. Geoturystyka / P. Migon. – Warszawa : Wyd. Naukowe PWN, 2012.
29. Palacio-Prieto J. L. Geoheritage Within Cities: Urban Geosites in Mexico City/ J. L. Palacio-Prieto // Geoheritage. – 2015. – N 7. – P. 365–373. Doi: 10.1007 / s12371-014-0136-6
30. Rodrigues M. L. Geotourism routes in urban areas: a preliminary approach to the Lisbon geoheritage survey / M. L. Rodrigues, C. R. Machado, E. Freire // GeoJournal Tour Geosites. – 2011. – N 8. – P. 281–294.
31. Ross K. Geotourism / K. Ross, Dowling and David Newsome. – Oxford; Burlington, MA : Elsevier Butterworth-Heinemann. – 2006. – 260 p.
32. Unesko. 2020. - Retrieved from: https://unesco.org/
33. Wimbledon W. A. P. Geoheritage in Europe and its Conversation / W. A. P. Wimbledon, S. Smith-Meyer, L. Erikstad, J. Brilha, H. van den Ancker. – ProGEO, 2013.

*Стаття надійшла до редколегії 14.12.2019*
*Прийнята до друку 24.12.2019*

## SYSTEMATIZATION AND BRIEF OVERVIEW OF GEO-TOURISM OBJECTS OF L'VIV

**Ulana Bornyak, Halina Hotsanyuk, Antonina Ivanina, Ihor Schainoga**

*Ivan Franko National University of Lviv, Hrushevskij Street, 4, 79005, Lviv, Ukraine*
*ant_iv@ukr.net*

Lviv is a city with a long history that is easy to adapt to the introduction of a new tourist destination for Ukraine - urban geotourism, or urban tourism. Urban geotourism is an innovative form of tourism, the basis of which is to use the objects of modern cities to promote

geology, educational activities, and tourism business needs. Lviv is a city with high geo-tourism potential due to its unique geomorphological, geological position, well-developed tourist infrastructure, good information support and a large concentration of unique easily accessible diverse geo-tourist sites. The study of urban sites for the needs of geotourism, the study of potential objects that illuminate the relationship of geology and architecture in the development of the historical urban landscape in Lviv have only just begun. Currently, a summary of the urbanistic complex of Lviv's geo-tourist sites is summarized and their classification developed. They are divided into two subgroups (natural, anthropogenic), four groups (natural formations, natural processes, natural-cultural, mining), two subgroups (polytype, monotypic), 11 types and 19 categories. The geo-tourist sites of Lviv have scientific, cognitive, cultural-aesthetic value, are easily accessible, important for the educational process and in the case of their popularization will become attractive geo-tourist attractions. They are an important link for restoring Earth's history, exhibiting the geological structure of Lviv's territory, demonstrating new approaches to geotourism that combine nature, history and culture. Their study will allow showing geomorphological and geological features of the city, to get acquainted with the history of geological development, to draw attention to the stone material used in the organization of urban space. Combining natural sites with a cultural and tourist aspect is a great approach for disseminating geological knowledge.

*Key words*: geo-tourism, urban geo-tourism, geo-tourist sites, natural and anthropogenic sites, Lviv.

VISNYK OF THE LVIV UNIVERSITY
Series Geology. 2019. Issue 33. P. 78–115
ISSN 2078-6425 (on-line)

ВІСНИК ЛЬВІВСЬКОГО УНІВЕРСИТЕТУ
Серія геологічна. 2019. Вип. 33. С. 78–115
ISSN 2078-6425 (print)

*УДК 551.782.13*

# БУГЛІВСЬКІ ВЕРСТВИ (НЕОГЕН, МІОЦЕН) ПОДІЛЛЯ (ЗАХІДНА УКРАЇНА): ІСТОРІЯ ВИДІЛЕННЯ, ПРОБЛЕМИ, ДИСКУСІЇ, ШЛЯХИ ВИРІШЕННЯ (КОМЕНТАРІ ДО ПАЛЕОНТОЛОГІЇ, СТРАТИГРАФІЇ, ПАЛЕОЕКОЛОГІЇ, ПАЛЕОГЕОГРАФІЇ)

**Ярина Тузяк**

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

Наведено коментарі до палеонтології, стратиграфії, палеоекології, палеогеографії буглівських верств (неоген, міоцен) Поділля (Західна Україна), які тривалий час викликали дискусії в українських та польських наукових середовищах щодо стратиграфічного положення, обсягу, просторового поширення й аж до використання їх як стратиграфічної одиниці у практичній стратиграфії для побудови геологічних моделей. На підставі мікрофауністичного аналізу (форамініфери, корали, молюски, остракоди, моховатки, поліхети) наведено шляхи вирішення проблемних питань. Визначено стратиграфічні (містять змішані комплекси баденію-сармату, головними ознаками діагностики яких є систематичний склад – поява сарматських елементів серед переважаючих баденських; степінь збереження фосилій – заміщення (первинна – карбонатна, вторинна – фосфатизована, лімонітизована), товщина (тонкостінні – прозорі, напівпрозорі, крихкі; товстостінні – міцні) і скульптура (орнаментація) стінки скелетів, розміри таксонів, сліди механічного пошкодження решток; біостратиграфічні (виділення еко/біозон); палеоекологічні (поява/зникнення скелетних елементів, наявність видів двох генерацій); палеогеографічні (формування в опріснену басейні літоралі); фаціальні (представляють собою передрифову фацію рифової системи Медобори) критерії ідентифікації буглівських верств.

*Ключові слова*: буглівські верстви, неоген, міоцен, баденій, сармат, Поділля, Центральний Паратетис, мікропалеонтологічний аналіз (форамініфери, корали, молюски, остракоди, моховатки, поліхети, серпуліди).

**Вступ**. З часу виділення буглівських верств В. Д. Ласкарєвим 1897 р. [4] питання обсягу, вікової приналежності, стратиграфічного положення, поширення, фаціальних відмін і використання їх загалом як стратиграфічної одиниці залишаються дискусійними і до кінця не з'ясованими [1, 2, 3 та ін.]. Вони мають значне поширення не лише на території Західної України (Центральний Паратетис), їх аналоги відомі й за її межами – Європа, Молдова (Центральний Паратетис), Південна Україна, Закавказзя, Туркменія та ін. (Східний Паратетис). Тривалий час цей стратон був об'єктом активного обговорення у працях вітчизняних й закордонних дослідників, що зумовило у свій час прове-

© Тузяк Я., 2019

дення Всесоюзного колоквіуму [1] і прийняття рішень щодо буглівських верств, зокрема використання їх як стратиграфічної одиниці для практичної стратиграфії.

***Мета дослідження*** – з'ясувати наукове, прикладне, культурно-освітнє й природоохоронне значення буглівських верств, вирішити дискусійні питання, провести вивчення систематичного складу мікрофосилій з метою визначення критеріїв датування і стратиграфічного положення у РСШ (МХСШ), умов генезису, оцінки палеогеографічних та палеоекологічних особливостей середовища для побудови різнорангових геологічних моделей.

Для реалізації мети проаналізовано результати понад сторічного вивчення буглівських верств та еволюції поглядів дослідників (з моменту виділення й до тепер) [1, 2, 3 та ін.], а також результати власних [9–12] польових і лабораторних досліджень (зокрема мікрофосилій) для визначення систематичного складу і степені збереження викопного матеріалу щодо вирішення проблемних питань.

Тому, перш ніж робити висновки і давати рекомендації з приводу цієї стратиграфічної одиниці для досягнення мети, виконано чимало завдань, серед яких головними є:

1. Аналіз первинних поглядів та перелік критеріїв виділення цих верств В. Д. Ласкарєвим відповідно до правил пріоритету в стратиграфії і палеонтології.

2. Огляд еволюції поглядів різних поколінь геологів щодо буглівських верств за понад сторічну історію досліджень, виявлення проблемних дискусійних питань.

3. Аналіз уявлень авторів щодо буглівських верств, прийнятих на Всесоюзному колоквіумі з екскурсій на розрізи Волині [1] та їх прихильників.

4. На підставі попередніх досліджень мікрофосилій автора повідомлення (на прикладі розрізу с. Ванжулів Тернопільської обл.) визначити критерії проведення меж цих верств, визначити обсяг, обґрунтувати вікову належність, виявити фаціальні відміни та географічне поширення, визначити аналоги цих верств на інших територіях, навести докази щодо відмови чи залишення буглівських верств як стратиграфічного підрозділу, з'ясувати стратиграфічне положення в РСШ, зіставити з підрозділами МХСШ, схарактеризувати уявлення щодо палеогеографічних і палеоекологічних умов середовища.

Вивчення буглівських верств має науково-прикладне, культурно-освітнє і природоохоронне значення (рис. 1). Науково-прикладне полягає у вирішенні питань місцевого і регіонального рівня. Місцевий рівень охоплює розгляд їх як перехідних базальних верств пізнього баденію/сармату в межах Поділля. Регіональний полягає у визначенні критеріїв та їх оцінці для проведення межі баденію/сармату у Центральному Паратетисі; використанні їх як стратиграфічної одиниці у побудові різнорангових моделей геологічного середовища. Культурно-освітнє має на меті розгляд їх як об'єкта геологічної спадщини (1983 р. природне відслонення с. Огришківці отримало статус геологічна пам'ятка природи місцевого значення і внесене у реєстр природно-заповідного фонду Тернопільської області). Природоохоронне полягає у збереженні унікальних і неповторних екосистем, що належать водночас як до об'єктів охорони і збереження, так і до ресурсів для розвитку рекреації й туризму, організації наукових досліджень й еколого-освітньої діяльності. Про геотуристичний потенціал буглівських верств як комплексної геологічної пам'ятки природи, стан охорони і перспективи рекреаційного використання висвітлено у статті автора [10].

**Геологічна обстановка.** Міоценові відклади території досліджень палеогеографічно формувалися в умовах периферійного північно-східного відгалуження Централь-

ISSN 2078-6425. Вісник Львівського університету. Серія геологічна. 2019. Вип. 33

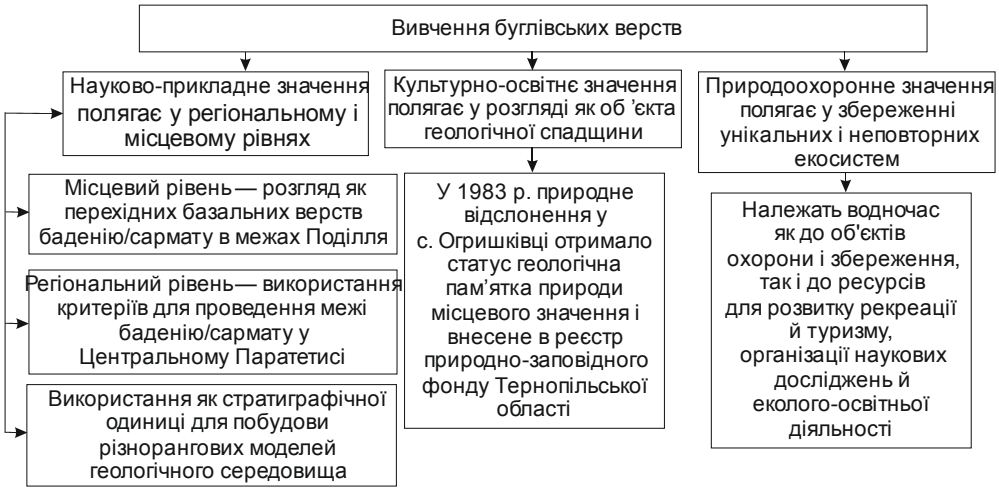



Рис. 1. Модель науково-прикладного, культурно-освітнього і природоохоронного значення буглівських верств

ного Паратетису, розташованого на межі з'єднання зі Східним Паратетисом (рис. 2). Геотектонічно український сегмент Центрального Паратетису займав зону зчленування Карпатської складчастої системи (фрагмента Альпійсько-Гімалайського складчастого поясу) із південно-західним краєм Східноєвропейської платформи. Результатом міоценової седиментації є нарощення осадового чохла в межах таких структурно-тектонічних елементів як Передкарпатський прогин і Волино-Подільська плита.

З огляду на положення цього басейну в межах Західної України головними контролюючими чинниками його еволюції та особливостей осадонакопичення були характер донеогенового (мезо-кайнозойського) фундаменту, інтенсивність ерозії, енергія водного середовища, наявність новоутворених споруд (рифово-біогермна гряда Медобори-Товтри) й місцева тектоно-магматична активізація.

В історії еволюції басейну на межі пізнього баденію–раннього сармату в регіональному масштабі фіксовано ерозійно-регресивну подію (табл. 4) [11, 12] з новою трансгресією у сарматі, тому варто брати до уваги важливі регіональні зовнішні чинники контролю за осадженням, у тім числі відновлення/припинення зв'язків з Середземноморським/Індо-Тихоокеанськими басейнами та Східним Паратетисом, зумовлених тектонічними рухами у Карпато-Балканській складчастій системі, орогенна стадія якої припадає на сармат–панон, про що свідчить інтенсивний прояв вулканічної діяльності в Закарпатському прогині (рис. 3) [7, 29 та ін.].

Середньоміоценове осадонакопичення має різні локальні відмінності й характеризується проявом комплексу відмінних літолого-біостратиграфічних ознак, однак загалом вписується в загальну картину еволюції територій, що належали до Центрального Паратетису, тобто має чітко виражений регіональний характер і в літературі фігурує під назвою баденій/сарматська подія зникнення (Badenian-Sarmatian Extinction Event (BSEE)) [9, 12, 30] – це маркер (незгідна ерозійно-регресивна межа), який характеризується зникненням типових морських форм – коралових, радіолярієвих, єхіноїдних. Про це ще зазначав В.Д. Ласкарєв у своїй праці [5]. Вона простежується в усіх регіонах Цен-

трального Паратетису і корелюється з конко-волинською межею Східного Паратетису [35, 36].

Паратетис (термін увів В. Д. Ласкарєв 1924 р.) [30] – система осадових залишкових басейнів (рис. 2) з часів олігоцену, розвиток якої залежав від зміни тектонічних режимів. Простягалася від узбережжя Середземного моря (райони Альпійського передгір'я) на заході, Центральної Європи (райони Балкан, Закарпаття і Передкарпаття) до внутрішньої Азії (Чорне, Каспійське й Аральське моря). Наслідком ізоляції Центрального Паратетису від Світового океану були колізія Африкано-Аравійської та Євроазіатської тектонічних плит і формування гірських структур Альпійсько-Гімалайського складчастого поясу.

Прояв геодинамічних процесів (колізія, субдукція, орогенез, тектоно-магматична активізація, формування розломно-складчастих споруд) в кінці палеогену – на початку неогену сприяли утворенню трьох відокремлених палеогеографічних одиниць:

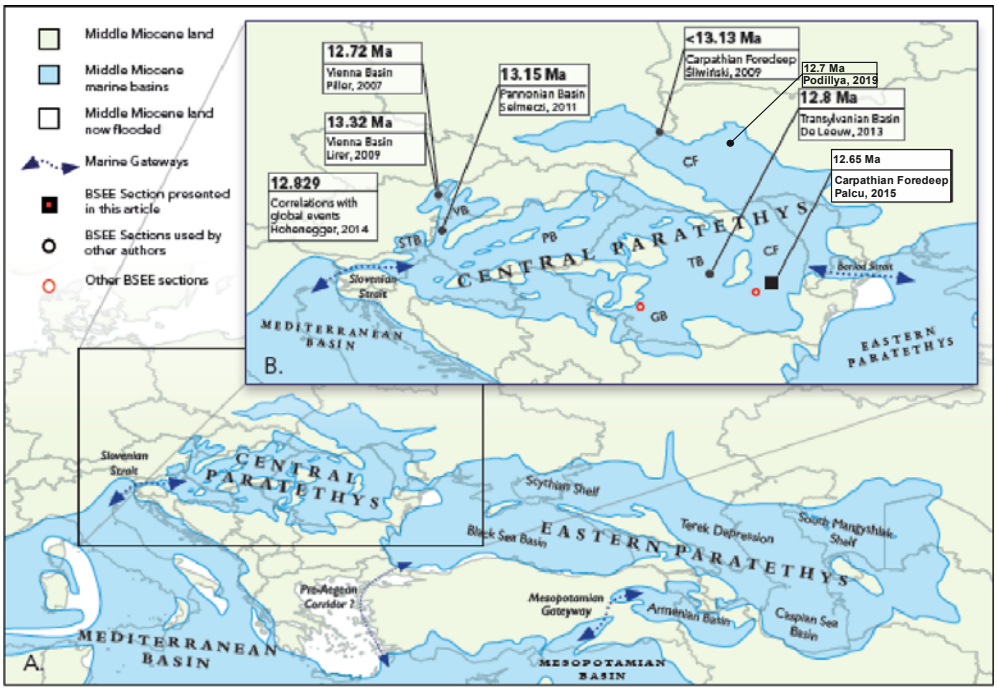



Рис. 2. Палеогеографічна модель басейнів Паратетису та вікова модель баденій/сарматської події зникнення (БСПЗ/BSEE) за [30] з доповненнями автора

Легенда: Middle Miocene land (середньоміоценова суша); Middle Miocene marine basins (середньоміоценові морські басейни), Middle Miocene land now flooded (середньоміоценова суша тепер затоплена); Marine Gataways (міжбасейнові зв'язки); BSEE Section presented in this article (розрізи БСПЗ, визначені за [19, 27–30, 32, 34, 39, 42]); BSEE Section used by other authors (розрізи БСПЗ, визначені за іншими авторами); Other BSEE section (інші розрізи БСПЗ); Mediterranean Basin (Середземноморський басейн); Central Paratethys (Центральний Паратетис); Eastern Paratethys (Східний Паратетис)

ISSN 2078-6425. Вісник Львівського університету. Серія геологічна. 2019. Вип. 33

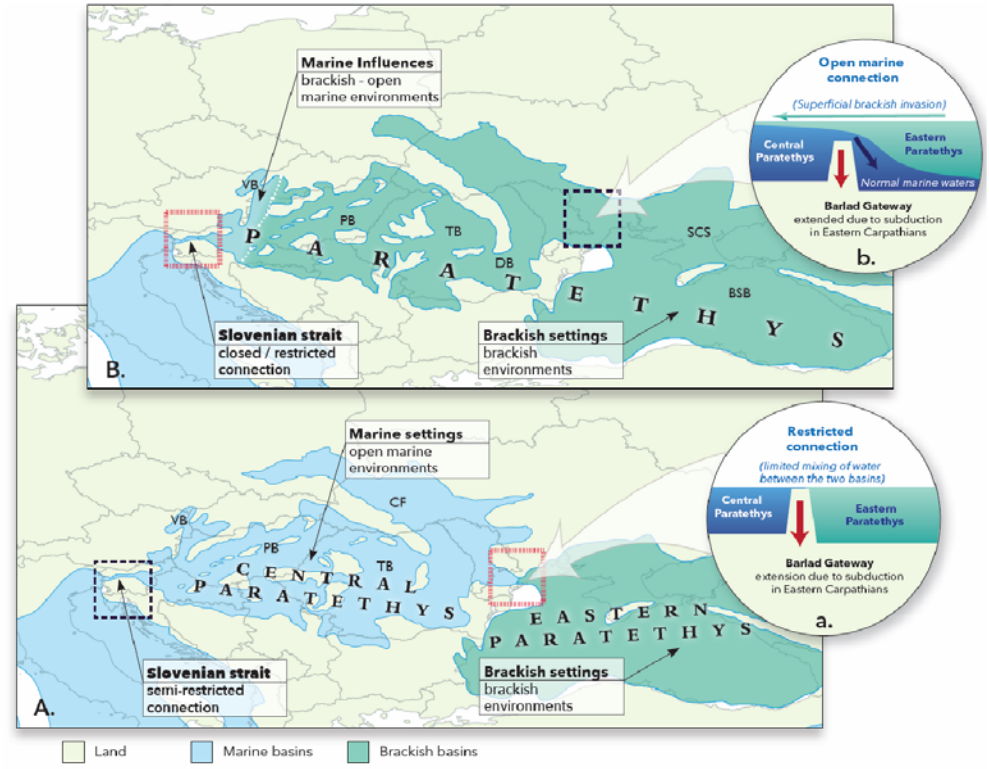



Рис. 3. Модель міжбасейнових зв'язків Центрального Паратетису з Середземноморським та Східним Паратетисом за [29]

Легенда: Land (суходіл); Marine basins (морські басейни); Brackish basins (солонуватоводні (опріснені) басейни). ***A***: Slovenian strait – semi-restricted connection (Словенська протока – напівобмежені зв'язки); Marine settings – open marine environments (морські параметри – відкриті морські середовища); Brackish settings – Brackish environments (солонуватоводні параметри – солонуватоводні середовища). ***a***. Restricted connection (відновлення зв'язків); Limited mixing of water beetwen the two basins (обмежене змішування води між цими двома басейнами); Barlad Gateway (бар'єр бар-суходіл) – Extended due to subduction in Eastern Carpathians (розширення через субдукцію в Східних Карпатах).

***B***: Slovenian strait – Closed/restricted connection (Словенська протока – припинення/відновлення зв'язків); Marine influences – Brackish open marine environments (морські впливи – солонуватоводне відкрите морське середовище); Brackish settings – Brackish environments (солонуватоводні параметри–солонуватоводні середовища). ***b***. Open marine connection (відкриті морські зв'язки); Superfacial brackish invasion (вторгнення солонуватоводної суперфації); Barlad Gateway (бар'єр бар-суходіл) – Extended due to subduction in Eastern Carpathians (розширення через субдукцію в Східних Карпатах)

Західного (Альпійського), Центрального (Карпато-Балканського) і Східного (Кримсько-Кавказького) Паратетису (рис. 2).

Короткотривалий Західний Паратетис, складений Передальпійськими басейнами Франції, Швейцарії, Південної Німеччини і Верхньої Австрії [40] зник до кінця ранньо-

го міоцену. Центральний Паратетис займав територію сучасної Центральної Європи та проіснував від середнього міоцену до пліоцену [18, 30]. Східний Паратетис охоплював територію сучасних Чорного, Каспійського й Аральського морів [35, 36], існував з олігоцену, релікти його збереглися до сьогодні.

Періодична фрагментація Паратетису і повторна ізоляція окремих басейнів сприяли розвитку ендемічної біоти, результати вивчення якої зумовили виділення на їхніх територіях регіональних хроностратиграфічних підрозділів (рис. 4), що ускладнило зіставлення біостратиграфічних хронів з підрозділами стандартної часової геологічної шкали [28].

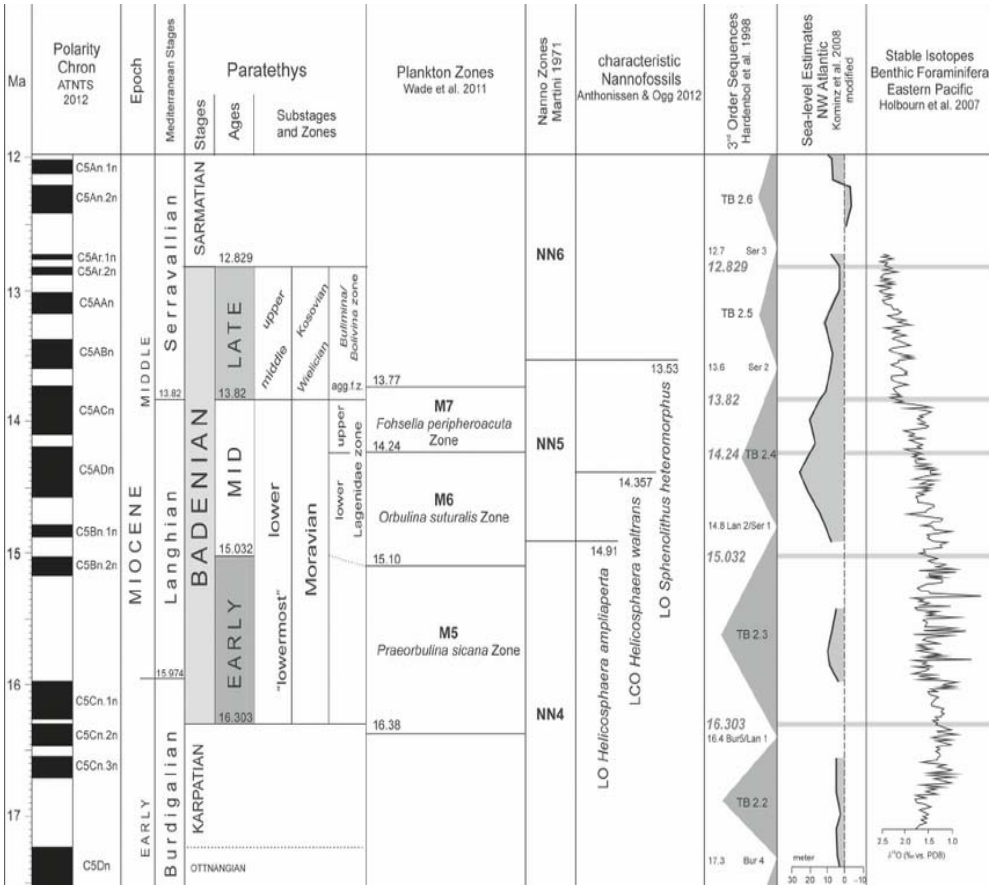



Рис. 4. Зведена шкала розчленування і кореляції хроностратиграфічних підрозділів глобального (Середземноморського) і регіонального (Паратетичного) рівнів з магніто-, біохронами (планктонні форамініфери і нанопланктон), секвенсами екстатичної зміни рівня моря (Північно-Західна Атлантика) та результатами стабільних ізотопів оксигену (Східна тропічна частина Тихого океану) за [28]

ISSN 2078-6425. Вісник Львівського університету. Серія геологічна. 2019. Вип. 33

**Матеріал і методи.** Об'єктом досліджень слугував розріз неогену (міоцен) с. Ванжулів, розташований у межах Поділля (Тернопільської обл., Західна Україна) (рис. 5). Фотографування мікрофосилій проведено в лабораторії Інституту геологічних наук ПАН (Краків, Польща) з використанням мікроскопу Zeiss Axiolab Sony DSC S75 і фотокамери Zeiss Axioskop 40 Canon EOS-SDS.

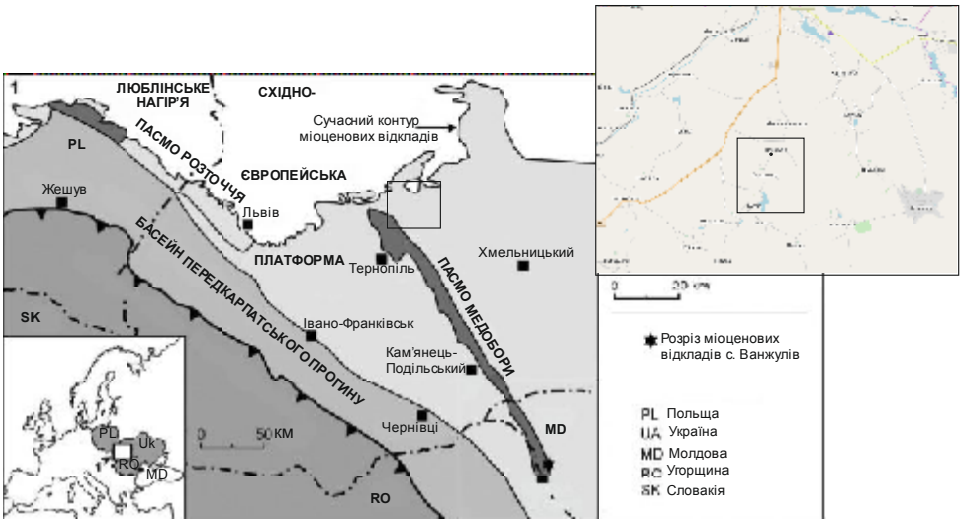



Рис. 5. Карта-схема біопровінцій фрагмента Центрального Паратетису в межах Центральної Європи (Польща, Словаччина, Угорщина, Україна, Молдова) за R□gl, Steininger, 1983 [38] (палеогеографічне й тектонічне положення розрізів буглівських верств).

Легенда: *1* – ясно-сірий – сучасне поширення середньоміоценових відкладів у межах Східноєвропейської платформи; темно-сірий – сучасне поширення середньоміоценових відкладів у межах Передкарпатського прогину; сірий – фрагмент структури Складчастих Карпат. *2* – розташування розрізів середнього міоцену с. Ванжулів, Огришківці, Буглова в Тернопільській обл., у яких визначено буглівські верстви

Із акумульованого органогенно-детритового шару (рис. 13) біостратиграфічним методом вивчено мікрофосилії – форамініфери, корали, карликові молюски (черевоногі, двостулкові, лопатоногі), остракоди, моховатки, серпуліди. Дослідження проведено за такою схемою (рис. 6). У виявлених комплексах проведено аналіз систематичного складу з визначенням транзитних форм (перехідних від баденію (або давнішої вікової належності) до сармату), оновлених комплексів (перша поява сарматських таксонів), кількісного співвідношення скульптурованих (орнаментованих) і гладкостінних таксонів в асоціаціях викопних, розмірів таксонів, степеня збереження (зміна (заміщення) мінерального складу стінки скелетів (озалізнення, фосфатизація), товщина стінки (прозорі, напівпрозорі, непрозорі), степеня руйнування (механічні пошкодження), заповнення порожнин решток вмісною породою.

**Коментарі до палеонтології.** Проведений аналіз праць вітчизняних і закордонних дослідників з вивчення систематичного складу фосилій буглівських верств і їх ана-

логів (табл. 1) на теренах, що належали Центральному Паратетису (Україна, Польща, Словаччина, Австрія, Хорватія, Молдова, Румунія) (рис. 5). На сучасному етапі з

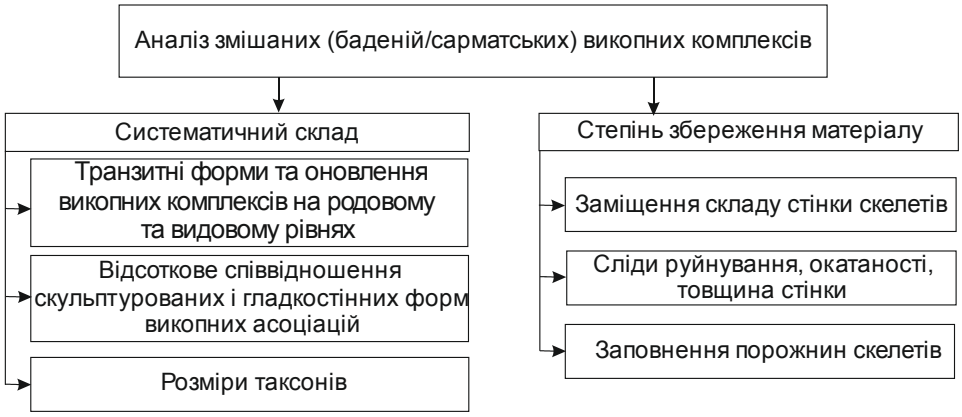



Рис. 6. Схема проведення аналізу викопного матеріалу мікрофосилій

буглівських верств України детально вивчено систематичний склад молюсків (черевоногих і двостулкових) [4, 5]. Результати досліджень інших груп організмів висвітлено спорадично в окремих працях.

*Таблиця 1*

Огляд праць з вивчення систематичного складу викопних організмів буглівських верств і їх аналогів у межах Центрального Паратетису

| Рік | Автор | Група організмів | Висновки про вік |
|---|---|---|---|
| 1 | 2 | 3 | 4 |
| Україна, Польща | | | |
| 1897, 1903 | Ласкарєв [4, 5] | Молюски (черевоногі і двостулкові) | Ранній сармат |
| 1904 | Ломніцький [3] | Молюски | Змішані комплекси баденію-сармату |
| 1934 | Бем [3] | Молюски | Змішані комплекси баденію-сармату |
| 1914 | Фрідберг [3] | Молюски | Змішані комплекси баденію-сармату |
| 1932 | Чарноцький, Ковалевський [3] | Молюски | Змішані комплекси баденію-сармату |
| 1970 | Крах [1] | Молюски | Змішані комплекси баденію-сармату |
| 1954 | Кудрін [1] | Молюски (черевоногі і двостулкові) | Ранній сармат |
| 1962 | Венглінський [1] | Форамініфери | Ранній сармат |
| 1964 | Горецький [1] | Молюски (черевоногі і двостулкові) | Ранній сармат |

ISSN 2078-6425. Вісник Львівського університету. Серія геологічна. 2019. Вип. 33

*Закінчення таблиці 1*

| 1 | 2 | 3 | 4 |
|---|---|---|---|
| 1964, 1975 | Дідковський [1] | Форамініфери | Ранній сармат |
| 1975 | Горецький, Венглінський [2] | Форамініфери, молюски | Пізній баденій-ранній сармат |
| 1967, 1970 | Лучковська [1] | Форамініфери | Ранній сармат |
| 1965, 1970 | Вялова, Гришкевич [1] | Молюски, форамініфери | Пізній баденій |
| 1983 | Кульчицький [3] | Молюски | Ранній сармат |
| 2016 | Присяжнюк [6] | Молюски | Пізній баденій |
| 2012 | Górka, Studencka, Jasionowski,et al. [23] | Коралінові водорості, форамініфери, моховатки, корали, молюски, морські їжаки, краби | Ранній сармат |
| 2012 | Hara, Jasionowski [24] | Моховатки | Ранній сармат |
| 2012 | Peryt, Jasionowski [33] | Форамініфери | Ранній сармат |
| Молдова | | | |
| 2011 | Brânzilă, Chirilă, Jitaru [17] | Форамініфери, молюски, остракоди | Ранній сармат |
| Румунія | | | |
| 2008, 2015 | Filipescu, Silye [20] | Форамініфери | Ранній сармат |
| Словаччина | | | |
| 2006 | Fordinal, Zágoršek, Zlinská [21] | Форамініфери, молюски, остракоди | Ранній сармат |
| Австрія | | | |
| 2009 | Gebhardt, Zorn, Roetzel [22] | Форамініфери, остракоди | Ранній сармат |
| Північна Хорватія | | | |
| 2006 | Vrsaljko, Pavelić, Miknić et al. [43] | Форамініфери, остракоди | Ранній сармат |

**Характеристика систематичного складу мікрофосилій і критерії (ознаки) діагностики баденських і сарматських форм. Форамініфери** (табл. 2; фіг. 1). Комплекс складений аглютинованими Miliolida і Textulariida (шість видів), вапнисто-секреційними, які представлені як бентосними (30 видів), так і планктонними формами (вид двох генерацій). Серед них найрізноманітнішими і представленими великою кількістю таксонів є бентосні, з яких головне місце за кількістю видів, родів і особин посідають

Miliolida. Представники ряду Rotaliida представлені меншою кількістю таксонів (за винятком родин Discorbidae, Cibicididae, Ammoniidae, Elphidiidae), які характеризуються великою кількістю особин і видовим різноманіттям.

Для систематики форамініфер використано сучасну класифікацію світової бази даних [26].

*Таблиця 2*

Систематичний склад форамініфер

| Ряд | Родина | Рід | Глибина, м | Критерії (ознаки) діагностики баденських і сарматських форм |
|---|---|---|---|---|
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
| Miliolida | Hauerinidae | *Affinetrina* | 50–60 | Масові скупчення, представлені аглютинованими (два види) і секреційно-вапнистими формами. Головними ознаками сарматських (Фіг. 1; C, G) є великий розмір (понад 1 мм) таксонів, наявність ребристих (орнаментованих) форм (дрібного розміру, рідкісні (одиничні)), степінь доброго збереження скелетів. У баденських (Фіг. 1; C, G) простежується заміщення скелета (озалізнення), сліди руйнування (механічні пошкодження). |
| | | *Articularia* | 50–60 | |
| | | *Articulina* | 50–60 | |
| | | *Miliolinella* | 50–60 | |
| | | *Hauerina* | 50–60 | |
| | | *Pseudotriloculina* | 50–60 | |
| | | *Pyrgo* | 0–50 | |
| | | *Quinqueloculina* | 0–50 | |
| | | *Sigmoilinita* | 95–100 | |
| | | *Sigmoilopsis* | 95–105 | |
| | | *Sigmoinella* | 0–50 | |
| | | *Triloculina* | 50–60 | |
| | | *Varidentella* | 50–60 | |
| | Fischerinidae | *Nodobaculariella* | 50–60 | |
| | Alveolinidae | *Borelis* | 50–60 | |
| | Spiroloculinidae | *Spiroloculina* | 50–60 | |
| Miliolana | Peneroplidae | *Peneroplis* | 50–60 | Рідкісні, сарматські (Фіг. 1; A). |
| | | *Spirolina* | 50–60 | Виявлено дві генерації – мегасферичні (баденій) (Фіг. 1; H) і мікросферичні (випрямлений останній завиток) (сармат) (Фіг. 1; B, D). |
| Textulariida | Textulariidae | *Textularia* | 95–105 | Рідкісні (одиничні). |
| | | *Semivulvulina* | 95–105 | |
| Rotaliida | Eponidae | *Eponides* | 50–55 | Сарматські форми (Фіг. 1; E) мають великі розміри, доброго збереження, з напівпрозорими скелетами. Баденські (Фіг. 1; K) дрібні, зі слідами озалізнення. |
| | Discorbidae | *Discorbis* | 45–50 | |
| | Discorbinellidae | *Hanzawaia* | 50–60 | |
| | Cibicididae | *Cibicides* | 30–100 | Для сарматських форм (Фіг. 1; J, K) характерні напівпрозорі скелети, розмір понад 1 мм. |
| | | *Lobatula* | 40–55 | |
| | Nonionidae | *Nonion* | 50–55 | Зі слідами озалізнення (Фіг. 1; K). |
| | Melonidae | *Melonis* | 50–60 | Баденські (Фіг. 1; G) зі слідами механічного пошкодження, дрібних розмірів, озалізнені. Сарматські (Фіг. 1; G) більшого розміру, доброго збереження. |
| | Pulleniidae | *Pullenia* | 30–55 | |

ISSN 2078-6425. Вісник Львівського університету. Серія геологічна. 2019. Вип. 33

*Закінчення таблиці 2*

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
|---|---|---|---|---|
| | Ammoniidae | *Ammonia* | 50–55 | Баденські форми (Фіг. 1; E) меншого розміру, озалізнені; сарматські (Фіг. 1; E) представлені таксонами більшого розміру, в останньому завитку простежується більша кількість камер. |
| | Anomalinidae | *Anomalinoides* | 55–60 | Має біостратиграфічне значення, вид-індекс для регіонів Центрального |
| | | | | Паратетису (Фіг. 1; E, F). Трапляються рідкісні форми доброго збереження. |
| | Elphidiidae | *Elphidium* | 0–55 | Баденські форми (Фіг. 1; K) зі слідами замішення скелета (озалізнення, фосфатизація), дрібного розміру, безкілеві. Сарматські (Фіг. 1; K) – поява кіля, розмір таксонів перевищує 1 мм, доброго збереження. |
| | | *Cribroelphidium* | 50–55 | Рідкісні (одиничні), доброго збереження. |
| | | *Porosononion* | 50–55 | |
| | Elphidiellidae | *Elphidiella* | 50–55 | |
| | Bolivinitidae | *Bolivina* | 30–105 | Рідкісні. |
| | Globorotaliidae | *Globorotalia* | 100–200 | Представлені двома генераціями (6–8 камерними і 9–11 камерними формами в останньому завитку) – одиничні. Скелети крихкі. Баденські кілеві (Фіг. 1; I, N), дрібного розміру, з меншою кількістю камер в останньому завитку. Сарматські безкілеві (Фіг. 1; L, M), великого розміру з більшою кількістю камер в останньому завитку. |
| Rosalinida | Glabratellidae | *Schackoinella* | 55–60 | Рідкісні (одиничні). Баденські форми дрібного розміру, зі слідами механічного пошкодження (стерті скульптурні елементи), скелети непрозорі. |

Нижче наводимо зображення комплексів форамініфер (змішаного типу (різновікових, різнофаціальних і різного систематичного складу)) буглівських верств.

Фіг. 1. *A* – бентосна форма *Peneroplis*; *B* – механічні пошкодження на поверхні скелета *Spirolina*; *C* – бентосні аглютиновані і секреційно-вапнисті форми *Miliolida*; *D* – бентосні форми *Miliolina* (*Spirolina*); *E* – бентосні форми *Anomalinoides*, *Ammonia*, *Discorbis*; *F* – бентосні? форми *Anomalinoides dividens*; *G* – бентосні форми *Pyrgo*, *Pullenia*; *H* – бентосні форми *Miliolina* (*Spirolina*); *I*, *L*, *M*, *N* – планктонна форма *Globorotalia menardi* двох генерацій: *L*, *M* – 6–8 камерні; *I*, *N* – 9–11 камерні; *J* – бентосні форми *Lobatula lobatula*; *K* – бентосні і планктонні форми *Nonion, Cibicides*, *Lobatula*, *Elphidium*, *Globorotalia*

ISSN 2078-6425. Вісник Львівського університету. Серія геологічна. 2019. Вип. 33

**Палеоекологічні особливості.** Для характеристики палеоекологічних умов проживання форамініфер використані праці [41, 43] *Quinqueloculina* надають перевагу мілководному морському середовищу (0–50 м) від опріснених лагун до нормально солоних і гіперсолоних. Належать до епіфауни, можуть вільно лежати на дні або прикріплятися до рослин чи осаду. Мілководні, нормально морські глибини проживання (2–65 м) у помірних і теплих водах (10–25°С) і дещо підвищеній солоності (37–39 ‰).

Кілеві ельфідіуми переважно травоїдні, належать до епіфауни, вони надають перевагу піскуватим осадам і проживають у мілководному морському середовищі (внутрішній шельф) від теплого до помірного і від нормальних до гіперсолоних (35–70 ‰) водах. *Elphidium aculetaum* побутують на деревоподібних морських водоростях і належать до епіфауни. Для *Elphidium macellum* характерні ті самі умови побутування. Глибина водойм становить 0–20 м. Поява кілевих ельфідіумів зумовлена щільними водоростевими заростями на початку раннього сармату, і причину морфологічної адаптації можна пояснити переходом водоростевого середовища у рослинні зарості.

Anomalinidae (*Anomalinoides, Cibicides*) – належать до епіфауни, переважно прикріплений нерухомий бентос на листі водоростей або кореневищах, особливо у високоенергетичних водах; надають перевагу помірним – теплі, мілкі, нормально морські середовища. Сукупність великої кількості особин свідчить про мілке морське середовище з високою енергетикою вод.

Планктонні форми характерні для глибоководної частини зовнішнього шельфу (неритової зони) [15, 16].

Нижче наводимо просторову модель екологічного розподілу форамініфер у різних (передрифових, власне рифових і зарифових) фаціях органогенних споруд [15].

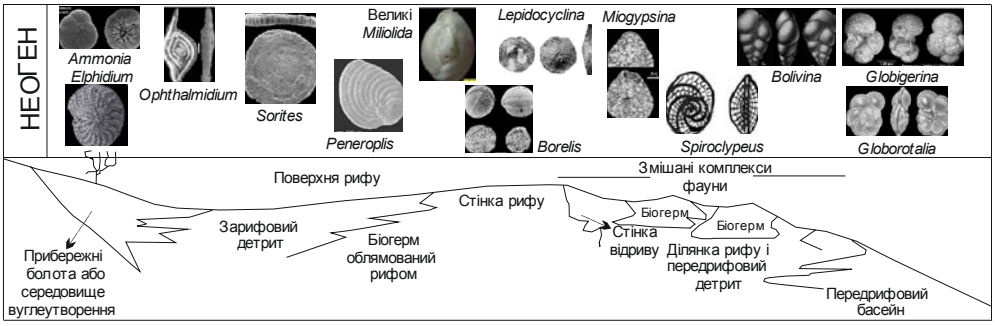



Рис. 7. Просторова модель будови органогенної споруди (типу рифу, біогерм) та екологічного розподілу великих і важливих дрібних донних і планктонних форамініфер у рифовому басейні неогену (пізній баденій–сармат), складена за [15]

Відповідно до наведеної моделі (рис. 7) [15] визначено, що в асоціації форамініфер с. Ванжулів містяться елементи зарифового, власне рифового і передрифового басейнів. Так, головними компонентами зарифових фацій (лагунних) є *Ammonia*, *Elphidium* (масово), одиничні *Ophthalmidium*. Представниками власне рифових фацій є *Miliolida* (великі форми, понад 1 мм), *Borelis* (масово), одиничні *Peneroplis*. Показниками передрифових фацій є присутність у комплексі планктонних форм *Globorotalia*, *Anomalinoides*?, *Bolivina* (одиничні). Головними критеріями визначення фацій рифових

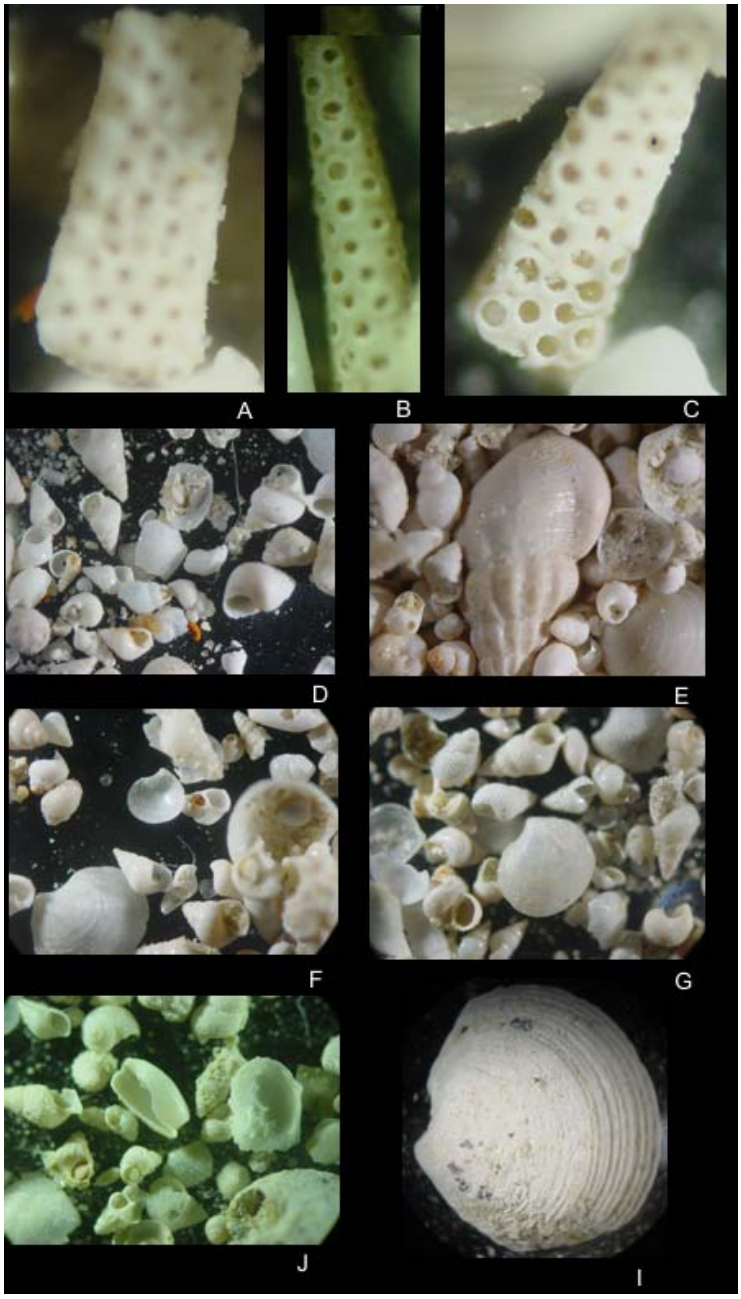
структур є систематичний склад викопних та їх кількісне співвідношення у комплексах. Якщо за численністю в асоціаціях переважатимуть *Ammonia*, *Elphidium* – це слугуватиме показником зарифових фацій. Переважання у комплексах *Miliolida, Borelis*, *Peneroplis* буде критерієм для ідентифікації власне рифових фацій. У нашому випадку, змішані комплекси, визначені з буглівських верств (ранній сармат) с. Ванжулів, є показником передрифового басейну, що зумовлено багатьма подіями у середньому міоцені – тектоно-магматичною активізацією у Карпатській складчастій системі, закладенням і розвитком рифової споруди Медоборів (пізній баденій), її розмиванням (руйнуванням) вкінці баденію – на початку сармату (рис. 15), що слугували вихідним матеріалом для формування сарматських осадів, у складі яких виявлено комплекси перевідкладеної фауни пінього баденію з елементами появи ранньосарматських форм. Отже, у структурі викопної асоціації буглівських верств наявні змішані комплекси з елементами різних фацій і різного віку.

**Корали**. Вперше корали з території Передкарпатського прогину описано австрійськими дослідниками Pusch (1837), Zejszner (1845) і Reuss (1847, 1871). Ейхвальд (1853) зазначив про наявність трьох видів коралів, кількість яких у подальших дослідженнях зросла до понад 20 (Siemiradzki, 1918; Friedberg, 1928; Kowalewski, 1930). Сьогодні відомо понад 42 види і підвиди коралів, описаних з міоценових відкладів європейської частини Dembińska-Różkowska (1932). Досліджуючи органогенні побудови Центральної Польщі Górka (2002), дійшов висновку, що найважливішим компонентом, який формував рифи, був герматипний різновид коралу *Tarbellastraea reussiana* (Milne-Edwards and Haime, 1850). Органогенні побудови значно поширені в міоцені і є системою бар'єрних коралових рифів. Сьогодні вони утворюють пасма Медоборів, які облямовують Передкарпатський прогин і відомі на території України, Молдови і Румунії (рис. 5). Ця пізньобаденсько-сарматська структура має чітке відображення у морфології (рельєфі). Розмір рифових тіл зростає на південь і в межах України товщина біогермів сягає 60 м. У цьому напрямі також дещо змінюється систематичний склад головних рифобудівників разом з *T. reussiana* і *Porites* з'являються *P. vindobonarum prima* (Kühn, 1925) і *Siderastrea* cf. *italica* (Defrance, 1826). Таксономічний склад коралових асоціацій подібний до міоценових коралових рифів Тетису (Esteban et al. 1996; Hayward et al. 1996) і Паратетису (Friebe 1991, 1993; Müller 1996; Riegl, Piller 2000; Górka 2002) [43]. Наявність коралів є доказом надходження у середньому міоцені помірно-теплих або навіть субтропічних вод у Передкарпатський морський басейн.

В асоціації мікрофосилій буглівських верств виявлено фрагменти одного виду-рифобудівника раннього-пізнього баденію – герматипний різновид коралу *Tarbellastraea reussiana* (Milne-Edwards et Haime, 1850) (Фіг. 2; *A–C*). У межах території Польщі (Гробє) описаний з ранньобаденських відкладів Gorka, 2012 [23, 43]. На теренах України *Tarbellastraea reussiana* формує колонії в районі сіл Максимівка, Полупанівка та ін. (північно-східний схил пасма Медоборів) (пізній баденій).

**Молюски** (Фіг. 2; *D–I*). Карликові форми представлені черевоногими (масово), двостулковими (в меншій кількості), лопатоногими (одиничні). Систематичний склад: черевоногі (*Turritella*, *Gastrocopta* (*Albinula*), *Gibbula*, *Theodoxus*, *Pseudamnicola*, *Terebralia*, *Rissoa*, *Mohrensternia*, *Alvania* (*Alvania*), *Hydrobia*, *Caspia* (*Socenia*), *Duplicata*,

ISSN 2078-6425. Вісник Львівського університету. Серія геологічна. 2019. Вип. 33




Фіг. 2. *A–C* – Фрагменти скелетів герматипного коралу *Tarbellastraea reussiana* (Milne-Edwards et Haime) (організм-рифобудівник); *D* – скелети черевоногих молюсків; *E–H* – скелети черевоногих і двостулкових молюсків; *I* – скелет двостулкового молюска з слідами механічного і хімічного пошкодження

*Ocenebra*, *Odostomia*, *Valvata*?, *Acteocina*, *Retusa*, *Tectura*, *Granulolabium*, *Cerithium*); двостулкові (*Vallonia*, *Anadara*, *Ostrea* (*Ostrea*), *Loripes* (*Microloripes*), *Corbula* (*Varicorbula*), *Gouldia*, *Ervillia*, *Mactra*, *Cardium*, „*Chlamys*“). Унаслідок аналізу молюсків головну увагу надано степеню збереження, заміщення, розміру скелетів та оновленню (першої появи) у комплексах. Баденські форми молочного кольору, міцні, непрозорі, розмір перевищує 1 см. Сарматські – з білим, прозорим, напівпрозорим, крихким скелетом, розміром до 1 см. Переважають гладкі неорнаментовані форми. Винятки становлять *Mohrensternia* (чотири види), *Potamides* (один вид) зі скульптурованими скелетами білого кольору. Лопатоногі (Scaphopoda – *Dentaliidae* – *Antalis quindeciesstriata* (Eichwald) одиничні.

Трапляються фрагменти скелетів *Vermetus* (Фіг. 3; *A*, *B*). Ці морські гастроподи мають незвичайний зовнішній вигляд і життєвий цикл. Дуже молоді форми не відрізняються від інших, оскільки мають конічну спіральну мушлю. Пізніше вони кріпляться до твердого субстрату за допомогою кальцієвих виділень, а мушля набуває форми трубки, звернутої у клубки різного типу. Довжина дорослих особин становить близько 30–50 мм, а поперечний переріз мушлі може сягати до 6 мм у діаметрі. Малий оперкулюм вогнутий. Належить до сидячих форм гастропод, мушля яких кріпиться до твердого субстрату або скелетів інших організмів. Значно поширені в межах рифових споруд і належать до організмів-рифобудівників.

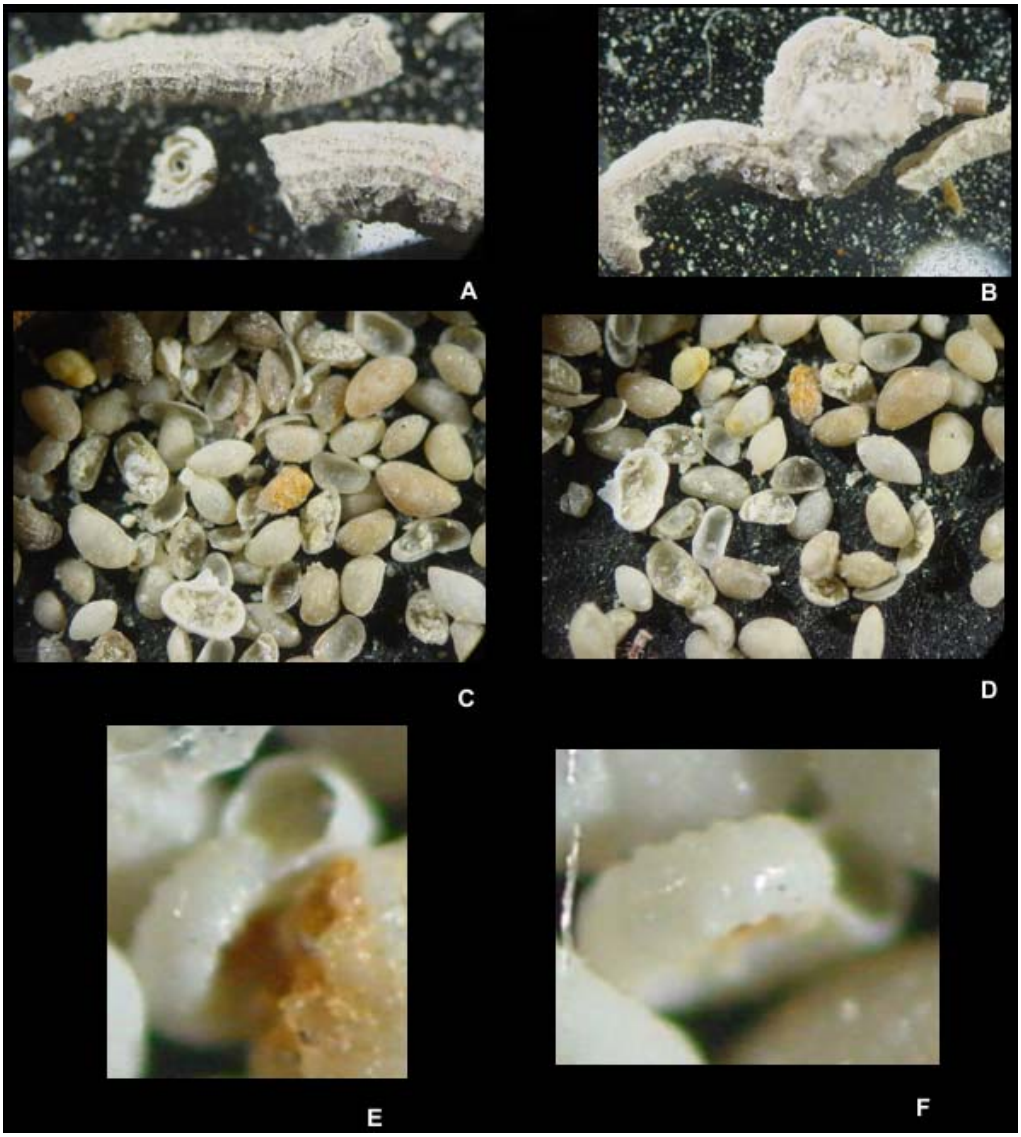
**Остракоди** (Фіг. 3; *C*, *D*). Головними відмінними ознаками є степінь збереження (заміщення скелетів, товщина скелета – прозорі, напівпрозорі, непрозорі) і співвідношення орнаментованих і гладкостінних таксонів. Трапляються масово. Баденські форми озалізнені (рудого кольору), фосфатизовані (коричневого кольору), непрозорі, міцні, переважають скульптуровані. Ранньосарматські скелети білі, прозорі, напівпрозорі, крихкі, переважають гладкостінні, трапляються форми великого розміру (1 мм).

Систематичний склад – баденські форми: *Cytherella russoi* Sissingh; *Paranesidea brevis* (Lienenklaus); *Triebelina boldi* Keij; *Eucytherura* aff. *textilis tridentata* Carbonel; *Phlyctenophora affinis* (Schneider); *Parakrithe rotundata* (Aielo et al.); *Argilloecia acuminata* Mueller; *Krithe papillosa* (Bosquet); *Kangarina coarctata* Ruggieri; *Cytheridea* (*Cytheridea*) *acuminata* (Bosquet); *Pokornyella deformis* (Reuss); *Tenedocythere sulcatopunctata* (Reuss); *Aurila* (*Aurila*) *opaca* (Reuss); *Aurila* (*Aurila*) *cicatricosa* (Reuss); *Aurila* (*Euaurila*?) *angulata* (Reuss); *Aurila* (*Euaurila*) *punctata* (Muenster); *Grinioneis haidingeri* (Reuss); *Henryhowella asperrima* (Reuss); *Loxocorniculum schmidi* (Cernajsek); *Loxocorniculum hastatum* (Reuss); *Loxoconcha kochi* Mehes; *Loxoconcha punctatella* (Reuss); *Xestoleberis dispar* (Mueller); *Xestoleberis tumida* (Reuss).

Сарматські форми: *Aurila* (*Aurila*) *mehesi* (Zalanyi); *Cytheridea hungarica* Zalányi; *Euxinocythere* (*Euxinocythere*) *diafana* (Stancheva); *Callistocythere incostata* Pietrzeniuk; *Callistocythere postvallata* Pietrzeniuk; *Amnicythere tenuis* (Reuss); *Amnicythere* sp.; *Cytherois sarmatica* (Jiříček); *Loxoconcha* cf. *curiosa* Schneider; *Loxocorniculum schmidi* (Cernajsek); *Loxocorniculum hastatum* (Reuss); *Xestoleberis glabrescens* (Reuss).

**Поліхети, серпуліди**. Виявлено представники роду *Spirorbis* (Фіг. 3; *E*, *F*) – дуже маленьких (2–5 мм) поліхетових червів, переважно з білим спіральним скелетом (у нашому випадку із напівпрозорим скелетом). Представники роду мешкають у нижній літоральній і субліторальній зонах скелястих берегів, ведуть сидячий спосіб життя. Черви *Spirorbis* зазвичай живуть прикріпленими до водоростей, але деякі види мешкають безпосередньо на скелях, мушлях або інших твердих субстратах. У ранньому

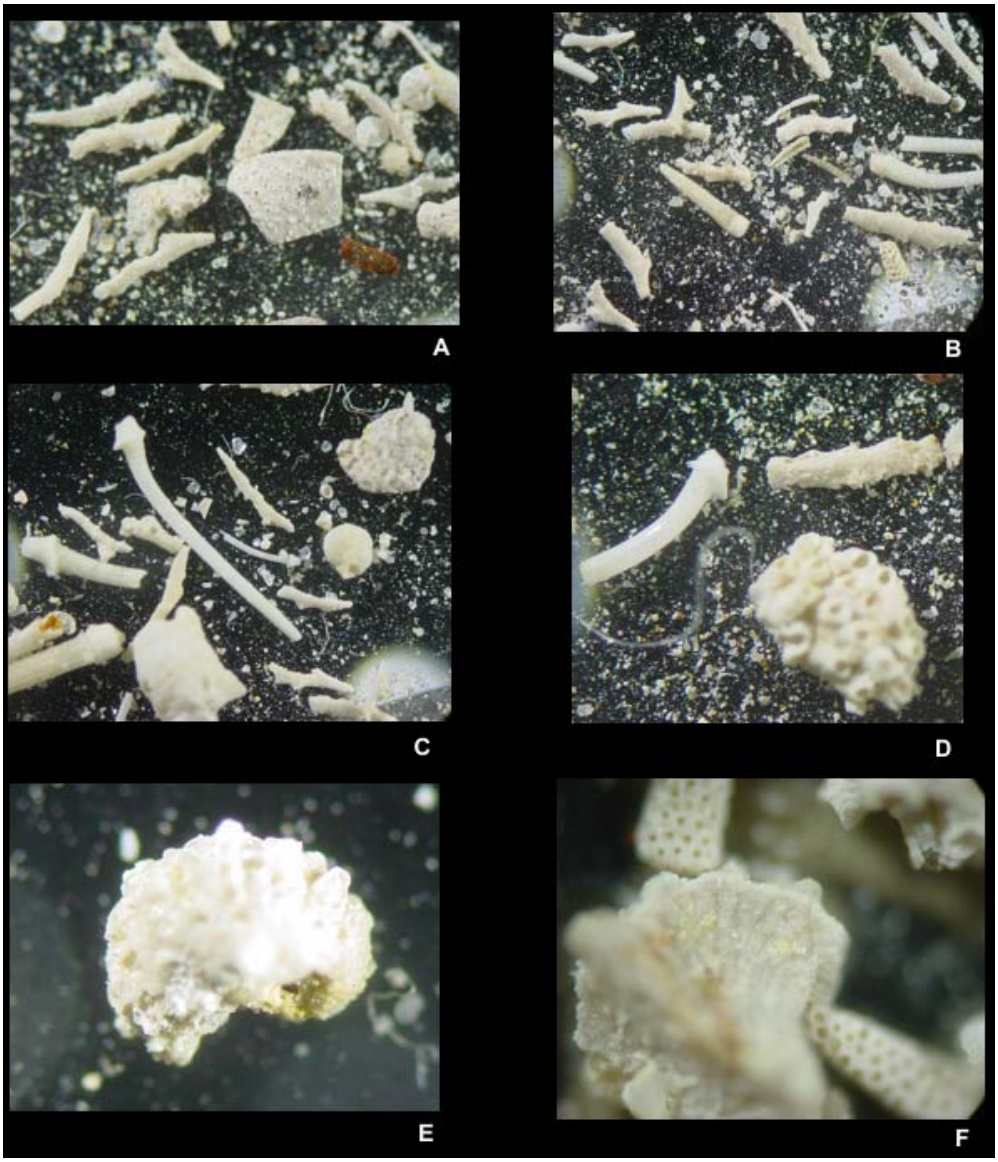
ISSN 2078-6425. Вісник Львівського університету. Серія геологічна. 2019. Вип. 33




Фіг. 3. *A*, *B* – фрагменти скелетів *Vermetus*; *C*, *D* – скелети остракод;
*E*, *F* – скелет серпул роду *Spirorbis*

сарматі формують спіробісові вапняки. У ранньому сарматі представлені одиничними особинами з напівпрозорим скелетом спіральної форми, розміром 0,5–0,7 мм.

**Моховатки** (Фіг. 4). Ця група належить до організмів-рифобудівників, тому внаслідок руйнування біогермних структур вони також є складовими буглівських верств.




Фіг. 4. *A* – фрагменти колонії тубуліпорінід *Cryptosula terebrata* (Sinzov) і гіллястих циклостомних колоній; *B* – фрагменти асоціацій гіллястих циклостомних колоній і голки морських їжаків; *C* – фрагменти асоціацій гіллястих циклостомних колоній і голки морських їжаків; *D* – маленька колонія *Celleporina rostrata* (Małecki); *E*, *F* – інкрустивний зоарій *Tubulipora flabellaris* Fabricius): *E* – вигляд зовні; *F* – вигляд у перерізі

Наявні представники пізнього баденію і раннього сармату. Серед пізньобаденських виявлено інкрустивні зоарії віялоподібної форми *Tubulipora flabellaris* (Fabricius), фрагменти гіллястих хеілостомних колоній *Steginoporella* Smitt.

ISSN 2078-6425. Вісник Львівського університету. Серія геологічна. 2019. Вип. 33

З ранньосарматських форм знайдено фрагменти гіллястих колоній шизопорелід, представлених *Schizoporella tetragona* (Reuss), які в екосистемі Медоборів виконували головну конструктивну роль. Кулясті зоарії *Cryptosula terebrata* (Sinzov) є повсюдним і незалежним від фацій видом, що формує або інкрустивні, або гіллясті колонії [23, 24, 43 та ін.].

**Аналіз степеня збереження мікрофосилій**. Серед виявлених викопних є види з різним діапазоном стратиграфічного поширення. Головними ознаками у визначенні баденських і сарматських форм була степінь збереження решток (табл. 3) – заміщення складу стінки скелетів (степінь фосфатизації, озалізнення), розмір таксонів, товщина стінки скелетів (прозорі, напівпрозорі, непрозорі), заповнення порожнин скелетів вмісною породою.

*Таблиця 3*

Порівняльна характеристика баденських і сарматських форм за степенем збереження скелетів

| Баденські форми | Сарматські форми |
|---|---|
| Форамініфери (Фіг. 1) | |
| Фосфатизовані (коричневі), озалізнені (руді), механічне пошкодження скелета (сліди руйнування), товстостінні, дрібний розмір таксонів. | Скелети доброго збереження (без слідів руйнування), білого кольору, прозорі, напівпрозорі, розмір деяких таксонів перевищує 1 мм, наявність двох генерацій у видів. |
| Корали (Фіг. 2) | |
| Колонії в межах рифового пасма Медобори (Максимівка, Полупанівка та ін.). | Фрагменти колоній (уламки, механічні пошкодження, жовтувате забарвлення окремих решток). |
| Молюски (Фіг. 2–3) | |
| Скелети зі стертими скульптурними елементами, механічно пошкоджені, товстостінні, зі слідами слабкого заміщення (жовтуватого молочного забарвлення), переважають скульптуровані форми, розмір перевищує 1 см. | Скелети доброго збереження, білі, прозорі, напівпрозорі, тонкостінні, крихкі, переважають гладкостінні форми, розмір до 1 см. Оновлення комплексів простежується у *Mohrensteria* (чотири види), *Ervilia*, *Mactra*, „*Chlamys*“. |
| Остракоди (Фіг. 3) | |
| Фосфатизовані (коричневі), озалізнені (руді), переважають форми зі скульптурованим, орнаментованим скелетом, стінка товста, міцна. | Скелети білого кольору, прозорі, напівпрозорі, тонкостінні, крихкі, переважають форми з гладкостінним скелетом, розмір поодиноких таксонів перевищує 1 мм. |
| Моховатки (Фіг. 4) | |
| Інкрустивні зоарії віялоподібної форми *Tubulipora flabellaris* (Fabricius), фрагменти гіллястих хеілостомних колоній *Steginoporella* Smitt. | Фрагменти гіллястих колоній шизопорелід, представлених *Schizoporella tetragona* (Reuss), кулясті зоарії *Cryptosula terebrata* (Sinzov). |
| Поліхети, серпуліди (Фіг. 3) | |
| | Скелети спірально-площинні, напівпрозорі (*Spirorbis*) одиничні форми. |

**Коментарі до стратиграфії**. Розглянуто аналіз еволюції поглядів дослідників щодо стратиграфічного положення буглівських верств у стратиграфічних схемах. На сучасному етапі уявлення науковців формують дві точки зору щодо розуміння обсягу і віку цих верств (рис. 4). Відповідно до поглядів більшості авторів [1, 4, 5 та ін.] буглівські верстви охоплюють за обсягом декілька літологічних шарів і датуються раннім сарматом. За уявленнями меншості [1, 6 та ін.] обсяг цієї стратиграфічної одиниці зведений до одного горизонту і вік його визначений як верхи пізнього тортону (баденію).

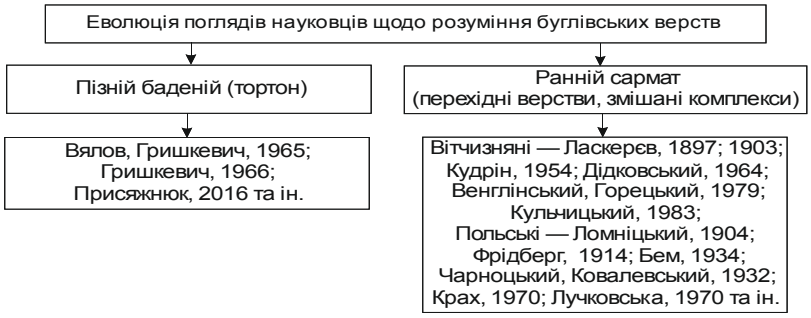



Рис. 8. Позиції дослідників щодо розуміння обсягу, віку і стратиграфічного положення буглівських верств за понад сторічну історію вивчення

У стратиграфічних схемах (рис. 9) їх положення та обсяг також дискусійні і немає єдиного уявлення у геологів [2, 8, 43 та ін.]. В одних вони відповідають або низам раннього сармату, або верхам пізнього баденію, в інших – охоплюють верхи пізнього баденію (тортону) низи раннього сармату. Контакт з підстильними утвореннями незгідний. Дискусійність поглядів зумовлена наявністю в буглівських верствах змішаних різновікових комплексів викопних баденію (тортону)–сармату, що й ускладнило їх датування.

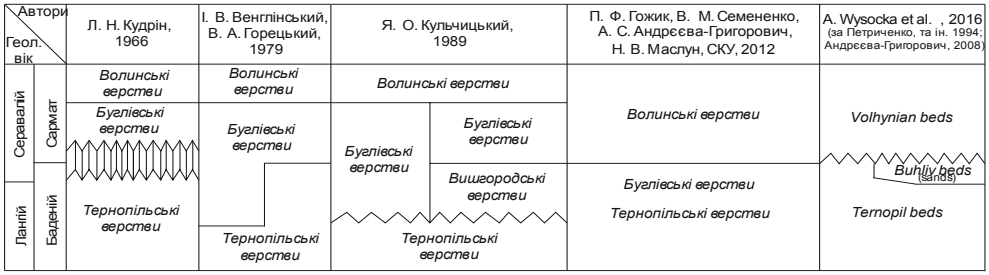



Рис. 9. Еволюція поглядів дослідників щодо положення, обсягу і віку буглівських верств у стратиграфічних схемах

**Результати обговорення**.

1. У первинному розумінні, згідно з поглядами В. Д. Ласкарєва [5] (рис. 10), ***буглівські верстви*** (БВ) – це стратиграфічний підрозділ місцевого рангу, вперше виділений

ISSN 2078-6425. Вісник Львівського університету. Серія геологічна. 2019. Вип. 33

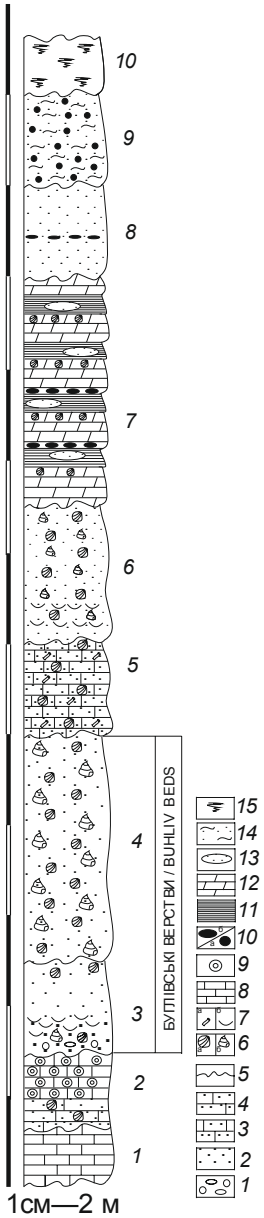
на території Тернопільської обл. (колишньої Волинської губернії) в районі с. Буглів, Огришківці, Ванжулів та ін., перехідні верстви між баденієм і сарматом, які містять змішаний комплекс викопних, – реліктові форми баденію з появою елементів сарматської фауни. Крім того, БВ є особливою опрісненою (солонуватоводною) фацією частини пізнього баденію, в якій поєднані морські й еврігалинні представники. Стратотип автором не був зазначений, проте найповнішим автор уважав розріз (природне відслонення) с. Огришківці. Виділені в обсязі шарів 3 і 4 (за Ласкарєвим, 7 і 8 відповідно до опису складових розрізу зверху донизу) [5]. Це піскувата товща (внизу зеленкувато-сірі піски, вгорі – білі, ясно-сірі піски, загальною потужністю до 7 м), карбонатна з численними рештками викопних. Нижче наводимо пошаровий опис геологічного розрізу неогену (міоцен) правого берега р. Буглівка с. Огришківці (Тернопільська обл.), у якому виділено ***буглівські верстви*** (шари 3 і 4) (рис. 10), за В. Ласкарєвим [8], знизу догори.

Відповідно до СКУ, 2012 [8], на стратиграфічні підрозділи, виділення яких підпорядковане правилам кодексу, поширюється правило пріоритету (охорона їхніх назв). Тому відмову від стратону, заміну чи його зміну та використання у практичній стратиграфії вирішують й ухвалюють відповідні стратиграфічні органи, зокрема Національний стратиграфічний комітет України.

Так, за В. Д. Ласкарєвим, 1897, 1903 [4, 5], буглівські верстви у долинах рік Буглівка, Свинорийка (околиці сіл Вишгородок, Огришківці, Буглова Тернопільської обл.) розглянуто в обсязі двох складових – зеленкувато-сірих глауконітових пісків і білосірих пісків з елементами тортонської (баденської) і сарматської еврігалинної фауни, які з ромивом залягають на розмитій (ідеально рівній) поверхні літотамнієвих вапянків. Згодом, подальшими дослідженнями, нижня складова буглівських верств – шар зеленкувато-сірих глауконітових пісків з багатою тортонською (баденською) морською фауною, В. А. Горецьким [2] виділена в окремий стратон – вишгородські верстви і віднесена до пізнього баденію (тортону). Про змішані фауністичні комплекси баденію–сармату зазначали польські (А. М. Ломніцький, 1904; Бем, 1934; Фрідберг, 1914; Чарноцький, Ковалевський, 1932; Крах, 1970; Лучковська, 1970 та ін.) та українські (Кульчицький, 1983 й ін.) дослідники.

2. За результатами вивчення фосилій різного систематичного складу з цього інтервалу ранньосарматськими їх уважали (Горецький, 1964; Дідковський, 1964; Кудрін, 1954; Венглінський, 1962; Горецький, Дідковський, 1975 та ін.). Однак варто зазначити, що кожен з дослідників укладав своє розуміння в обсяг цього стратону. Також важливий той факт, що повнота розрізу буглівських верств (його складові й потужність) за площею поширення може змінюватися – нижні частини можуть виклинюватися, а верхні можуть бути розмиті, тому важливо зазначати стратотип (еталонний розріз), який найповніше відображає будову і склад (літологічний, палеонтологічний) підрозділу і з яким би можна було зіставляти його аналоги (фрагменти розрізів).

3. За дослідженнями О. С. Вялова і Г. Н. Гришкевич [1] обсяг і стратиграфічне положення буглівських верств переглянуто і змінено. Так, на відміну від первинних поглядів, згідно з якими обсяг верств до уточнення [1, с. 275] становить горизонти В, Г, відповідно до рішень колоквіуму, були скорочені до горизонту Г і датовані пізнім тортоном (баденієм). Такого ж погляду дотримується В. Присяжнюк. На підставі вивчення континентальних молюсків з перехідних верств річок Ушиці, Ушки і Калюса автор [6] уважає, що вони, як і буглівські верстви горизонту Г с. Огришківці Волині, є опрісненою фацією вишгородських верств баденію.




1. Щільний сіро-бурий вапняк з незрозумілими баденськими рештками, видимою потужністю понад 1,5 м.
2. Літотамнієвий вапняк з правильно складених і слабко зв'язаних часто перекристалізованих кульок; посередині проходить у ньому прошарок більш пухкої вапнисто-піскуватої породи, завдяки чому верхня частина вапняку формує карниз; за винятком дрібних *Ostrea* і *Pecten elegans* Andrz., інших решток не виявлено. Потужність понад 4 м.

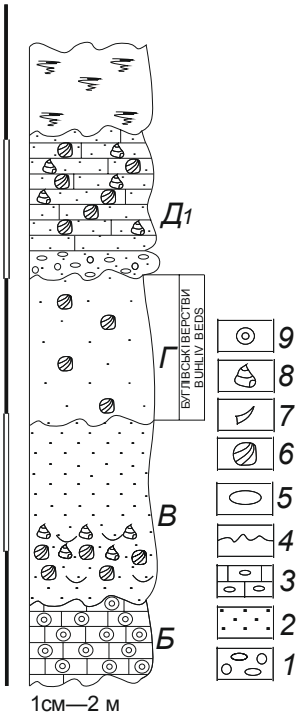
**Буглівські верстви (БВ)**

3. Зеленкувато-сірий дрібнозернистий пісок. У верхніх його частинах інколи трапляються дрібні *Ervilia podolica* і *E. trigonula*, у нижніх горизонтах простежуються тонкі прошарки більш грубозернистого з гальками, жовтого піску, що містять дрібно потовчений мушельний детрит; донизу прошарки ці частішають, стають значні і серед уламків мушель можна розрізнити морські форми, що належать *Ostrea, Lucina columbella* Lam., *Trochus patulus* Brocc. Потужність понад 4 м.
   Зеленкувато-сірий пісок безпосередньо залягає на цілком рівну для органогенної породи поверхню підстильного шару.
4. Біло-сірий дрібнозернистий пісок, у ньому міріади дрібних *Ervilia podolica* var. *dissita* Eichwald, *Ervilia trigonula* Sokol., *Mactra fragilis* var. *buglovensis* Lask., *Modiola volhynica* Eichwald, *Cardium lithopodolicum* Dub. var. *ruthenica* Hilb., *Cardium* sp., *Syndesmya scythica* Sokol., *S. reflexa* Eichwald, *Donax dentiger* Eichwald, *Lucina dentate* Bast., *Venus konkensis* var. *media* Sokol., *Venus umbonaria* Lam. var., *Corbula gibba* Ol., *Congeria sandbergeri* Andrus., typ. et var. *buglovensis*, *Buccinum aff. coloratum* Eichwald var. *sarmatica* Lask., *Buccinum duplicatum verneuili* Sinz., *Mohrensternia inflata* Andrus., *Bulla lajonkaireana* Bast. Потужність до 2,5 м.
5. Брудно-бурий серпулово-оолітовий піскуватий вапняк з *Ervilia podolica* Eichwald, *Cardium protractum* Eichwald, *Mactra fragilis* Lask., *Modiola volhynica* Eichwald, *Serpula* sp. Потужність понад 2 м.
6. Білий пухкий пісок з численними *Modiola volhynica* Eichwald, *Ervilia podolica* Eichwald, *Cardium protractum* Eichwald, *C. vindobonense* Partsch., *Buccinum dublicatum* Sow., *Cerithium mitrale* Eichwald et var. *nympha*, *Hydrobia frauenfeldii* H□rn. У ньому трапляються тонкі прошарки і скупчення поламаних і потертих стулок баденських форм *Ostrea digitalina* Eichwald, *Cardium pracechinatum* Hilb., *Trochus patulus* Brocc. Потужність до 1 м.
7. Перешарування брудно-зеленкуватих, масних, буро-плямистих глин з прошарками легкого сірувато-білого мергеля і вапнякових конкрецій; серед глин простежуються лінзоподібні прошарки піску. Внизу цієї групи залягає товстіший шар (до 50 см) білого тонкошаруватого мергеля, прошарки якого поділені бурими або вуглисто-чорними прожилками, на поверхнях нашарування мергеля містяться численні ядра і розчавлені стулки *Cardium protractum* Eichwald, *C. vindobonense* Partsch., *Tapes gregaria* Pt., *Modiola volhynica* Eichwald, а також незрозумілі сліди рослин. Потужність понад 5 м.
8. Тонко-шаруваті жовтувато-сірі, інколи вологі піски з пластинчастими конкреціями вапна, понад 1 м.
9. Лесоподібний жовто-бурий суглинок з численними вапнистими стяженнями, понад 2 м. У низах значно піскуватий.
10. Ґрунтово-рослинний шар, до 1 м.

Рис. 10. Розуміння положення, геологічного віку та обсягу буглівських верств, за В. Д. Ласкарєвим [5]

Умовні позначення: *1* – галька, гравій; *2* – піски; *3* – піскуваті вапняки; *4* – вапнисті пісковики; *5* – поверхня незгідності; *6* – молюски: двостулкові (*а*), черевоногі (*б*); *7* – серпули (*а*), биті мушлі (*б*); *8* – вапняки; *9* – були літотамнію; *10* – карбонатні конкреції (*а*), стяжіння (*б*); *11* – глини; *12* – мергелі; *13* – лінзи пісків; *14* – суглинки лесоподібні; *15* – ґрунтово-рослинний шар

ISSN 2078-6425. Вісник Львівського університету. Серія геологічна. 2019. Вип. 33




Так, відповідно до рішень колоквіуму 1970 р. буглівськими верствами (рис. 11) варто вважати лише горизонт (шар) Г, верстви з *Venus konkensis* var. *media* (*V. sobieskii* var. *media*) або мікрофауністичний горизонт (зона) *Streblus* (*Ammonia*) *galicianus* (Putrja). За віком БВ (горизонт Г) належать до пізнього баденію (тортону), а власне до сарматських повинні належати верстви, які містять типову сарматську фауну без слідів реліктових викопних баденію.

Відповідно до біостратиграфічних схем неогену [2], зокрема для Закарпатського прогину, Причорномор'я, вид *Venus konkensis* var. *media* (*V. sobieskii* var. *media*) характерний для пізньобаденських утворень і в межах Поділля він трапляється у тернопільських верствах. Однак Г. Н. Гришкевич зі співавторами не розглянула можливості перевідкладення макрофосилій, що могло бути пов'язано з ерозійно-регресивними фаціями накопичення осадів (розмивання, акумуляції), вихідним матеріалом, для яких також були відклади пізнього баденію.

Накопичення шару $Д_1$ (сарматського віку) пов'язане з новою сарматською трансгресією (міграцією моря з пінічного заходу на південний схід).

Рис. 11. Розуміння положення, обсягу і віку буглівських верств за Вяловим і Гришкевич [1]. Умовні позначення див. на рис. 10

4. Уявлення автора щодо буглівських верств на підставі проведених попередніх досліджень розрізу с. Ванжулів Тернопільської обл.:

а) змішані комплекси виявлено в основі органогенно-детритового шару з масовим знаходженням макрофауністичних решток представників баденських молюсків Gastropoda, Bivalvia, Scaphopoda. В органогенно-детритовому шарі (0,5–0,6 м) простежується градація знизу догори: 20 см – скупчення мушель *Glycymeris*; 20 см – органогенний детрит з різних представників молюсків; 20 см – скупчення мушель *Trochus* зі збереженим внутрішнім перламутровим шаром;

б) мікрофауністичні комплекси виявлено й вивчено з ядер мушель *Glycymeris*, які характеризуються добрим збереженням і наявністю двох стулок. Ядра представлені ясно-сірими до білих слабко зцементованими дрібнозернистими пісковиками. Тут виявлено рештки мікрофауни Foraminifera, Ostracoda, Gastropoda, Bivalvia, Scaphopoda, Bryozoa, Serpula, фрагменти коралів, голки морських їжаків. Унаслідок мікрофауністичного

аналізу змішаний характер комплексів виявлено у таких групах викопних, як форамініфери, остракоди, черевоногі й двостулкові молюски, моховатки, серед них важливе біостратиграфічне значення для сармату мають: Foraminifera: *Anomalinoides dividens* (Luchkowska, 1967) (рис. 8), *Globorotalia menardii* (d'Orbigny in Parker, Jones et Brady, 1865) (рис. 11), *Elphidium reginum* (d'Orbigny), *E. hauerinum* (d'Orbigny),

*Porosononion granosum* (d'Orbigny) та ін.); Mollusca: *Mohrensternia*, *Ervilia*, *Mactra* – *Ervilia dissita* (Eichwald), *Ervilia trigonula* Sokolov, *Sarmatimactra vitaliana* (d'Orbigny), *S. eichwaldi* (Laskarev), *Venerupis gregarius ponderosus* (d'Orbigny), *V. gregarius gregarius* (Goldfuss), *Mohrensternia banatica* Jekelius, *Granulolabium bicinctum* (Brocchi), *Hydrobia frauenfeldi* (Hoernes), *Agapilia picta* (Ferussac), *Cerithium rubiginosum* Eichwald, *Duplicata duplicata* (Sowerby), *Potamides disjunctus* (Sowerby), *Gibbula buchi* (Dubois), *Mitrella agenta* Harzhauser et Kowalke; Ostracoda: *Cytheridea hungarica* (Zalányi), *Aurila mehesi* (Zalányi), *Aurila merita* (Zalányi), *Loxoconcha schmidi* Cernajsek, *Hemicytheria omphalodes omphalodes* (Reuss), *Callistocythere* sp., *Xestoleberis glaberescens* (Reuss), за якими у багатьох регіонах, що належать Центральному Паратетису, виділено зони [14, 15, 17, 20–22, 25, 30, 33, 34, 37, 39, 44].

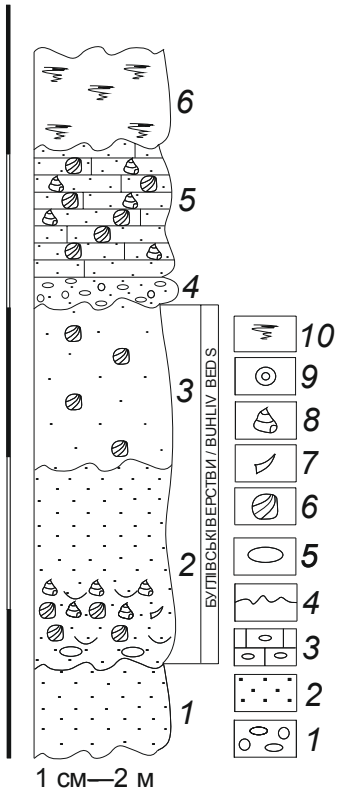
У Середземноморському, Карибському, Індо-Тихоокеанському регіонах вид планктонної форми фораміфер *Globorotalia menardi* має значне поширення і належить до виду-космополіту. На рис. 12 показано його положення у біостратиграфічних схемах

| Регіони / Геол. вік | | Meditterranean | Meditterranean | Trinidad Caribbean Sea | Indo-Pacific | Meditterranean Indo-Pacific |
|---|---|---|---|---|---|---|
| Автори | | Bizon, 1972 | Iaccarino S., Salvatorini G., 1982; Iaccarino S., 1985 | Bolli H. M., Saunders J. B., 1985 | Kennett J. P., Keller G., Srinivasan M. S., 1985 | Boudagher-Fadel M., 2015 |
| Тортон | Сармат | | Globorotalia menardi | Globorotalia menardi | Globorotalia menardi | Globorotalia menardi |
| Серавалій | | Globorotalia menardi | | | | |
| Лангій | Баденій | | | | | |

Рис. 12. Положення біостратиграфічної зони *Globorotalia menardi* у схемах Середземномор'я, Атлантичного й Тихого океанів [14, 15]

Європи, Центральної Америки й Індо-Тихоокеанському басейні. Космополітизм таксона дає можливість зіставляти розрізи віддалених територій. Вперше представники *Globorotalia menardi* з'являються у пізньому баденії і продовжують своє існування у сарматі. Аналіз матеріалу буглівських верств сприяв виявленню різниці у морфології скелетів між формами баденію і сармату. Так, для баденських особин властиві наявність кіля, менша кількість камер в останньому завитку (6–7), і дрібніший розмір решток, у той час як сарматські безкілеві, з більшим числом камер в останньому завитку (8–9) і більших розмірів. Іншою ознакою різного віку цього виду є степінь збереження скелета – баденські характеризуються міцним і товстим скелетом (непрозорі, стінка жовтуватого забарвлення); сарматські мають тонкий, крихкий, білий, напівпрозорий скелет. Такі зміни у будові можуть свідчити про екологічні зміни морського басейну на межі баденію/сармату.

ISSN 2078-6425. Вісник Львівського університету. Серія геологічна. 2019. Вип. 33




Проведений аналіз мікрофосилій з буглівських верств (рис. 13) і визначення критеріїв їхньої ідентифікації дав можливість автору підтвердити позицію В. Д. Ласкарєва [5 та ін.] щодо уявлення, розуміння, обсягу і стратиграфічного положення стратону і доповнити їхню характеристику.

Виявлені асоціації мікрофауни буглівських верств мають чітко виражені стратиграфічні, біостратиграфічні, фаціальні і палеоекологічні критерії.

Стратиграфічний критерій – з незгідністю ерозійно-регресивного типу БВ залягають на підстильних різновікових стратонах баденію і перекриті з перервою молодшими утвореннями сармату; це перехідні верстви між баденієм і сарматом, містять змішаний різновіковий комплекс мікрофосилій (реліктові форми баденію з появою елементів сарматської мікрофауни).

За біостратиграфічним критерієм цей стратиграфічний підрозділ, відповідно до СКУ, 2012 [8, с. 25], може бути виділений в екоінтервал, оскільки характеризується багатьма спорідненими екозонами (виявлені в усіх вивчених систематичних групах), які контактують у розрізі (екозона – сукупність гірських порід, що містить органічні рештки, які відображають певну прижиттєву екологічну асоціацію давніх організмів чи тафономічні особливості ориктоценозу. Споріднені екозони, які контактують у розрізі, можуть бути об’єднані в екоінтервали).

Рис. 13. Стратиграфічне положення, вік та обсяг буглівських верств за дослідженнями автора
Умовні позначення див. на рис. 10

Фаціальний критерій – містять змішаний комплекс викопних різної фаціальної належності – передрифової, влесне рифової і зарифової фацій органогенних споруд. Змішані комплекси характерні для передрифових фацій. Сформувалися внаслідок руйнування рифової структури головного пасма Медоборів.

Палеоекологічний критерій – БВ – особлива опріснена (солонуватоводна, міксомезогалінна) фація частини пізнього баденію/раннього сармату, в якій поєднані морські та еврігалинні представники.

**Баденій/сарматська межа у регіональному аспекті.** Подія, що проявилася на межі баденію/сармату в регіонах, які належали Центральному Паратетису, синхронна і має чіткі регіональні ознаки, однак оцінки її віку діахронні у часі. Вони коливаються в межах 12,7 млн років на підставі кореляцій з глобальним рівнем низького стояння [25, 30, 32] (Harzhauser & Piller 2004; Piller et al. 2007; Paulissen et al. 2011) до 13,32 млн років при зіставленні з астрономічними датуваннями [29] (Lirer et al. 2009). Більшість цих вікових моделей ґрунтується на геологічних даних вивчення мілководних, окраїнних суббасейнів західних регіонів Центрального Паратетису, де рівень БСПЗ/BSEE маркується ерозійно-регресивним типом межі в осадовому чохлі.

Важливим у визначенні і датуванні межі баденію/сармату було віднайти відповідні рівні кореляції між послідовними циклами (евстатичними рівнями) стояння моря, магніто- і біостратиграфією та вулканічними циклами альпійської орогенної стадії складчастості. Так, найбільша частина (максимум трансгресії) пізнього баденію може корелюватися з третім циклом рівня моря (ТГ/ТВ 2,5 за (Haq et al. 1988)), який був відкалібрований відповідно до нових часових рамок, з використанням магнітостратиграфічних маркерів, як синхронну подію дл`я основи сармату приблизно 12,7–12,8 млн років, до чого схилялися й інші автори [28]. Таким способом, межа баденію/сармату була розміщена в рамках 12,829 млн років, які є вершиною полярності хрону C5Ar.2n (Ogg, 2012). Ці датування підтримували й інші автори (Piller et al. 2007; De Leeuw et al. 2012, 2013), оскільки вони добре зіставлялися з Mi4 (Turco et al., 2001), що збігається з найнижчим рівнем стояння моря С3 Атлантики (Kominz et al. 2008) і наближає межу баденію/сармату до межі секвенсу Ser 3 (Hardenbol et al., 1998) і становить приблизно 12,7 млн років (табл. 4; рис. 2) [30].

*Таблиця 4*

Модель вікового датування баденій-сарматської події вимирання (БСПВ/BSEE)

| № з/п | Вік, млн років | Автор | Метод | Лімітотип |
|---|---|---|---|---|
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
| 1 | 12,829 | Hohenegger, 2014 [28] | Кореляції між третім циклом морського рівня (ТБ 2,5 за Haq et al. 1988) і магнітостратиграфія у верхах полярності хрону C5Ar.2n (Ogg, 2012). | Фіксування перерви на рівні БСПЗ/BSEE. |
| 2 | 12,80 | De Leeuw et al., 2013 [19] | Біо-магнетостратиграфія в Трансильванському басейні. | Перерва в даних на рівні БСПЗ/BSEE – низька роздільна здатність. |
| 3 | 13,15 | Selmeczi et al., 2012 [39] | Біо-магнітостратиграфія у керні свердловин. | Фіксування перерви на рівні БСПЗ/BSEE. |
| 4 | 12,735 – 12,474 | Paulissen et al., 2011 [32] | Кореляція БСПВ (BSEE) з магнітохроном C5Ar.1r. | Перерви та труднощі у співвідношеннях на рівні БСПЗ/BSEE. |
| 5 | <13,13 | Śliwiński, 2015 [30] | Радіометричне датування рівнів попелу, давніших, ніж БСПВ (BSEE). | Недостатньо ознак для забезпечення віку. |
| 6 | 12,73 | Hohenegger, 2009 [27] | Кореляція з уточненим третім секвенсом ТВ2,6 (Haq et al., 1988). | Фіксування перерви на рівні БСПЗ/BSEE. |

| | | | | |
|---|---|---|---|---|

*Закінчення таблиці 4*

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
|---|---|---|---|---|
| 7 | 13,32 | Lirer et al., 2009 [29] | Астрономічне датування за співвідношенням між орбітально налаштованим середнім і раннім пізньоміоценовим рівнем у Центральному Паратетисі й астрономічно відкаліброваним середземноморським складним рівнем у глибоководних морях. | Не виняток, що дані свердловини приховані за перервою на цьому вирішальному рівні. |
| 8 | 12,72 | Piller et al., 2007 [34] | Кореляції з низькими рівнями стояння моря, такими як гляціоевстатична ізотопна подія MSi-3 (Abreu, Haddad, 1998). | Фіксування перерви на рівні БСПЗ/BSEE. |
| 9 | 13,00 | Westerhold et al., 2005 [42] | Кореляції з бентосними форамініферами δ18O до події Mi4 – один з коротких періодів зледеніння в міоцені (Mievents), описаний Miller et al. (1991). | Фіксування перерви на рівні БСПЗ/BSEE. |
| 10 | 12,86±0,7 – 12,77±0,63 | Приходько, Пономарьова, 2018 [7] | Кореляція з вулканічними циклами (радіометричне датування) орогенної стадії в Карпатській складчастій системі (Закарпатський прогин). | Фіксування перерви на рівні БСПЗ/BSEE. |
| 11 | 12,77±0,63 – 12,5 | Тузяк, 2019 | Біостратиграфічні критерії в межах Поділля (бентонітовий шар, перша поява *Anomalinoides dividens*, дві генерації планктонних форм *Globorotalia menardii*) | Фіксування перерви на рівні БСПЗ/BSEE. |

**Баденій/сарматська межа у місцевому аспекті**. В межах заходу України (Центральний Паратетис) межа баденію/сармату – це ерозійно-регресивна перерва, що має різну фаціальну природу. На більшості території вона фіксується прошарками (3–8 см) бентонітової глини рудого забарвлення (сформувалася в процесі гальміролізу вулканічного попелу, який надходив у седиментаційні басейни повітряним шляхом), яка не

містить фосилій; лімонітизованими пісками, пісковиками; змішаними комплексами фауни (буглівські верстви); закарстованою поверхнею (корою звітрювання) в межах поширення карбонатних порід (рифові системи) або вапнистих пісковиків з утворенням рельєфу карстового походження [13, 23, 24, 33 та ін.]. Ця межа має важливе прикладне значення – з нею пов'язані промислові поклади вуглеводнів (Передкарпатський прогин (Україна, Польща)).

Існує проблема визначення її абсолютного віку. Так, у межах заходу України (Закарпатський прогин) внаслідок вивчення вулканічних циклів альпійського орогенезу [7] виділено три стадії: 1) від туфів (подекуди лав) ріоліту й ріодациту новоселицької світи (й терешульської товщі) нижнього баденію до андезитів та їх туфів нижньодоробратівської підсвіти нижнього сармату; 2) від туфів ріоліту нижньодоробратівської підсвіти (верхня частина нижнього сармату) до андезитів та їх туфів верхньодоробратівської підсвіти (нижній сармат); 3) від ріолітів та їх туфів верхів верхньодоробратівської підсвіти й луківської світи (нижній сармат) до андезитів та їх туфів алмаської світи середнього сармату.Продукти вулканічної діяльності піддано радіометричному датуванню, внаслідок чого з'ясовано, що їх вік коливається в широких межах від 13,8±1,2 до 9,49±0,60 млн років. Це стало підставою для виділення внутрішньої вулканічної дуги (район Берегова), перехідної смуги (Мукачівська депресія) і зовнішньої вулканічної дуги (Вигорлат-Гутинське пасмо). Так, у межах внутрішньої вулканічної дуги всі вулканоструктури мають ранньосарматський вік. Продукти вулканічної діяльності кислого складу датуються раннім баденієм–низами раннього сармату і належать достатньо віддаленим від тутешніх місць вулканам Північно-Східної Угорщини й Північно-Західної Румунії. Вулканіти кислого складу, виявлені тут, належать до початкової фази третьої стадії. Абсолютний вік становить 13,8±1,2 (дацит, діорит) до 12,86±0,7 (андезит) млн років (вулканіти кисло-середнього складу).

Вулканотектонічні структури перехідної смуги, сформовані у завершальну фазу першої й другої, а також третьої вулканічної підстадій і датуються ранньо-, середньосарматським або ранньопанонським віком. У напрямі від внутрішньої до зовнішньої вулканічної дуги простежується омолодження вулканоструктур від ранньосарматських до ранньопанонських. Абсолютний вік становить 12,77±0,63 (ріоліт) до 10,28±0,43 (андезито-базальт) млн років (вулканіти кисло-середньо-основного складу).

Усі відомі вулканоструктури зовнішньої вулканічної дуги сформовані у завершальну фазу третьої і четвертої вулканічних підстадій; їх вік визначений як середній сармат–панон. Абсолютний вік становить 11,5±0,5 (гранодіорит) до 9,49±0,60 (андезит) млн років (вулканіти кисло-середнього складу).

Кекуючись тим, що територія Закарпатського прогину також була складовою частиною Центрального Паратетису, а процеси, які відбулися в Карпато-Балканській складчастій системі впливали на весь його басейн, то прояв подій матиме синхронний характер. Так, на межі баденію/сармату у Закарпатському прогині відбулося загальне підняття для всієї Солотвинської западини (завершення осадонакопичення), перший прояв процесів соляного діапіризму. У Мукачівській депресії синхронно з ним пройшов потужний спалах вулканічної активності, що зумовив утворення вулканічних осередків, виверження вулканів та формування субвулканічних інтрузій. Таким способом, вік межі баденію/сармату становитиме 12,77±0,63–12,5 млн років.

Отже, на межі баденію/сармату відбулися події (рис. 14), які сприяли зміні фізичних, хімічних і біотичних чинників у морському середовищі і в осадовому чохлі визна-

чаються комплексом літолого-седиментаційних, біостратиграфічних, палеоекологічних критеріїв.

**Палеоекологічні особливості й еволюція баденій-сарматського басейну седиментації.** Упродовж міоцену територія платформної України – це окраїнно-морські басейни з прибережно-морськими умовами, які характеризувалися різкими змінами положення берегової лінії, її міграцією, формуванням відкладів у різнофаціальних умовах і, як наслідок, нерівномірним розподілом фауни, або її змішаними комплексами, незгідними геологічними межами між стратонами. Вивчений комплекс викопних організмів характерний для нормально-морських умов. Цілковиту відсутність стеногалінної біоти, можливо, зумовлено зміною складу морської води в кінці баденію. Ці зміни могли бути спричинені тектонічними подіями та формуванням біогенної системи Медоборів (довжиною 200–300 км і шириною 30–40 км, сформованих у пізньому баденії–сарматі), які відділяли глибоководніше середовище морського басейну Передкарпаття [33] і сприяли падінню морського рівня і ліквідації зв'язків з Середземноморським/Індо-Тихоокеанським басейнами. Внаслідок цього відбулося опріснення залишкових морських вод випаданням атмосферних опадів та надходженням континентальних річкових вод, що й створило умови для розвитку еврігалинної біоти. Відновлення в подальшому зв'язків з тропічними й субтропічними морськими басейнами зумовило надходження в ізольовані епіконтинентальні водойми нормально-морської фауни. Наприклад, *Ervilia* і

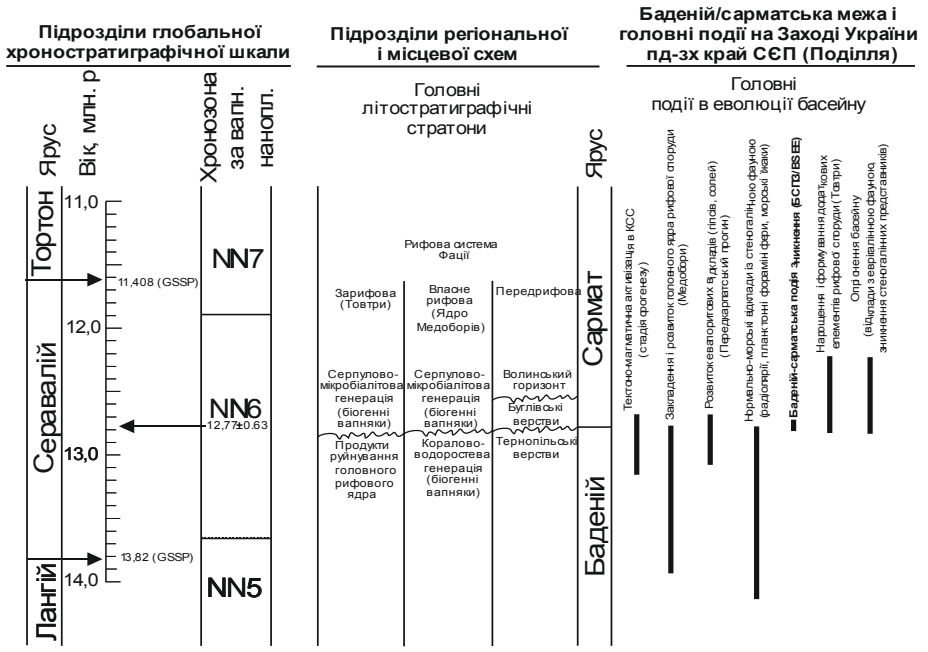



Рис. 14. Регіональна і місцева стратиграфія Центрального Паратетису на межі баденій/сармат і прояв головних подій на Заході України (Поділля) (пд.-зх. край СЄП) та зіставлення із стандартною глобальною хроностратиграфією

*Mactra* відображають мілководні високоенергетичні умови, вміст карбонатів, субтропічний клімат. Подібні умови потрібні для форамініфер, надійним індикатором яких є знахідки планктонної форми *Globorotalia menardii* (Globorotalia характерні для глибоководної частини зовнішнього шельфу (неритової зони)) [15, 16] та інших бентосних видів, які свідчать про відновлення зв'язків з Середземноморським/Індо-Тихоокеанським басейнами. Описана обстановка не обмежується територією Поділля, оскільки подібні середовища відомі на теренах Польщі, Румунії, Чехії, Хорватії і Східного Паратетису, що свідчить про регіональні, а не локальні тенденції розвитку басейну Центрального Паратетису на межі баденію/сармату [17, 20, 21, 23, 25, 27, 28, 30, 43, 44 та ін.].

Акумулятивний органогенно-детритовий шар, складений переважно макрофосиліями баденію, кременисті конкреції в основі буглівських верств та релікти баденських викопних у структурі мікрофауністичних комплексів раннього сармату свідчить про ерозію верхньобаденських відкладів, що є ознакою високоенергетичного середовища.
Аналіз систематичного складу та ступеня збереження фосилій (див. табл. 2, 3; рис. 7) свідчить про пониження солоності морського басейну до 18–16 ‰ [25, 30, 34, 44 та ін.], а наявність у комплексах представників форамініфер зарифових, рифових і передрифових фацій – про існування рифових структур (біогермів) у пізньому баденії. Оолітові вапняки, онкоїди свідчать про сповільнення циркуляції водних мас унаслідок існування піщаних барів [17, 20, 30 та ін.], які водночас з тектонічними стали одними з головних чинників припинення зв'язків з басейнами Середземномор'я та Східного Паратетису до кінця сармату. Екологічні умови (надходження прісних вод, активна циркуляція і високий вміст кисню) зумовили розвиток різноманітної в систематичному складі (форамініфери, молюски, остракоди, моховатки, серпуліди) фауни з ознаками еврігалінності.

**Висновки**. Проведені попередні дослідження ***буглівських верств*** (на прикладі розрізу с. Ванжулів) дали можливість з'ясувати дискусійні питання щодо геологічного віку, обсягу та стратиграфічного положення у РСШ і МХСШ, визначити їхній генезис та палеоекологічні умови утворення.

1. На підставі виявлення і вивчення систематичного складу мікрофосилій (форамініфер, коралів, молюсків, моховаток, остракод, поліхет) і степеня збереження їхніх решток значно доповнено характеристику цього стратону і підтверджено раніше отримані результати.

2. Визначено стратиграфічні, біостратиграфічні, фаціальні й палеоекологічні критерії ідентифікації буглівських верств. До стратиграфічних належать змішані комплекси баденію–сармату, головними ознаками діагностики яких є систематичний склад – поява сарматських елементів серед переважаючих баденських; степінь збереження фосилій – заміщення стінки скелетів, товщина стінки таксонів та їх скульптура (орнаментація), розміри таксонів, сліди механічного пошкодження решток; за біостратиграфічними ознаками буглівські верстви можуть бути виділені в обсязі екоінтервалу, оскільки об'єднують низку споріднених екозон; палеоекологічні охоплюють появу/зникнення скелетних елементів у таксонів, товщину стінки скелетів; наявність видів двох генерацій; палеогеографічні характеризуються зміною морських умов опрісненими, поновленням/припиненням зв'язків з Середземноморським/Індо-Тихоокеанським басейнами; за фаціально-еколонічним зонуванням в межах рифових систем буглівські верстви представляють собою передрифову фацію рифової системи Медобори-Товтри.

3. Мікрофауністичні комплекси як й асоціація макрофосилій складена рештками змішаного (різновікового й різнофаціального) типу.

ISSN 2078-6425. Вісник Львівського університету. Серія геологічна. 2019. Вип. 33

4. Буглівські верстви можна розглядати у двох аспектах – як місцеву стратиграфічну одиницю (стратотип верств) і регіональну – межа баденію/сармату – баденій/сарматська подія зникнення (БСПЗ/BSEE) типових морських (стеногалінних) представників – планктонних форамініфер, радіолярієвих, коралових, єхіноїдних. [1, 4, 5, 10 та ін.].

Роботу виконано внаслідок співпраці з Польським Геологічним Інститутом ПАН (Краків, Польща). Автор вдячний доктору геологічних наук П. Гедлу за сприяння у проведенні досліджень.

СПИСОК ВИКОРИСТАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ

1. Бугловские слои миоцена (Материалы Всесоюзного симпозиума. Львов 6–16 сентября 1966 г.). – Киев : Наук. думка, 1970. – 279 с.
2. *Венглинский И. В.* Стратотипы миоценовых отложений Волыно-Подольской плиты, Предкарпатского и Закарпатского прогибов / И. В. Венглинский, В. А. Горецкий. – Киев : Наук. думка, 1979. – 176 с.
3. *Кульчицкий Я. О.* Двустворчатые и брюхоногие моллюски из сармата Предкарпатского и Закарпатского прогибов и их стратиграфическое значение / Я. О. Кульчицкий, А. Я. Кульчицкий // Палеонтол. сб. – 1983. – № 20. – С. 50–58.
4. *Ласкарев В. Д.* О сарматских отложениях, некоторых мест Волынской губернии / В. Д. Ласкарев // Зап. Новорос. о-ва естествоиспытателей. – 1897. – № 21. – Вып. 2. – С. 89–115.
5. *Ласкарев В. Д.* Фауна бугловских слоев Волыни / В. Д. Ласкарев. – СПб., 1903. – 126 с.
6. *Присяжнюк В.* О переходных слоях рр. Ушицы и Ушки В. Д Ласкарева. В сб.: Materialete conferintei stiintifice nationale cu participare internationala “Mediul si Dezvoltarea durabila”. Editia a III-a consacrata aniversarii a 80 ani de la nasterea prof. univ., dr. hab. Alexandru Lungu. 06–08 octombrie 2016. – 2016. – P. 53–56.
7. *Приходько М. Г.* Гелогічна будова Закарпатського прогину : монографія / М. Г. Приходько, Л. Д. Пономарьова. – Київ : УкрДГРІ, 2018. – 84 с.
8. Стратиграфічний кодекс України / відп. ред. П. Ф. Гожик. – 2-е вид. – К., 2012. – 66 с.
9. *Тузяк Я.* Баденій-сарматська регіональна подія зникнення як критерій для проведення границі в межах Поділля / Я. Тузяк // Розвиток промисловості та суспільства. Секція 5. Геологія та прикладна мінералогія. 22–24 травня 2019 р. Матеріали конференції. – Кривий Ріг, 2019. – С. 44–48.
10. *Тузяк Я.* Буглівські верстви (міоцен, неоген) Тернопільської області – комплексна геологічна пам’ятка природи: стан охорони і перспективи рекреаційного використання / Я. Тузяк // Матеріали восьмої науково-практичної конференції “Мінерально-сировинні багатства України: шляхи оптимального використання” (4 жовтня 2019 року смт Хорошів). – Київ, 2019. – С. 122–132.
11. *Тузяк Я.* Границя баденію/сармату (неоген, міоцен): проблеми і критерії проведення (на прикладі розрізу с. Ванжулів Тернопільської обл.) / Я. Тузяк // Актуальні проблеми та перспективи розвитку геології: наука й виробництво. Матеріали VI Міжнародного геологічного форуму (17–22 червня 2019 р., м. Одеса, Україна). – Київ : УкрДГРІ, 2019. – С. 218–221.

12. *Тузяк Я.* Подія на границі баденій/сармат в межах Поділля: палеогеографічні та палеоекологічні зміни в Центральному Паратетисі / Я. Тузяк // Здобутки та перспективи розвитку геологічної науки в Україні : зб. тез наук. конф., присв. 50-річчю Інституту геохімії, мінералогії та рудоутворення імені М. П. Семененка (Київ, 14–16 травня 2019 р.) : Т. 2. (НАН України, Ін-т геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М. П. Семененка. – Київ, 2019. – С. 229–231.
13. *Тузяк Я.* Теоретичні і прикладні аспекти виявлення і проведення геологічних меж в осадово-шаруватих системах / Я. Тузяк // Вісник Львівського ун-ту. Сер. геолог. – 2018. – Вип. 32. – С. 63–83.
14. *Bolli H. M.* Oligocene to Holocene low latitude planktic foraminifera. In: H. M. Bolli, J. B. Saunders, K. Perch-Nielsen (Eds.). Plankton Stratigraphy ; Cambridge University Press. – Cambridge, 1985. – P. 155–262.
15. *Boudagher-Fadel M.* Biostratigraphical and geological significance of planktonic foraminifera. Updated second edition / M. Boudagher-Fadel – UCLPRESS. – University College London. – 2015. – 298 p.
16. *BouDagher-Fadel M. K.* Evolution and Geological Significance of Larger Benthic Foraminifera. Second edition / M. K. Boudagher-Fadel– UCL Press. – London, 2018. – 693 p.
17. *Brânzilă M.* Micropalaeontologic content of the Sarmatian from Southern Moldavian platform – a Backbulge depozone / M. Brânzilă, G. Chirilă, M. Jitaru // Acta Palaeontologica Romaniae. – Vol. 7. – 2011. – P. 45–59.
18. *Cicha I.* Sur la position du Miocene de la Paratcthys Central dans les cadre du Tertiaire de l'Europe / I. Cicha, J. Seneš // Geologicky Sbornik. – Vol. 19. – N 1. – 1968. – P. 95–116.
19. *De Leeuw A.* Paleomagnetic and chronostratigraphic constraints on the middle to late Miocene evolution of the Transylvanian basin (Romania): Implications for central Paratethys stratigraphy and emplacement of the Tisza-Dacia plate / A. De Leeuw, S. Filipescu, L. Matenco, W. Krijgsman, K. Kuiper, M. Stoica // Global and Planetary Change. – Vol. 103. – N 1. – 2013. – P. 82–98.
20. *Filipescu S.* New Paratethyan biozones of planktonic foraminifera described from the Middle Miocene of the Transylvanian Basin (Romania) / S. Filipescu, L. Silye // Geologica Carpathica. December – 2008. – Vol. 59. – N 6. – P. 537–544.
21. *Fordinal K.* Early Sarmatian biota in the northern part of the Danube Basin (Slovakia) / K. Fordinal, K. Zágoršek, A. Zlinská // Geologica Carpathica. April – 2006. – Vol. 57. – N 2. – P. 123–130.
22. *Gebhardt H.* The initial phase of the early Sarmatian (Middle Miocene) transgression. Foraminiferal and ostracod assemblages from an incised valley fill in the Molasse Basin of Lower Austria / H. Gebhardt, I. Zorn, R. Roetzel // Austrian Journal of Earth Sciences. – Vienna, 2009. – Vol. 102. – N 2. – P. 100–119.
23. *Górka M.* The Medobory Hills (Ukraine): Middle Miocene Reef Systems in the Parathetys, their biological diversity and lithofacies / M. Górka, B. Studencka, M. Jasionowski, U. Hara, A. Wysocka, A. Poberezhskyy // Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego. – N 449. – 2012. – P. 147–174.
24. *Hara U.* The Early Sarmatian bryozoan Celleporina medoborensis sp. nov. from the Medobory reefs of west ern Ukraine (Cen tral Paratethys) / U. Hara, M. Jasionowski // Geological Quarterly. – 2012. – Vol. 56. – N 4. – P. 895–906.

25. *Harzhauser M.* Integrated stratigraphy of the Sarmatian (Upper Middle Miocene) in the western Central Paratethys / M. Harzhauser, W. E. Piller // Stratigraphy. – Vol. 1. – N 1. – 2004. – P. 65–86.
26. *Hayward B. W.* World Foraminifera Database / B.W. Hayward, F. Le Coze, D. Vachard, Gross O. – 2019 [Electronic resource] – Accessed mode: http: // www.marinespecies.org/aphia.php?p=taxdetails&id=113497.
27. *Hohenegger J.* The Styrian Basin: A key to the Middle Miocene (Badenian/Langhian) Central Paratethys transgressions / J. Hohenegger, F. Rögl, S. Coric, P. Pervesler, F. Lirer, R. Roetzel, R. Scholger, K. Stingl // Austrian Journal of Earth Sciences. – 2009. – Vol. 102. – N 1. – P. 102–132.
28. *Hohenegger J.* Timing of the Middle Miocene Badenian Stage of the Central Paratethys / J. Hohenegger, S. Ćorić, M. Wagreich // Geologica Carpathica. February – 2014. – Vol. 65. – N 1. – P. 55–66.
29. *Lirer F.* Astronomically forced teleconnection between Paratethyan and Mediterranean sediments during the Middle and Late Miocene / F. Lirer et al. // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. – 2009. – Vol. 275. – N 1–4. – P. 1–13.
30. *Palcu D. V.* The Badenian-Sarmatian Extinction Event in the Carpathian foredeep basin of Romania: paleogeographic changes in the Paratethys domain / D. V. Palcu, M. Tulbure, M. Bartol, T. J. Kouwenhoven, W. Krijgsman // Global and Planetary Change. – 2015. – P. 36.
31. *Papp A.* Zur Nomenklatur des Neogens in Österreich / A. Papp et al. // Verh. Geol. Bundesanst. – 1968. – P. 9–27.
32. *Paulissen W.* Integrated high-resolution stratigraphy of a Middle to Late Miocene sedimentary sequence in the central part of the Vienna Basin / W. Paulissen et al. // Geologica Carpathica. – 2011. – Vol. 62. – N 2. – P. 155–169.
33. *Peryt D.* Sarmatian foraminiferal assemblages of cavern fillings in the Badenian reefs of Medobory (Polupaniwka, Western Ukraine) / D. Peryt, M. Jasionowski // Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego. – N 449. – 2012. – P. 175–184.
34. *Piller W. E.* The myth of the brackish Sarmatian Sea / W. E. Piller, M. Harzhauser // Terra Nova. – Vol. 17. – 2005. – P. 450–455.
35. *Popov S. V.* Late Miocene to Pliocene palaeogeography of the Paratethys and its relation to the Mediterranean / S. V. Popov, I. Shcherba, L. Ilyina, L. Nevesskaya, N. Paramonova, S. Khondkarian, I. Magyar // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. – 2006. – Vol. 238. – N 1–4. – P. 91–106.
36. *Popov S. V.* Eastern Paratethys stratigraphic scale of Neogene: correlation possibilities / S. V. Popov et al. // Abstr. 14th RCMNS congress, 8–12 September 2013, Istanbul (Turkey).
37. *R□gl F.* Foraminiferal paleoecology and biostratigraphy of the Mühlbach section (Gaindorf Formation, Lower Badenian), Lower Austria / F. R□gl, S. Spezzaferri // Ann. Naturhist. Mus. Wien. Mai. – 2003. – N 104. – P. 23–75.
38. *R□gl F.* Vom Zerfall der Tethys zu Mediterran und Paratethys. Die Neogene Palaeogeographie und Palinspastik des zirkummediterranen Raumes / F. R□gl, F. F. Steininger // Annales Naturhistorischen Museum Wien. – 1983. – N 85. – P. 135–163.
39. *Selmeczi I.* Correlation of bio- and magnetostratigraphy of Badenian sequences from western and northern Hungary / I. Selmeczi, M. Lantos, M. Bohn-Havas, A. Nagymarosy, E. Szegö // Geologica Carpathica. – 2012. – Vol. 63. – N 3. – P. 219–232.

40. *Senes J.* Paläogeographie des Westkarpatischen Raumes in Beziehung zur übrigen Paratethys im Miozän / J. Senes // Geologické Práce. – 1961. – N 60. – P. 1–56.
41. *Szczechura J.* Palaeoenvironments of the Middle Miocene evaporite-bearing deposits from the Działoszyce Trough, Carpathian Foredeep, Poland, based on microfaunal studies / J. Szczechura // Gcol. Quart. Warszawa. – 2000. – Vol. 44. – N 2. – P. 119–135.
42. *Westerhold T.* Middle to late Miocene oxygen isotope stratigraphy of ODP site 1085 (SE Atlantic): new constrains on Miocene climate variability and sea-level fluctuations / T. Westerhold, B. Torsten, U. Röhl // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. – 2005. – Vol. 217. – N 3–4. – P. 205–222.
43. *Vrsaljko D.* Middle Miocene (Upper Badenian/Sarmatian) Palaeoecology and Evolution of the Environments in the Area of Medvednica Mt. (North Croatia) / D. Vrsaljko, D. Pavelić, M. Miknić, M. Brkic, M. Kovacic, I. Hećimović, V. Hajek-Tadesse, R. Avanić, N. Kurtanjek // Geologia Croatica. Zagreb. – 2006. – Vol. 59. – N 1. – P. 51–63.
44. *Wysocka A.* The Middle Miocene of the Fore-Carpathian Basin (Poland, Ukraine and Moldova) / A. Wysocka, A. Radwanski, M. Gorka, M. Babel, U. Radwanska, M. Zlotnik // Acta Geologica Polonica. – 2016. – Vol. 66. – N. 3. – P. 351–401.

## References

1. Buhlovskie sloi miocena (Materialy Vsesouznogo simpoziuma. Lvov 6–16 sentyabrya 1966 g.). – Kiev : Nauk. dumka, 1970. – 279 s.
2. *Venglinskiy I. V.* Stratotipy miocenovyh otlozheniy Volyno-Podolskoy plity, Predkarpatskogo i Zakarpatskogo progibov / I. V. Venglinskiy, V. A. Horetskiy. – Kiev : Nauk. dumka, 1979. – 176 s.
3. *Kul'chitskiy Ya. O.* Dvustvorchatye i bruchonogie molluski iz sarmata Predkarpatskogo i Zakarpatskogo progibov i ih stratigraficheskoe znachenie / Ya. O. Kul'chitskiy, A. Ya. Kul'chitskiy // Paleontol. sb. – 1983. – № 20. – S. 50–58.
4. *Laskaryev V. D.* O sarmatskih otlozheniyah, nekotoryh mest Volynskoy gybernii / V. D. Laskaryev // Zap. Novoros. o-va yestestvoispytateley. – 1897. – N 21. – Vyp. 2. – S. 89–115.
5. *Laskaryev V. D.* Fauna buhlovskih sloyev Volyni / V. D. Laskaryev. – SPb., 1903. – 126 s.
6. *Prysyazhnuk V.* O perehodnyh sloyah rr. Ushitcy i Ushki V. D. Laskaryeva. V sb.: Materialete conferintei stiintifice nationale cu participare internationala "Mediul si Dezvoltarea durabila". Editia a III-a consacrata aniversarii a 80 ani de la nasterea prof. univ., dr. hab. Alexandru Lungu. 06–08 octombrie 2016. – 2016. – P. 53–56.
7. *Pryhod'ko M. H.* Geologichna budova Zakarpatskogo progynu : monografiya / M. H. Pryhod'ko, L. D. Ponomapyova. – Kyiv : UkrDGRI, 2018. – 84 s.
8. Stratigraphic code of Ukraine (Stratigrafichniy kodeks Ukrainy) / resp. editor P. F. Gozhyk. 2-nd edition. – Kyiv, 2012. – 66 p.
9. *Tuzyak Ya.* Badeniy-sarmatc'ka podiya znyknennya yak kryteriy dlya provedennya granyci v mezhah Podillya / Ya. Tuzyak // Rozvytok promyslovosti ta suspil'stva. Sekciya 5. Geologiya ta prykladna mineralogiya. 22–24 travnya 2019 r. Materialy konferencii. Kryvyi Rig, 2019. – S. 44–48.
10. *Tuzyak Ya.* Buhliv beds (Miocene, Neogene) of Ternopil region – complex geological monument nature: condition of concervation and prospects of recreational use / Ya. Tuzyak // Materialy vos'moi naukovo-practychnoi konferencii "Mineral'no-

syrovynni bagatstva Ukrainy: shlyahy optymal'noho vykorystannya" (4 zhovtnya 2019 r. smt Horoshiv). – Kyiv, 2019. – S. 122–132.

11. *Tuzyak Ya*. Badenian/Sarmatian boundary (Neogene, Miocene): problems and criteria of carrying out (on the example of villige Vanzhuliv section, Ternopil region) / Ya. Tuzyak // Aktual'ni problemy ta perspektyvy rozvytku geologii: nauka i vyrobnytstvo. Materialy VI Mizhnarodnogo geologichnogo forumu (17–22 chervnya 2019 r., m. Odesa, Ukraina). – Kyiv : UkrDGRI, 2019. – S. 218–221.
12. *Tuzyak Ya*. Podiya na granyci badeniy/sarmat v mezhah Podillya: paleogeografichni ta paleoekologichni zminy v Central'nomu Paratetysi / Ya. Tuzyak // Zdobutky ta perspektyvy rozvytku geologichnoi nauky v Ukraini: zb. tez nauk. konfer., prysvyach. 50-richchu Instytutu geohimii, mineralogii ta rudoutvorennya imeni M. P. Semenenka (Kyiv, 14–16 travnya 2019 r.) : T. 2. (NAN Ukrainy, In-t geohimii, mineralogii ta rudoutvorennya imeni M.P. Semenenka. – Kyiv, 2019. – S. 229–231.
13. *Tuzyak Ya*. Theoretical and applied aspects of identification and carrying out geological boundaries in sedimentary and layered systems / Ya. Tuzyak // Visnyk of the Lviv University. Series Geology. – 2018. – Issue 32. – P. 63–83.
14. *Bolli H. M.* Oligocene to Holocene low latitude planktic foraminifera. In: H. M. Bolli, J. B. Saunders, K. Perch-Nielsen (Eds.). Plankton Stratigraphy ; Cambridge University Press. – Cambridge, 1985. – P. 155–262.
15. *Boudagher-Fadel M.* Biostratigraphical and geological significance of planktonic foraminifera. Updated second edition / M. Boudagher-Fadel – UCLPRESS. – University College London. – 2015. – 298 p.
16. *BouDagher-Fadel M. K.* Evolution and Geological Significance of Larger Benthic Foraminifera. Second edition / M. K. Boudagher-Fadel – UCL Press. – London, 2018. – 693 p.
17. *Brânzilă M.* Micropalaeontologic content of the Sarmatian from Southern Moldavian platform – a Backbulge depozone / M. Brânzilă, G. Chirilă, M. Jitaru // Acta Palaeontologica Romaniae. – Vol. 7. – 2011. – P. 45–59.
18. *Cicha I.* Sur la position du Miocene de la Paratcthys Central dans les cadre du Tertiaire de l'Europe / I. Cicha, J. Seneš // Geologicky Sbornik. – Vol. 19. – N 1. – 1968. – P. 95–116.
19. *De Leeuw A.* Paleomagnetic and chronostratigraphic constraints on the middle to late Miocene evolution of the Transylvanian basin (Romania): Implications for central Paratethys stratigraphy and emplacement of the Tisza-Dacia plate / A. De Leeuw, S. Filipescu, L. Matenco, W. Krijgsman, K. Kuiper, M. Stoica // Global and Planetary Change. – Vol. 103. – N 1. – 2013. – P. 82–98.
20. *Filipescu S.* New Paratethyan biozones of planktonic foraminifera described from the Middle Miocene of the Transylvanian Basin (Romania) / S. Filipescu, L. Silye // Geologica Carpathica. December – 2008. – Vol. 59. – N 6. – P. 537–544.
21. *Fordinal K.* Early Sarmatian biota in the northern part of the Danube Basin (Slovakia) / K. Fordinal, K. Zágoršek, A. Zlinská // Geologica Carpathica. April – 2006. – Vol. 57. – N 2. – P. 123–130.
22. *Gebhardt H.* The initial phase of the early Sarmatian (Middle Miocene) transgression. Foraminiferal and ostracod assemblages from an incised valley fill in the Molasse Basin of Lower Austria / H. Gebhardt, I. Zorn, R. Roetzel // Austrian Journal of Earth Sciences. – Vienna, 2009. – Vol. 102. – N 2. – P. 100–119.

23. *Górka M.* The Medobory Hills (Ukraine): Middle Miocene Reef Systems in the Parathetys, their biological diversity and lithofacies / M. Górka, B. Studencka, M. Jasionowski, U. Hara, A. Wysocka, A. Poberezhskyy // Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego. – N 449. – 2012. – P. 147–174.
24. *Hara U.* The Early Sarmatian bryozoan Celleporina medoborensis sp. nov. from the Medobory reefs of west ern Ukraine (Cen tral Paratethys) / U. Hara, M. Jasionowski // Geological Quarterly. – 2012. – Vol. 56. – N 4. – P. 895–906.
25. *Harzhauser M.* Integrated stratigraphy of the Sarmatian (Upper Middle Miocene) in the western Central Paratethys / M. Harzhauser, W. E. Piller // Stratigraphy. – Vol. 1. – N 1. – 2004. – P. 65–86.
26. *Hayward B. W.* World Foraminifera Database / B. W. Hayward, F. Le Coze, D. Vachard, Gross O. – 2019 [Electronic resource] – Accessed mode: http: // www.marinespecies. org/aphia.php?p=taxdetails&id=113497.
27. *Hohenegger J.* The Styrian Basin: A key to the Middle Miocene (Badenian/Langhian) Central Paratethys transgressions / J. Hohenegger, F. Rögl, S. Coric, P. Pervesler, F. Lirer, R. Roetzel, R. Scholger, K. Stingl // Austrian Journal of Earth Sciences. – 2009. – Vol. 102. – N 1. – P. 102–132.
28. *Hohenegger J.* Timing of the Middle Miocene Badenian Stage of the Central Paratethys / J. Hohenegger, S. Ćorić, M. Wagreich // Geologica Carpathica. February – 2014. – Vol. 65. – N 1. – P. 55–66.
29. *Lirer F.* Astronomically forced teleconnection between Paratethyan and Mediterranean sediments during the Middle and Late Miocene / F. Lirer et al. // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. – 2009. – Vol. 275. – N 1–4. – P. 1–13.
30. *Palcu D. V.* The Badenian-Sarmatian Extinction Event in the Carpathian foredeep basin of Romania: paleogeographic changes in the Paratethys domain / D. V. Palcu, M. Tulbure, M. Bartol, T. J. Kouwenhoven, W. Krijgsman // Global and Planetary Change. – 2015. – P. 36.
31. *Papp A.* Zur Nomenklatur des Neogens in Österreich / A. Papp et al. // Verh. Geol. Bundesanst. – 1968. – P. 9–27.
32. *Paulissen W.* Integrated high-resolution stratigraphy of a Middle to Late Miocene sedimentary sequence in the central part of the Vienna Basin / W. Paulissen et al. // Geologica Carpathica. – 2011. – Vol. 62. – N 2. – P. 155–169.
33. *Peryt D.* Sarmatian foraminiferal assemblages of cavern fillings in the Badenian reefs of Medobory (Polupaniwka, Western Ukraine) / D. Peryt, M. Jasionowski // Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego. – N 449. – 2012. – P. 175–184.
34. *Piller W. E.* The myth of the brackish Sarmatian Sea / W. E. Piller, M. Harzhauser // Terra Nova. – Vol. 17. – 2005. – P. 450–455.
35. *Popov S. V.* Late Miocene to Pliocene palaeogeography of the Paratethys and its relation to the Mediterranean / S. V. Popov, I. Shcherba, L. Ilyina, L. Nevesskaya, N. Paramonova, S. Khondkarian, I. Magyar // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. – 2006. – Vol. 238. – N 1–4. – P. 91–106.
36. *Popov S. V.* Eastern Paratethys stratigraphic scale of Neogene: correlation possibilities / S. V. Popov et al. // Abstr. 14th RCMNS congress, 8–12 September 2013, Istanbul (Turkey).

37. *Rögl F.* Foraminiferal paleoecology and biostratigraphy of the Mühlbach section (Gaindorf Formation, Lower Badenian), Lower Austria / F. R□gl, S. Spezzaferri // Ann. Naturhist. Mus. Wien. Mai. – 2003. – N 104. – P. 23–75.
38. *Rögl F.* Vom Zerfall der Tethys zu Mediterran und Paratethys. Die Neogene Palaeogeographie und Palinspastik des zirkummediterranen Raumes / F. R□gl, F. F. Steininger // Annales Naturhistorischen Museum Wien. – 1983. – N 85. – P. 135–163.
39. *Selmeczi I.* Correlation of bio- and magnetostratigraphy of Badenian sequences from western and northern Hungary / I. Selmeczi, M. Lantos, M. Bohn-Havas, A. Nagymarosy, E. Szegö // Geologica Carpathica. – 2012. – Vol. 63. – N 3. – P. 219–232.
40. *Senes J.* Paläogeographie des Westkarpatischen Raumes in Beziehung zur übrigen Paratethys im Miozän / J. Senes // Geologické Práce. – 1961. – N 60. – P. 1–56.
41. *Szczechura J.* Palaeoenvironments of the Middle Miocene evaporite-bearing deposits from the Działoszyce Trough, Carpathian Foredeep, Poland, based on microfaunal studies / J. Szczechura // Gcol. Quart. Warszawa. – 2000. – Vol. 44. – N 2. – P. 119–135.
42. *Westerhold T.* Middle to late Miocene oxygen isotope stratigraphy of ODP site 1085 (SE Atlantic): new constrains on Miocene climate variability and sea-level fluctuations / T. Westerhold, B. Torsten, U. Röhl // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. – 2005. – Vol. 217. – N 3–4. – P. 205–222.
43. *Vrsaljko D.* Middle Miocene (Upper Badenian/Sarmatian) Palaeoecology and Evolution of the Environments in the Area of Medvednica Mt. (North Croatia) / D. Vrsaljko, D. Pavelić, M. Miknić, M. Brkic, M. Kovacic, I. Hećimović, V. Hajek-Tadesse, R. Avanić, N. Kurtanjek // Geologia Croatica. Zagreb. – 2006. – Vol. 59. – N 1. – P. 51–63.
44. *Wysocka A.* The Middle Miocene of the Fore-Carpathian Basin (Poland, Ukraine and Moldova) / A. Wysocka, A. Radwanski, M. Gorka, M. Babel, U. Radwanska, M. Zlotnik // Acta Geologica Polonica. – 2016. – Vol. 66. – N. 3. – P. 351–401.

*Стаття: надійшла до редакції 10.08.2019*
*прийнята до друку 24.12.2019*

# BUHLIV BEDS (NEOGENE, MIOCENE) OF THE PODILLYA (WESTERN UKRAINE): ALLOCATION HISTORY, PROBLEMS, DISCUSSIONS, SOLUTIONS (COMMENTS ON PALEONTOLOGY, STRATIGRAPHY, PALEOECOLOGY, PALEOGEOGRAPHY)

**Yaryna Tuzyak**

*Ivan Franko National University of Lviv,*
*Hrushevskyi Str., 4, 79005 Lviv, Ukraine*
*yarynatuzyak@gmail.com*

Comments are given on paleontology, stratigraphy, paleoecology, paleogeography of Buhliv beds (Neogen, Miocene) Podillya (Western Ukraine), which long caused discussions in ukrainian and polish scientific environments regarding stratigraphic position, volume, spatial distribution and up to the use of them as a stratigraphic unit in practical stratigraphy for the construction of geological models. On the basis of micro-

fossils analysis (foraminifers, corals, molluscs, ostracods, bryozoans, polychaeta), ways to solve problem issues are given. Stratigraphic (contain mixed Badenian-Sarmatian complexes, the main signs of diagnosis of which are systematic composition – appearance of Sarmatian elements among the prevailing Badenian; degree of preservation of fossils – substitution (primary – carbonate, secondary – phosphatised, limonitized), thickness (thin-walled – transparent, translucent, brittle; thick-walled) and sculpture (ornamentation) walls of skeletons, size of taxa, traces of mechanical damage of remains); biostratigraphic (allocation eco/biozones); paleoecological (appearance/disappearance of skeletons elements, presence of two generation species); paleogeographycal (formation of lithoral in the frashwater basin) and facial (are the advanced fore-reef facie reef of Medobory Hills) criteria for the identification of Buhliv beds are defined.

*Key words:* Buhliv beds, Neogene, Miocene, Badenian, Sarmatian, Podillya, Central Parathetys, micropaleontological analysis (foraminifers, corals, molluscs, ostracods, bryozoa, polychaeta, serpulid).

VISNYK OF THE LVIV UNIVERSITY
Series Geology. 2019. Issue 33. P.116–128
ISSN 2078-6425 (on-line)

ВІСНИК ЛЬВІВСЬКОГО УНІВЕРСИТЕТУ
Серія геологічна. 2019. Вип. 33. С. 116–128
ISSN 2078-6425 (print)

*УДК 551.782.13*

# СЕРЕДНЬОМІОЦЕНОВА ВИКОПНА РИФОВА СПОРУДА МЕДОБОРИ-ТОВТРИ: ЇЇ БУДОВА, СТАДІЇ РОЗВИТКУ ТА ЗНАЧЕННЯ У ФОРМУВАННІ БУГЛІВСЬКИХ ВЕРСТВ (НЕОГЕН, МІОЦЕН) ПОДІЛЛЯ (ЗАХІДНА УКРАЇНА)

**Ярина Тузяк**

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

Внаслідок аналізу праць українських і польських дослідників тезисно розглянуто структурно-морфологічну будову середньоміоценової викопної рифової споруди Медобори-Товтри в межах України. Цю біогенну споруду вважають однією з найбільших рифогенних систем у Центральному Паратетисі. Її закладення та розвиток відіграли значну роль в еволюції усього Паратетису. Це не лише унікальна екосистема, яка виконує важливу екологічну функцію "легень планети", але й неповторна геоморфолого-геологічна споруда, аналогів якої не існує в межах планети Земля, а також резервуар для акумуляції і локалізації різних корисних копалин – вуглеводнів, бокситів, залізних руд, кобальту, нікелю та ін. З огляду на майже 100-літню історію досліджень вона і надалі привертає увагу науковців різних галузей і може бути об'єктом досліджень різних наукових напрямів. Це також унікальна комплексна пам'ятка природи – музей під відкритим небом.

Як геоморфолого-геологічна структура – рифи Медобори-Товтри водночас з орогенною стадією у Карпатській складчастій системі відіграли важливе значення в ізоляції Центрального Паратетису від суміжних басейнів Середземномор'я/Індо-Тихоокеанського, своїм утворенням наростили осадовий чохол неогену і стали джерелом формування нових геологічних тіл, зокрема буглівських верств.

Вивчення мікрофосилій з буглівських верств та аналіз будови рифової системи сприяло визначенню поперечного, поздовжнього і вертикального зонування. Так, у поперечному напрямі простежується виділення фаціально-екологічних зон – передрифової, рифової і зарифової фацій. У поздовжньому напрямі (з північного заходу на південний схід) – омолодження і ускладнення структури рифової споруди. У вертикальному напрямі (еволюція у часі) – виділення трьох стадій розвитку рифових систем, які відрізняються формою і типом біогенних тіл, зміною організмів-рифобудівників й організмів-мешканців і віковими рамками закладення і розвитку відповідних стадій рифів – від простих до більш складних. Простежена пряма залежність еволюції рифових систем від розвитку рифтових зон.

*Ключові слова:* рифи, Медобори, Товтри, буглівські верстви, неоген, міоцен, баденій, сармат, Поділля, Центральний Паратетис.

© Тузяк Я., 2019

ISSN 2078-6425. Вісник Львівського університету. Серія геологічна. 2019. Вип. 33

**Вступ**. Для розуміння формування відкладів буглівських верств [1, 2, 7, 8] варто розглянути геолого-(структурно)-геоморфологічну обстановку, яка існувала на той час в межах території Поділля (рис. 1). Визначною подією середнього міоцену було закладення і розвиток органогенних побудов [4, 5, 10, 11, 18, 19] типу рифів і біогермів. Активна тектоно-магматична діяльність у Карпато-Балканській складчастій системі разом із новоутвореними структурами впливали на середовище седиментації у Паратетисі [12, 15–17, 20–23, 25–28, 31] й зумовили цілковиту зміну його фізичних, хімічних і біотичних чинників. Фізичні позначилися на зміні конфігурації обрисів морського басейну, припиненням/поновленням зв'язків зі Східним Паратетисом і Середземноморським/Індо-Тихоокеанським басейнами, що своєю чергою зумовило зміну нормальноморського режиму на солонуватоводний (опріснений, міксо-мезогалінний) (хімічний чинник), а це відобразилося на комплексах біоти (біотичний чинник) – зникненням типових морських представників (планктонних форамініфер, радіолярій, коралів, морських їжаків) і появою еврігалінних.

***Мета досліджень*** – з'ясувати геоморфолого-геологічну будову рифової системи Медобори-Товтри за майже 100-літню історію вивчення, її роль у Центральному Паратетисі як одного з чинників впливу на зміну фізичних, хімічних і біотичних параметрів середовища; внести уточнення і доповнення у розуміння закладення і розвитку рифової споруди з використанням власних уявлень.

Для реалізації мети проаналізовані результати понад 100-річного вивчення та еволюції поглядів дослідників (з моменту виділення до тепер) [6, 7, 10 та ін.], а також результати власних польових і лабораторних досліджень (зокрема мікрофосилій) для визначення поперечного (фаціально-екологічного), поздовжнього (латеральної зміни) і вертикального (еволюція у часі) зонування щодо вирішення проблемних питань.

Для досягнення мети виконано низку завдань, серед яких головними є:

1. Аналіз поглядів дослідників щодо виділення рифової споруди Медобори-Товтри та введення її в об'єкт досліджень.

2. Огляд еволюції поглядів різних поколінь геологів щодо будови системи рифів за понад 100-річну історію досліджень, виявлення проблемних дискусійних питань.

3. Аналіз уявлень авторів щодо закладення і розвитку сучасних і викопних рифових споруд.

4. На підставі власних досліджень автора уточнити і доповнити уявлення щодо будови, та стадій розвитку рифової споруди Медобори-Товтри.

Будову, вік, літолого-фаціальний склад, комплекси викопних (організмів-рифобудівників й організмів-мешканців рифолюбів), морфологію структурних елементів біогенної середньоміоценової викопної структури висвітлено у багатьох працях вітчизняних [5, 7, 10 та ін.] і закордонних дослідників [18, 19, 24 та ін.]. Ми б хотіли акцентувати увагу на деяких досягненнях з вивчення цієї споруди і доповнити результати отриманими новими даними та власними уявленнями з цього приводу. Для цього ми проаналізували моделі будови і класифікації сучасних [3, 4, 13, 14, 32] і викопних [9, 13, 29] рифів. З детального вивчення пасма Медоборів і Товтр за основу прийнято праці [4, 5, 10, 11, 18].

ISSN 2078-6425. Вісник Львівського університету. Серія геологічна. 2019. Вип. 33

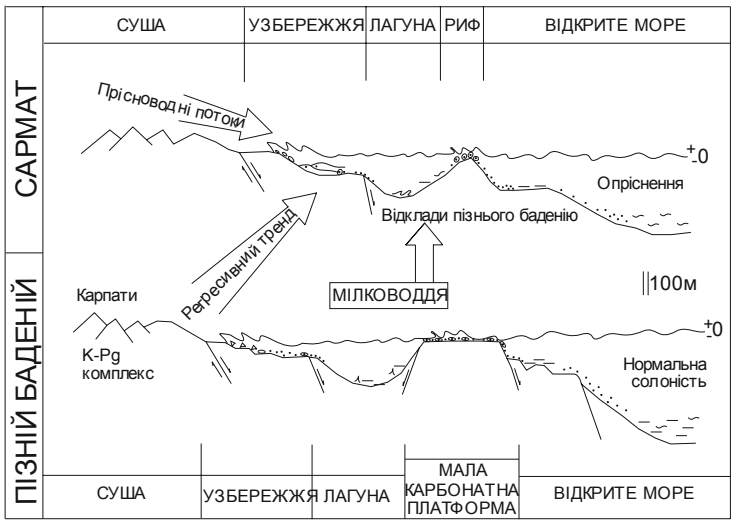



Рис. 1. Модель еволюції середовищ: баденій-сарматська седиментація (ідеалізований профіль), за [31]

Уважаємо за доцільне розглянути модель будови рифових систем, морфологію їхніх структурних елементів, типів сучасних рифів та особливості стадій їхнього розвитку для розуміння споруди пасма викопного рифу Медоборів і Товтр (рис. 2, 3) з метою визначення процесів їхнього закладення, еволюції розвитку та ролі як джерела постачання осадового матеріалу для формування нових геологічних тіл і резервуару для локалізації покладів вуглеводнів.

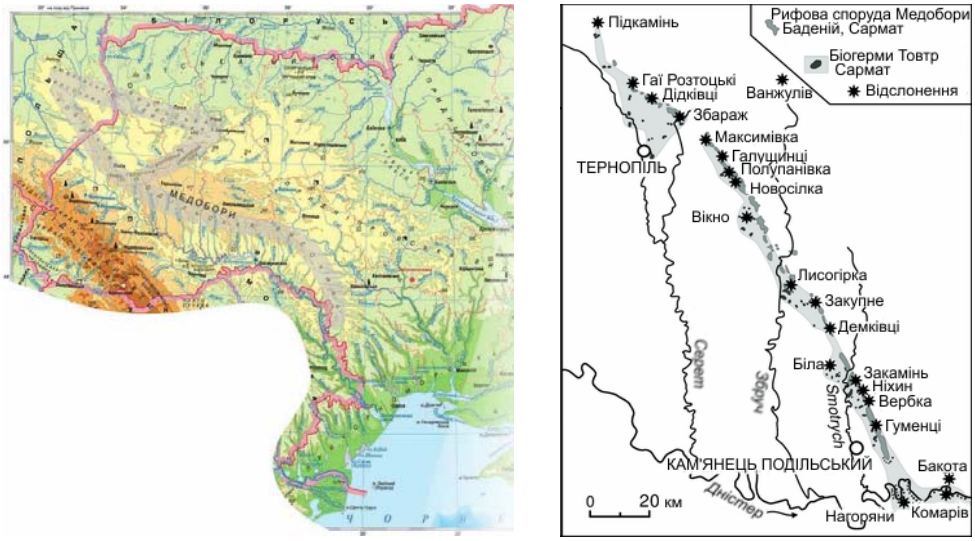



Рис. 2. Рифова споруда Медоборів і Товтр у межах України

На сучасному етапі існують різні підходи до класифікації біогенних споруд: за генезисом біогенних тіл; за структурно-морфологічною будовою (будова органогенних тіл в плані і в перерізі), за систематичним складом організмів-рифобудівників. Однак жодна з них повною мірою не розкриває цієї проблеми. Аналіз будови сучасних рифів може скерувати нас до з'ясування питання, але в жодному разі не до повного його вирішення, і слугувати нам лише прикладом, а не стандартом, з яким порівнюють свої спостереження дослідники.

Для початку тезисно зупинимося на деяких головних досягненнях в області вивчення рифової споруди Медоборів і Товтр (рис. 16, 17), щоб показати уявлення автора щодо їхньої будови і розвитку відповідно до зазначених моделей й отриманих власних результатів досліджень.

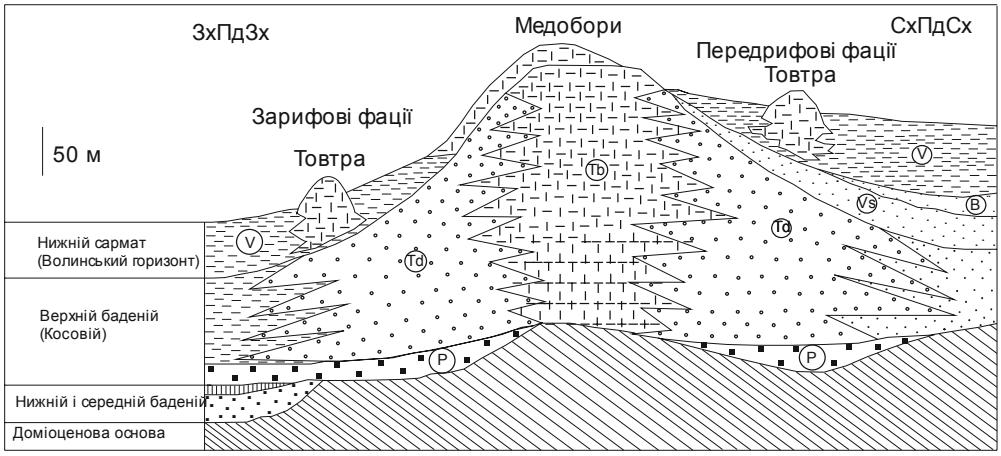



Рис. 3. Схематична геологічна (структурна і вікова) модель будови біогермів Медобори (поперечний розріз). Просторове співвідношення біогермних фацій пасма Медоборів і Товтр, деталі їх літології і головних структурно-літологічних одиниць

Легенда: P – підгірцівські верстви; Tb – тернопільські верстви (біогермні фації); Td – тернопільські верстви (детритові фації); Vs – вишгородські верстви; B – буглівські верстви; V – волинські верстви (біогермні фації), за [18, 30].

1. Медобори і Товтри – це викопна рифова споруда середньоміоценового віку, складена двома морфологічними елементами – головного пасма (Медобори) і надбудованих біогермів (Товтр), що облямовувала північно-східну периферію Паратетису, закладена на опущеному південно-західному краї СЄП. Має чітке відображення в геоморфології (рельєфі), простягається на 300 км, відома не лише на території України, а й за її межами – Молдові, Румунії, Угорщині, Австрії. Ширина Товтрової зони (головного пасма та бічних товтр) коливається від 5–8 до 15–30 км. Розмір рифових тіл зростає на південь і в межах України товщина біогермів сягає 60–65 м. Для масивів головного пасма властиві: широка (від 200–300 до 500–600 м) вирівняна вершинна поверхня з майже однаковими абсолютними висотами. Головне пасмо та бічні Товтри відрізняються морфологічними характеристиками, за якими їх чітко виділяють у рельєфі Подільсь-

ISSN 2078-6425. Вісник Львівського університету. Серія геологічна. 2019. Вип. 33

кої структурно-денудаційної височини. Абсолютні висоти головного пасма знижуються з північного заходу на південний схід.

2. Виділені морфологічні елементи головного пасма та бічних Товтр відрізняються за будовою, літолого-фаціальними особливостями, комплексами викопних (польські дослідники виділили дві генерації [18]), геологічним віком, структурним планом закладення і розвитку.

3. Для Медоборів (головного пасма) властива асиметрична будова: короткий і крутий південно-західний схил (до 35–40°) та північно-східний довгий і пологий (до 10–15°).

4. Геологічний вік. Рифове пасмо Медоборів складене літофаціями і біотичними асоціаціями двох генерацій – пізньобаденськими, серед яких домінують органогенно-детритові і біогермні (їх головними скелетворними складовими були бурі водорості, герматипні корали, багаті й різноманітні безхребетні – форамініфери, молюски, мохуватки, остракоди); ранньосарматські рифи побудовані мікробіалітами, головними компонентами яких були серпуліди і мікробіаліти (моховатково-серпулові вапняки) з численним, проте одноманітним таксономічним складом безхребетних.

5. Найважливіші елементи рифових споруд пізнього баденію інкрустовані бурими морськими водоростями (родини Corallinaceae), організмами-мешканцями рифолюбами, сидячими гастроподами родини Vermetidae. Через їхню численність фація (особливо в області Розточчя) в геологічній літературі фігурує під назвою водоростево-верметусових рифів (Pisera, 1985) [18]. Значно поширені герматипні корали – це головна відмінна ознака рифів Медоборів і Розточчя, в межах якого корали не були виявлені. Крім того, окремі частини рифів локально побудовані з численних представників Bryozoa, Gastropoda, і/або устриць. Інша група організмів-мешканців рифолюбів представлена таксономічно багатими і різноманітними асоціаціями двостулкових молюсків, морських гастропод, ракоподібних (крабів), форамініфер, анелід, моховаток і морських їжаків. Майже всі організми з первинними арагонітовими скелетами були розчинені внаслідок постседиментаційного діагенезу і сьогодні збережені у вигляді ядер і/або відбитків (інколи простежуються сліди декальцитинізації (порожнини на місці похованих решток скелетів унаслідок вимивання і розчинення). Найчастіше Стосується молюсків, мушлі яких (крім вапнистих мушель устриць, гребінців і близьких родинних таксонів) майже завжди цілком розчинені. Ці процеси розчиненя зумовлені атмосферними опадами, які внаслідок виверження вулканів мали агресивну дію (“кислотні дощі”).

6. Розділені ораганогенно-фаціальні генерації баденію/сармату чіткою геологічною межею – еродованою поверхнею незгідного типу з ознаками закарстування (кора звітрювання). Продукти руйнування (родоїти, калькарити, кальцирудіти) пізньобаденського біогенного тіла виповнюють порожнини, тріщини, лійки, кишені самих рифів, а також виявлені у підніжжі рифових споруд, кількість яких зростає з віддаленням від самих джерел руйнування (рифів). Ранньосарматські рифи зазвичай нарощують розмиту поверхню пізнього баденію, сягаючи найбільшої товщини на південно-західних схилах Медоборів.

7. Біогерми (Товтри) – це конусоподібні пагорби, висотою 360–325 м, ланцюг яких на окремих ділянках формує гребені, що розташовані перпендикулярно до напряму простягання головного пасма. Вони або нарощують, або облямовують головне пасмо Медоборів з південно-західного схилу і формуються у зарифовому (лагунному) басейні (ранній сармат). Невеликі біогерми також поширені у межах північно-східного схилу Медоборів.

8. Геологічний вік Товтр – складені однією генерацією літо-фацій нижнього сармату – серпулово-мікробіалітовими вапняками, головними компонентами яких є мікрити, що формують мікробіаліти і дрібні серпуліди (диаметр трубки біля 1 мм, довжина до декількох сантиметрів), можливо, роду *Hydroides* Gunnerus (Королюк, 1952; Pisera, 1978) [5, 18]. У нижньосарматських рифах підпорядковане значення відіграють й інші літо-фації. В біотичних асоціаціях раннього сармату виділяють дві групи: перша – організми-рифобудівники (інкрустивні організми – коралові водорості, форамініфери (нубекуларії), мультиламенарні моховатки роду *Schizoporella* Hincks) і друга – організми-мешканці (двостулкові, декілька таксонів гастроподів, моховаток, форамініфер й остракод), які не брали участі у побудові рифового каркасу. Порожнини, тріщини у рифових відкладах нижнього сармату заповнені іншими літофаціями – пластами мергелів і органогенно-детритових вапняків. Вони поступово переходять у відкриті морські глинисті верстви (південно-західні Медобори) або у глинисті/піскуваті й оолітові фації зарифової ("лагунної") зони.

9. Умови палеосередовища. Визначною подією кайнозою, середнього міоцену зокрема, був швидкий розвиток рифів не лише в межах Середземномор'я, але й у Паратетисі, розташованому на півночі. Оскільки головними рифобудівниками були коралінацієві водорості, то форма тіл, які вони формували, була у вигляді пластовищ (тротуари, карнизи, кірки, кайомки, валики та ін.) [5, 10, 18].

Серед усіх відомих рифів Паратетису органогенні споруди Медоборів мають найбільші розміри (рис. 15, 16) [18, 30]. Відносно незначна кількість коралів, імовірно, була пов'язана з розташуванням регіону за межами тропічного поясу. Коралово-водоростеві рифи Медоборів формувалися у мілководних (зона літоралі, субліторалі) і відносно теплих водах (прогрів водних мас, можливо, також відбувався внаслідок діяльності вулканів (пізній баденій/ранній сармат)), розташованих неподалік, і надходженням в атмосферу великої кількості вуглекислого газу ($CO_2$) та інших сполук (Закарпатський прогин [12 та ін.]), в нормально-солоних умовах відкритого моря й високій енергетичній гідродинаміці середовища. Наявність коралів та інших теплолюбних таксонів у рифах Медоборів свідчить про те, що води, в яких вони мешкали, були дещо тепліші, ніж води Розточчя (Польща, Україна). На відміну від цього, у районах, розташованих на півдні (сучасні Угорщина і Болгарія), корали відіграють важливу роль у побудові рифових споруд (що доводить близьку локалізацію вулканів й акумуляцію $CO_2$ рифами з атмосфери [3]). Внаслідок припинення/поновлення зв'язків між Паратетисом і Середземномор'ям в кінці баденію на початку сармату морський басейн Паратетису перетворився у міксо-мезогалійний (напівморський) басейн. Розвиток ранньосарматських серпулід-мікробіалітових рифів зумовлений специфічними умовами навколишнього середовища упродовж цього часу.

Також уважаємо, що вплив на середовище формування рифів сармату мала безпосередньо і сама біогенна споруда Медоборів. Її поява стала бар'єром для поділу басейну Центрального Паратетису на дві частини: північно-східну, прилеглу до СЄП, відповідно, опріснену (через змішування залишкових морських вод з прісними континентальними (річковими) водами й атмосферними опадами) та південно-західну, прилеглу до Передкарпатського прогину, можливо, солонішу, що й стало причиною формування Товтрових органогенних серпулід-мікробіалітових структур з південно-західного боку. Надходження морської води в опріснений (північно-східний) басейн можна пояснити штормовою діяльністю і переливанням через низькі або зруйновані вершини рифів

ISSN 2078-6425. Вісник Львівського університету. Серія геологічна. 2019. Вип. 33

та коридори-протоки між рифовими тілами. Ще однією причиною неможливості формування нижньосарматських Товтрових структур з північно-східного боку є виведення рифової системи на денну поверхню, в умовах якої неможливий подальший її ріст.

Отже, керуючись аналізом вищеописаних моделей, Медобори – це пізньобаденсько-сарматська біогенна структура – бар'єрний риф крайового типу. Закладена в зоні тектонічного занурення берега (занурення південно-західного краю СЄП під Карпатський складчастий масив) з подальшою структурою надбудови у висоту і формуванням додаткових елементів (ранньосарматська генерація рифів – Товтри). Тектонічні рухи в Карпато-Балканській складчастій споруді на межі баденію/сармату зумовили виведення на денну поверхню пасма Медоборів, що сприяло його руйнуванню (еродована і закарстована поверхня з численними тріщинами, порожнинами, лійками, кишенями та ін. [30]). Наступне занурення зумовило утворення лагуни в середині і появою біогермів (Товтр) – внутрішньолагунних рифів у вигляді піків і гряд з крутими схилами 340–360 м у висоту, що піднімалися з дна лагуни (серпулово-мікробіалітова генерація біогермів раннього сармату). Вони облямовують південно-західний схил головного пасма Медоборів, розташовані перпендикулярно до його простягання і формувалися у зарифовому (лагунному) басейні. Рифове пасмо було бар'єром і чинило опір для перемішування вод. З огляду на це можливо, що у сарматі південно-західна (лагунна) частина морського басейну була дещо солонішою порівняно з північно-східною (зовнішньою). Головним джерелом утворення буглівських верств були продукти руйнування рифової споруди і їх акумуляція в зони осадження, якою була передрифова платформа, що була розташована на північному сході і межувала з суходолом СЄП. За структурою, будовою і морфологією рифова система Медоборів подібна до ішимбаєвських рифів пермського віку Передуральського крайового прогину, ланцюга верхньодевонських рифів Римбі-Ледюк-Клайд Західно-Канадського басейну та ін. [9, 13].

Отже, в історії розвитку Карпатської складчастої системи/Карпатського рухомого поясу (КСС/КРП) можна виділити декілька періодів (стадій) існування рифових систем.

Перший з них почався у ранньому баденії і тривав до пізнього баденію. Ця серія рифогенних тіл пов'язана з рифтингом окраїни Східно-Європейської платформи (СЄП) й утворенням на її південному заході Головного карпатського рифту (ГКР), що розділяв два головних структурно-тектонічних елементи – монолітний кратон СЄП і різноблокову територію КСС. Біогенні споруди (БС) середнього міоцену приурочені до північно-східного борта ГКР. У будові рифової системи простежується вікова зональність у поздовжньому і поперечному напрямах. Так, відповідно до поздовжнього простягання найдавніші елементи рифової системи розташовані на північному заході (Розточчя) – нараївські верстви, а більш молоді – південному сході (Медобори і Товтри) – тернопільські верстви (рис. 2, 3). В межах південно-східного продовження простежується поперечна зональність, причому найдавніші з них (головне ядро Медоборів) розташовані на північному сході зануреної частини платформи, а значно молодші генерації рифів (додаткові біогенні тіла Товтри) помітно зміщені на південний захід (у бік Передкарпатського прогину). З огляду на фаціальний аспект закладення рифових систем, то вони виникають на межі мілководних суттєво карбонатних фацій і більш глибоководних малопотужних відкладів (глинистих, кременистих з участю пелітоморфних вапняків і вулканітів) рифтової зони. У нашому випадку середньоміоценова рифова споруда була закладена і розмежовувала глибоководний басейн Передкарпатського прогину (сучасну зовнішню Більче-Волицьку зону) від мілководного (епіконтинентального), розміщеного на

південно-західній окраїні СЄП. Межі усіх фаціальних зон цього періоду були орієнтовані субширотно (паралельно до Карпат).

Друга генерація БС пов'язана з пізнім баденієм і її поява визначена тектономагматичною активізацією у Карпато-Балканській складчастій системі (формуванням Передкарпатської нефтогазоносної області), міграцією морського басейну на південний схід СЄП. В кінці пізнього баденію на цій обширній території виникла система піднять і прогинів з різними седиментаційними обстановками. В межах піднятих її частин формувалися карбонатні товщі, в опущених зонах – глинисто-вапнисті утворення. Органогенні побудови різного типу приурочені до крайових зон підняттів. Слід зазначити, що у пізньому баденії фації були розміщені мозаїчно [10], однак їх загальна орієнтація стосовно КСС не змінилася – вони і надалі простягалися паралельно до Карпат. Закладення БС контролювалися тектонічним режимом, що й сприяло їхньому значному різноманіттю – представлені різними органогенними й органогенно-детритусовими фаціями.

Третя генерація БС виникла в період стадії орогенезу в КСС (пізній баденій – ранній сармат). Їхнє закладення відбувається у двох зонах – в межах головного пасма (ядра) Медоборів, де вони нарощують рифову систему у висоту, і поява додаткових структур між ядром рифу і Передкарпатським прогином, що сприяє збільшенню ширини рифової системи. Орієнтовані вони перпендикулярно до головного рифового пасма. Характеризуються зміною організмів-рифобудівників і морфологією біогенних тіл. Для цієї генерації є характерний прояв фаціально-екологічної зональності з розпізнаванням передрифової, власне рифової і зарифової фаціальних зон.

Початкові і кінцеві стадії рифоутворення представлені спорудами типу біогермів і біостромів. Головна фаза рифоутворення охоплює пізній баденій – ранній сармат У цей період формувалися потужні (до 300–350 м у кожному ярусі) субширотно розміщені рифові масиви, з чіткою фаціально-екологічною зональністю. Рифи цього вікового відрізку характеризуються значним різноманіттям фацій карбонатного складу й багатим таксономічним складом фосилій.

Вивчення рифових систем має важливе прикладне (економічне) значення, оскільки за аналогією з іншими викопними рифовими системами [9] може розглядатися як важливий резервуар акумуляції й локалізації промислових покладів вуглеводнів, що надає цій проблемі актуального значення.

**Висновки**. Проведені попередні дослідження рифової споруди Медобори-Товтри сприяли з'ясуванню питань ролі цієї системи у локальному (Центральний Паратетис) і регіональному (Паратетис) аспектах.

1. Уточнено і доповнено уявлення щодо формування рифової структури Медоборів і Товтр. В історії розвитку середньоміоценової викопної рифової системи визначено поперечне, поздовжнє і вертикальне зонування. У поперечному напрямі простежується виділення фаціально-екологічних зон – передрифової, рифової і зарифової фацій. У поздовжньому напрямі (з північного заходу на південний схід) – омолодження і ускладнення структури рифової споруди. У вертикальному напрямі (еволюція у часі) – виділення трьох стадій розвитку рифових систем, які відрізняються формою і типом біогенних тіл, зміною організмів-рифобудівників й організмів-мешканців і віковими рамками закладення і розвитку відповідних стадій рифів – від простих до більш складних. Простежена пряма залежність еволюції рифових систем від розвитку рифтових зон.

2. Аналіз будови рифових споруд Медоборів і Товтр дав можливість визначити умови генезису буглівських верств. З'ясовано, що вони формувалися в умовах передрифової фації в результаті продуктів руйнування біогенної споруди.

Робота виконана внаслідок співпраці з Польським Геологічним Інститутом ПАН (Краків, Польща). Автор вдячний доктору геологічних наук П. Гедлу за сприяння у проведенні досліджень.

СПИСОК ВИКОРИСТАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ

1. Бугловские слои миоцена (Материалы Всесоюзного симпозиума. Львов 6–16 сентября 1966 г.). – Киев : Наук. думка, 1970. – 279 с.
2. *Венглинский И. В.* Стратотипы миоценовых отложений Волыно-Подольской плиты, Предкарпатского и Закарпатского прогибов / И. В. Венглинский, В. А. Горецкий. – Киев : Наук. думка, 1979. – 176 с.
3. *Жирков И. А.* Жизнь на дне. Биогеография и биоэкология бентоса / И. А. Жирков. – Москва, 2010. – 453 с.
4. *Кульчицкий Я. О.* Двустворчатые и брюхоногие моллюски из сармата Предкарпатского и Закарпатского прогибов и их стратиграфическое значение / Я. О. Кульчицкий, А. Я. Кульчицкий // Палеонтол. сб. – 1983. – № 20. – С. 50–58.
5. *Карпенко Н. І.* Рельєф морських берегів : навч. посіб.: [для вищих навч. закл.] / Н.І. Карпенко. – Львів : Видавничий центр ЛНУ імені Івана Франка, 2009. – 308 с.
6. *Королюк И. К.* Подольские Толтры и условия их образования / И. К. Королюк // Труды Ин-та геол. наук АН СССР. Сер. геол. – 1952. – Вып. 110. – № 56. – 120 с.
7. *Ласкарев В. Д.* О сарматских отложениях, некоторых мест Волынской губернии / В. Д. Ласкарев // Зап. Новорос. о-ва естествоиспытателей. – 1897. – № 21. – Вып. 2. – С. 89–115.
8. *Ласкарев В. Д.* Фауна бугловских слоев Волыни / В. Д. Ласкарев. – СПб., 1903. – 126 с.
9. *Максимович Г. А.* Карст карбонатных нефтегазоносных толщ / Г. А. Максимович, В. Н. Быков. – Пермский ун-т, 1978. – 96 с.
10. *Маслов В. П.* Ископаемые багряные водоросли СССР и их связь с фаціями / В. П. Маслов. – Москва : Изд-во АН СССР, 1962. – 221 с.
11. *Москалюк К. Л.* Аналіз рельєфу Подільських Товтр для оптимізації природокористування. Автореф. на здобуття наук. ступ. канд. географ. наук за спец. 11.00.04 – геоморфологія і палеогеографія. – Львів, 2009. – 23 с.
12. *Приходько М. Г.* Гелогічна будова Закарпатського прогину : монографія / М. Г. Приходько, Л. Д. Пономарьова. – Київ: УкрДГРІ, 2018. – 84 с.
13. Рифогенные формации и рифы в эволюции биосферы. Отв. ред. С. В. Рожнов. Серия "Гео-биологические процессы в прошлом". – Москва, ПИН РАН, 2011. – 228 с.
14. *Шепард Ф. П.* Морская геология. – 3-е узд. / Ф. П. Шепард. – Ленинград : Недра, 1976. – 488 с.
15. *Brânzilă M.* Micropalaeontologic content of the Sarmatian from Southern Moldavian platform – a Backbulge depozone / M. Brânzilă, G. Chirilă, M. Jitaru // Acta Palaeontologica Romaniae. – Vol. 7. – 2011. – P. 45–59.
16. *De Leeuw A.* et al. Paleomagnetic and chronostratigraphic constraints on the middle to late Miocene evolution of the Transylvanian basin (Romania): Implications for central Paratethys stratigraphy and emplacement of the Tisza-Dacia plate / A. De Leeuw et al. // Global and Planetary Change. – Vol. 103. – N 1. – 2013. – P. 82–98.

17. *Gebhardt H.* The initial phase of the early Sarmatian (Middle Miocene) transgression. Foraminiferal and ostracod assemblages from an incised valley fill in the Molasse Basin of Lower Austria / H. Gebhardt, I. Zorn, R. Roetzel // Austrian Journal of Earth Sciences. – Vol. 102. – N 2. – Vienna, 2009. – P. 100–119.
18. *Górka M.* The Medobory Hills (Ukraine): Middle Miocene Reef Systems in the Parathetys, their biological diversity and lithofacies / M. Górka, B. Studencka, M. Jasionowski, U. Hara, A. Wysocka, A. Poberezhskyy // Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego. – No. 449. – 2012. – P. 147–174.
19. *Hara U.* The Early Sarmatian bryozoan Celleporina medoborensis sp. nov. from the Medobory reefs of west ern Ukraine (Cen tral Paratethys) / U. Hara, M. Jasionowski // Geological Quarterly. – 2012. – Vol. 56. – N 4. – P. 895–906.
20. *Harzhauser M.* Integrated stratigraphy of the Sarmatian (Upper Middle Miocene) in the western Central Paratethys / M. Harzhauser, W. E. Piller // Stratigraphy. – Vol. 1. – N 1. – 2004. – P. 65–86.
21. *Hohenegger J.* The Styrian Basin: A key to the Middle Miocene (Badenian/Langhian) Central Paratethys transgressions / J. Hohenegger et al. // Austrian Journal of Earth Sciences. – Vol. 102. – N 1. – 2009. – P. 102–132.
22. *Palcu D. V.* The Badenian-Sarmatian Extinction Event in the Carpathian foredeep basin of Romania: paleogeographic changes in the Paratethys domain / D. V. Palcu, M. Tulbure, M. Bartol, T. J. Kouwenhoven, W. Krijgsman // Global and Planetary Change. – 2015. – P. 36.
23. *Paulissen W.* Integrated high-resolution stratigraphy of a Middle to Late Miocene sedimentary sequence in the central part of the Vienna Basin / W. Paulissen et al. // Geologica Carpathica. – Vol. 62. – N 2. – 2011. – P. 155–169.
24. *Peryt D.* Sarmatian foraminiferal assemblages of cavern fillings in the Badenian reefs of Medobory (Polupaniwka, Western Ukraine) / D. Peryt, M. Jasionowski // Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego. – No. 449. – 2012. – P. 175–184.
25. *Piller W. E.* The myth of the brackish Sarmatian Sea / W. E Piller, M. Harzhauser // Terra Nova. – Vol. 17. – 2005. – P. 450–455.
26. *Popov S.V.* Late Miocene to Pliocene palaeogeography of the Paratethys and its relation to the Mediterranean / S. V. Popov et al. // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. – Vol. 238. – N 1–4. – 2006. – P. 91–106.
27. *R□gl F.* Foraminiferal paleoecology and biostratigraphy of the Mühlbach section (Gaindorf Formation, Lower Badenian), Lower Austria / F. R□gl, S. Spezzaferri // Ann. Naturhist. Mus. Wien. Mai. – 2003. – Vol. 104. – P. 23–75.
28. *R□gl F.* Vom Zerfall der Tethys zu Mediterran und Paratethys. Die Neogene Palaeogeographie und Palinspastik des zirkummediterranen Raumes / F. R□gl, F. F. Steininger // Annales Naturhistorischen Museum Wien. – 1983. – Vol. 85. – P. 135–163.
29. *Wiens H. J.* Atoll environment and ecology / H. J. Wiens. – London : Yale University Press, 1962. – 532 p.
30. *Vrsaljko D.* Middle Miocene (Upper Badenian/Sarmatian) Palaeoecology and Evolution of the Environments in the Area of Medvednica Mt. (North Croatia) / D. Vrsaljko, D. Pavelić, M. Miknić, M. Brkic, M. Kovacic, I. Hećimović, V. Hajek-Tadesse, R. Avanić, N. Kurtanjek // Geologia Croatica. Zagreb. – 2006. – Vol. 59. – N 1. – P. 51–63.
31. *Wysocka A.* The Middle Miocene of the Fore-Carpathian Basin (Poland, Ukraine and Moldova) / A. Wysocka, A. Radwanski, M. Gorka, M. Babel, U. Radwanska, M. Zlotnik // Acta Geologica Polonica. – Vol. 66. – 2016. – N 3. – P. 351–401.

32. Chapter 15 Animals of the benthic environment [Electronic resource]. – Access mode : https://slideplayer.com/slide/4022004/.

REFERENCES

1. Buhlovskie sloyi miocena (Materialy Vsesouznogo simpoziuma. Lvov 6–16 sentyabrya 1966 g.). – Kiev : Nauk. dumka, 1970. – 279 s.
2. *Venglinskiy I. V.* Stratotipy miocenovyh otlozheniy Volyno-Podolskoy plity, Predkarpatskogo i Zakarpatskogo progibov / I. V. Venglinskiy, V. A. Horetskiy. – Kiev : Nauk. dumka, 1979. – 176 s.
3. *Zhyrkov I. A.* Zhizn' na dne. Biogeografia i bioekologia bentosa / I. A. Zhyrkov – Moskva, 2010. – 453 s.
4. *Kul'chitskiy Ya. O.* Dvustvorchatye i bruchonogie molluski iz sarmata Predkarpatskogo i Zakarpatskogo progibov i ih stratigraficheskoe znachenie / Ya. O. Kul'chitskiy, A. Ya. Kul'chitskiy // Paleontol. sb. – 1983. – N 20. – S. 50–58.
5. *Karpenko N. I.* Rel'ef morskyh beregiv: navch. posib.: [dlya vyschyh navch. zakl.] / N. I. Karpenko. – Lviv : Vydavnychyi centr LNU imeni Ivana Franka, 2009. – 308 s.
6. *Korolyuk I. K.* Podolskiye toltry i usloviya ih obrazovaniya. [Podolian toutras and conditions of their origin] / I. K. Korolyuk. – Trudy Inst. Geol. Nauk, 1952. – 110. – Geol. Ser. 56. – S. 1–140.
7. *Laskaryev V. D.* O sarmatskih otlozheniyah, nekotoryh mest Volynskoy gybernii / V. D. Laskaryev // Zap. Novoros. o-va yestestvoispytateley. – 1897. – N 21. – Vyp. 2. – S. 89–115.
8. *Laskaryev V. D.* Fauna buhlovskih sloyev Volyni / V. D. Laskaryev. – SPb., 1903. – 126 s.
9. *Makcimovich H.* Karst karbonatnych neftegazonosnych tolsch / H. A. Makcimovich, V. N. Bykov. – Permskiy un-t, 1978. – 96 s.
10. *Maslov V. P.* Iskopaemye bagryanye vodorosli SSSR i ih svyaz' s faciyami / V. P. Maslov. – Izd-vo AN SSSR. – Moskva, 1962. – 221 s.
11. *Moskaluk K. L.* Analiz rel'efu Podil'skych Tovtr dlya optymizacii. Avtoref. na zdobuttya nauk. stup. kand. geograf. nauk za spec. 11.00.04 – geomorfologiya i paleogeografiya. – Lviv, 2009. 23 s.
12. *Pryhod'ko M. H.* Geologichna budova Zakarpatskogo progynu : monografiya / M. H. Pryhod'ko, L. D. Ponomapyova. – Kyiv : UkrDGRI, 2018. – 84 s.
13. Rifogennye formacii i rify v evolucii biosfery. Otv. red. S.V. Rozhkov. Seriya "Geobiologicheskiye procesy v proshlom". – Moskva, PIN RAN, 2011. – 228 s.
14. *Shepard F. P.* Morskaya geologiya. – 3-ye izd / F. P. Shepard. – Leningrad : Nedra, 1976. – 488 s.
15. *Brânzilă M.* Micropalaeontologic content of the Sarmatian from Southern Moldavian platform – a Backbulge depozone / M. Brânzilă, G. Chirilă, M. Jitaru // Acta Palaeontologica Romaniae. – Vol. 7. – 2011. – P. 45–59.
16. *De Leeuw A.* et al. Paleomagnetic and chronostratigraphic constraints on the middle to late Miocene evolution of the Transylvanian basin (Romania): Implications for central Paratethys stratigraphy and emplacement of the Tisza-Dacia plate / A. De Leeuw et al. // Global and Planetary Change. – Vol. 103. – N 1. – 2013. – P. 82–98.
17. *Gebhardt H.* The initial phase of the early Sarmatian (Middle Miocene) transgression. Foraminiferal and ostracod assemblages from an incised valley fill in the Molasse Basin

of Lower Austria / H. Gebhardt, I. Zorn, R. Roetzel // Austrian Journal of Earth Sciences. – Vol. 102. – N 2. – Vienna, 2009. – P. 100–119.

18. *Górka M*. The Medobory Hills (Ukraine): Middle Miocene Reef Systems in the Parathetys, their biological diversity and lithofacies / M. Górka, B. Studencka, M. Jasionowski, U. Hara, A. Wysocka, A. Poberezhskyy // Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego. – No. 449. – 2012. – P. 147–174.
19. *Hara U*. The Early Sarmatian bryozoan Celleporina medoborensis sp. nov. from the Medobory reefs of west ern Ukraine (Cen tral Paratethys) / U. Hara, M. Jasionowski // Geological Quarterly. – 2012. – Vol. 56. – N 4. – P. 895–906.
20. *Harzhauser M.* Integrated stratigraphy of the Sarmatian (Upper Middle Miocene) in the western Central Paratethys / M. Harzhauser, W. E. Piller // Stratigraphy. – Vol. 1. – N 1. – 2004. – P. 65–86.
21. *Hohenegger J.* The Styrian Basin: A key to the Middle Miocene (Badenian/Langhian) Central Paratethys transgressions / J. Hohenegger et al. // Austrian Journal of Earth Sciences. – Vol. 102. – N 1. – 2009. – P. 102–132.
22. *Palcu D. V*. The Badenian-Sarmatian Extinction Event in the Carpathian foredeep basin of Romania: paleogeographic changes in the Paratethys domain / D. V. Palcu, M. Tulbure, M. Bartol, T. J. Kouwenhoven, W. Krijgsman // Global and Planetary Change. – 2015. – P. 36.
23. *Paulissen W*. Integrated high-resolution stratigraphy of a Middle to Late Miocene sedimentary sequence in the central part of the Vienna Basin / W. Paulissen et al. // Geologica Carpathica. – Vol. 62. – N 2. – 2011. – P. 155–169.
24. *Peryt D*. Sarmatian foraminiferal assemblages of cavern fillings in the Badenian reefs of Medobory (Polupaniwka, Western Ukraine) / D. Peryt, M. Jasionowski // Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego. – N. 449. – 2012. – P. 175–184.
25. *Piller W. E.* The myth of the brackish Sarmatian Sea / W. E Piller, M. Harzhauser // Terra Nova. – Vol. 17. – 2005. – P. 450–455.
26. *Popov S.V*. Late Miocene to Pliocene palaeogeography of the Paratethys and its relation to the Mediterranean / S. V. Popov et al. // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. – Vol. 238. – N 1–4. – 2006. – P. 91–106.
27. *R□gl F*. Foraminiferal paleoecology and biostratigraphy of the Mühlbach section (Gaindorf Formation, Lower Badenian), Lower Austria / F. R□gl, S. Spezzaferri // Ann. Naturhist. Mus. Wien. Mai. – 2003. – Vol. 104. – P. 23–75.
28. *Rgl F*. Vom Zerfall der Tethys zu Mediterran und Paratethys. Die Neogene Palaeogeographie und Palinspastik des zirkummediterranen Raumes / F. R□gl, F. F. Steininger // Annales Naturhistorischen Museum Wien. – 1983. – Vol. 85. – P. 135–163.
29. *Wiens H. J*. Atoll environment and ecology / H. J. Wiens. – London : Yale University Press, 1962. – 532 p.
30. *Vrsaljko D*. Middle Miocene (Upper Badenian/Sarmatian) Palaeoecology and Evolution of the Environments in the Area of Medvednica Mt. (North Croatia) / D. Vrsaljko, D. Pavelić, M. Miknić, M. Brkic, M. Kovacic, I. Hećimović, V. Hajek-Tadesse, R. Avanić, N. Kurtanjek // Geologia Croatica. Zagreb. – 2006. – Vol. 59. – N 1. – P. 51–63.
31. *Wysocka A*. The Middle Miocene of the Fore-Carpathian Basin (Poland, Ukraine and Moldova) / A. Wysocka, A. Radwanski, M. Gorka, M. Babel, U. Radwanska, M. Zlotnik // Acta Geologica Polonica. – Vol. 66. – 2016. – N 3. – P. 351–401.

ISSN 2078-6425. Вісник Львівського університету. Серія геологічна. 2019. Вип. 33

32. Chapter 15 Animals of the benthic environment [Electronic resource]. – Access mode : https://slideplayer.com/slide/4022004/.

*Стаття: надійшла до редакції 10.08.2019*
*прийнята до друку 24.12.2019*

# MIDDLE MIOCENE FOSSIL REEFAL STRUCTURE MEDOBORY-TOUTRAS: ITS STRUCTURE, STAGES OF DEVELOPMENT AND SIGNIFICANCE IN THE FORMATION OF BUHLIV BEDS (NEOGEN, MIOCENE) PODILLYA (WESTERN UKRAINE)

## Yaryna Tuzyak

*Ivan Franko National University of Lviv,*
*Hrushevskyi Str., 4, 79005 Lviv, Ukraine*
*yarynatuzyak@gmail.com*

As a result of the analysis of the works of Ukrainian and Polish researchers, the structural morphological structure of the Middle Miocene fossil reef structure Medobory-Toutras within Ukraine was considered. This biogenoe structure is considered one of the largest reefal systems in Central Paratethys. Its laying and development played a significant role in the evolution of the entire Paratethys. It is not only a unique ecosystem that performs an important ecological function of the "light planet," but also a unique geomorpholic-geological structure, the analogues of which do not exist within the planet Earth, as well as a reservoir for accumulation and localization of various minerals – hydrocarbons, bauxite, iron ores, cobalt, nickel, etc. Given the almost 100-year history of research, it continues to attract the attention of scientists of different industries and can be the object of research in various scientific areas. It is also a unique complex monument to nature - an open-air museum.

As a geomorpholic-geological structure – the reefs of Medobory-Toutras at the same time with the orogenic stage in the Carpathian folding system played an important role in the isolation of Central Paratethys from the adjacent Mediterranean/Indo-Pacific basins, their formation increased the sedimentary case of Neogene and became the source of formation of new geological bodies, in particular Buhliv beds.

The study of microfossils from the Buhliv beds and the analysis of the structure of the reef system contributed to the determination of transverse, longitudinal and vertical zonation. So, in the cross direction allocation of facial-ecological zones – fore-reef, reef and back-reef facias is traced. In the longitudinal direction (from north-west to south-east) – rejuvenation and complications of the structure of reef construction. In the vertical direction (evolution in time) – identification of three stages of reef systems development, which differ in shape and type of biogenic bodies, change of organisms of reef-builders and organisms-inhabitants and age limits of laying and development of corresponding stages of reefs – from simple to more complex. The evolution of reef systems is directly related to the development of reef zones.

*Key words:* reefs, Medobory Hills, Toutras, Buhliv beds, Neogene, Miocene, Badenian, Sarmatian, Podillya, Central Parathetys.

ISNYK OF THE LVIV UNIVERSITY
Series Geology. 2018. Is. 32. P. 129–142
ISSN 2078-6425

ВІСНИК ЛЬВІВСЬКОГО УНІВЕРСИТЕТУ
Серія геологічна. 2018. Вип. 32. С. 129– 142
ISSN 2078-6425

*УДК 553.94:551.735(477.83)*

# ОСОБЛИВОСТІ МОРФОЛОГІЇ ТА УТВОРЕННЯ ВУГІЛЬНОГО ПЛАСТА $u_0^3$ КОВЕЛЬСЬКОЇ ВУГЛЕНОСНОЇ ПЛОЩІ ЛЬВІВСЬКО-ВОЛИНСЬКОГО КАМ'ЯНОВУГІЛЬНОГО БАСЕЙНУ

**Михайло Матрофайло[1], Микола Король[2]**

[1]*Інститут геології і геохімії горючих копалин НАН України,*
*вул. Наукова, 3а, 79060 Львів, Україна*
*mmatrofaylo@gmail.com;*
[2]*ВП ГРЕ ДП "Львіввугілля",*
*вул. Устилузька, 19, 44700 Володимир-Волинський, Україна*
*geolog@vv.lt.ukrtel.net*

**Мета.** На основі морфологічного аналізу визначити морфоструктурні і морфогенетичні особливості вугільного пласта $\upsilon_0^3$ на території Ковельської вугленосної площі Львівсько-Волинського кам'яновугільного басейну (ЛВБ). **Методика.** Застосовано комплекс досліджень на основі формаційного аналізу: морфологічний аналіз вугільних пластів, методи картування й геологопромислової типізації основних морфологічних параметрів вугільних пластів, кореляції, палеопотамічного й літолого-стратиграфічного аналізів, побудови деталізаційних морфологічних розрізів, генетичний і палеотектонічний аналіз відкладів карбону. **Результати, наукова новизна.** Викладено особливості морфології і генезису вугільного пласта $\upsilon_0^3$, розташованого у межах глибоких горизонтів крайнього північного заходу Львівсько-Волинського кам'яновугільного басейну – Ковельська площа. У структурному плані Ковельська пошукова перспективна площа знаходиться в північній частині ЛВБ, розташованого в межах Львівського палеозойського прогину південно-західної окраїни Східноєвропейської платформи, і межує з Волинським родовищем. Варто також зазначити, що вона поширена в межах Ковельського тектонічного виступу, який є частиною Ковельсько-Хрубешувського поперечного підняття із характерною високоамплітудною дрібноблоковою тектонікою. Визначено належність нагромадження материнської речовини пласта до успадкованого тектонічного долиноподібного зниження широтного простягання. Вперше простежено залежність від особливостей докарбонового палеорельєфу, яка проявляється у розщепленні вугільного пласта і в ускладненні його будови у напрямку долиноподібного зниження. Визначено новий тип торфонагромадження, властивий платформним вугленосним формаціям, розташованим безпосередньо на ерозійній поверхні різновікових утворень, які їх підстилають. Зазначено, що вугільний пласт розщеплюється, утворюючи складну біфуркацію. Варто зазначити, що сучасна конфігурація контуру поширення кам'яновугільних відкладів ЛВБ є наслідком виявлення астурійських тектонічних рухів і більш пізнього глибокого доверхньоюрського і доверхньокрейдового ерозійного й абразійного зрізів. Львівсько-

© Матрофайло М., Король М., 2019

Волинський басейн, зокрема Ковельська вугленосна площа, становить найбільш піднесену замкнену периферійну частину великого Львівсько-Люблінського прогину, де післякарбонові денудаційні процеси проходили особливо інтенсивно. Це зумовило відсутність у стратиграфічному розрізі карбону басейну відкладів, молодших від пізньобашкирських (вестфалу А) у його центральній частині і пізньосерпуховських (постіваницьких) на території Ковельської площі. **Практична значимість.** Отримані результати і проведені палеореконструкції уточнюють і доповнюють існуючі уявлення про карбонове вугленагромадження на південному заході Східноєвропейської платформи, зокрема про слабовивчений дельтовий тип торфонагромадження. У прикладному аспекті вони мають значення у вирішенні практичних завдань, пов'язаних з прогнозною оцінкою промислової вугленосності глибоких горизонтів Львівсько-Волинського кам'яновугільного басейну.

*Ключові слова:* морфологія пласта $v_0^3$, розщеплення, біфуркація, палеодолина, динаміка, глибокі горизонти, палеореконструкція, Ковельська площа.

**Вступ.** Важливим завданням вугільної геології є надійна всебічна оцінка морфологічних параметрів вугільних пластів, які використовують для вирішення комплексу питань, зокрема для обґрунтування перспективних напрямів геологорозвідувальних робіт, раціональної методики виявлення і розробки вугільних пластів.

У Львівсько-Волинському кам'яновугільному басейні (ЛВБ) на фоні планового вибуття шахт з експлуатації, скорочення промислових запасів вугілля і закриття нерентабельних вугледобувних підприємств існує необхідність подальшого пошуку нових площ з промисловою вугленосністю і сприятливими умовами розробки вугільних пластів [16]. До таких, крім Південно-Західного вугленосного району басейну [18], належить також його північне продовження – область розповсюдження карбону вздовж державного кордону з Польщею від м. Володимир-Волинського до кордону з Білоруссю – Ковельська вугленосна площа.

Попередніми визначеннями, проведеними на цій площі [11, 14, 20], визначено літологічний склад карбону, належність відкладів до верхньої частини візейського ярусу, а також їхнє розташування з кутовим і стратиграфічним неузгодженням на різновікових відкладах нижнього палеозою. Останніми роками пошуковими роботами на вугілля (Львівська ГРЕ) і геологозйомочними роботами (Рівненська ГРЕ) отримано фактичний матеріал, комплексне вивчення якого сприяло виявленню особливостей геологічної будови вугільних пластів, вугленосності і прогнозній оцінці ресурсів північної частини басейну.

У 1990–1998 рр. на території Ковельської площі пошукові роботи проводила Великомостівська партія Львівської ГРЕ ДГП "Західукргеологія". Петрофізичний склад і метаморфізм вугілля вивчав В. С. Савчук (м. Дніпропетровськ). Літолого-фаціальну характеристику порід і генетичний аналіз відкладів проводив В. Ф. Шульга (м. Київ). Як наслідок, у відкладах візейського ярусу нижнього карбону площі підтверджено наявність двох вугільних пластів з промисловою потужністю, які за нашими дослідженнями утворюють єдиний розщеплювальний пласт $v_0^3$. Вугілля пластів середньовисокозольне, середньовисокосірчасте і належить до марки Д. Прогнозні ресурси по двох вугільних пластах становлять 282 млн т. Керуючись якісними показниками, вугілля можна використовувати як паливо в енергетичній промисловості. Гірничо- і гідрогеологічні умови аналогічні діючим шахтам прилеглого Нововолинського геологопромислового району і сприятливі для розробки вугільних пластів.

Ця стаття є логічним продовженням початих раніше публікацій на тему перспективної промислової вугленосності глибоких горизонтів та особливостей морфології робочих вугільних пластів Львівсько-Волинського кам'яновугільного басейну [8, 12 та ін.].

**Мета досліджень** – на основі морфологічного аналізу і детального вивчення потужності, будови, розмивів, палеореконструкції етапів розщеплення вугільного пласта $υ_0^3$, визначити його морфоструктурні і морфогенетичні особливості та з'ясувати відміни утворення палеоторф'яників на території Ковельської вугленосної площі Львівсько-Волинського басейну.

**Методика досліджень**. Для вивчення морфології вугільних пластів ЛВБ, кореляції вугленосних відкладів, у тім числі пласта $υ_0^3$, застосовано комплекс досліджень на основі формаційного аналізу [6 та ін.]. Морфологічний аналіз вугільних пластів виконували за методикою, розробленою і застосованою, зокрема, під час досліджень у Підмосковному, Донецькому і Львівсько-Волинському басейнах [17 та ін.]. До того ж у роботі використано методи картування і геологопромислової типізації основних морфологічних параметрів вугільних пластів, палеопотамічного і літолого-стратиграфічного аналізів, побудови деталізаційних морфологічних розрізів, генетичний і палеотектонічний аналіз відкладів карбону.

Актуальність застосування морфологічного аналізу полягає у вирішенні проблем обґрунтування кондиційної вугленосності перспективних для промислового освоєння родовищ, площ і ділянок з метою подальшого розвитку вугільної промисловості західного регіону України.

**Загальні положення**. Ковельська вугленосна площа розташована в північній частині Львівсько-Волинського басейну у межах Львівського палеозойського прогину південно-західної окраїни Східноєвропейської платформи і межує з Волинським родовищем по Північному (Володимир-Волинському) розлому [7] (рис. 1, 2). Варто зазначити, що пошукова площа поширена в межах Ковельського тектонічного виступу, який є частиною Ковельсько-Грубешівського поперечного підняття з характерною високоамплітудною дрібноблоковою тектонікою. Формування Ковельського виступу пов'язане з максимальною активністю горсто-підкидних дислокацій у довізейський час (бретонська фаза герцинського тектогенезу) [4]. Це обумовило, з одного боку, хвилеподібний характер межі розповсюдження карбону, а з іншого, – субгоризонтальне залягання вугільних відкладів на глибоко еродованій поверхні сильно дислокованих порід нижнього палеозою. Глибина розмиву до карбонових відкладів у межах Ковельського виступу сягає 0,5–1,7 км [2].

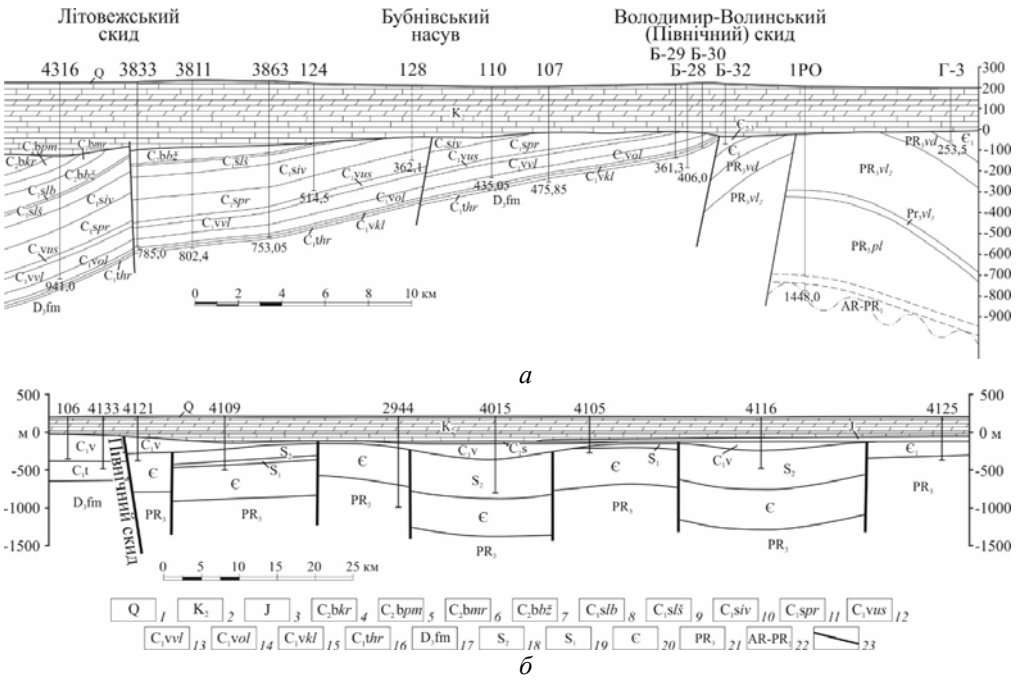
Породи кам'яновугільної системи залягають з незгідністю на розмитих різновікових відкладах нижнього палеозою і представлені візейським і серпуховським ярусами (рис. 3). Потужність карбону на площі становить близько 224 м.

**Морфологічні особливості пласта.** Вугільний пласт $υ_0^3$ поширений на всій території Ковельської площі. Він складається з двох пластів вугілля робочої потужності $υ_0^{3н}$ і $υ_0^{3в}$, які у південному і північному напрямках з'єднуються в один вугільний пласт складної будови (рис. 4, 5).

ISSN 2078-6425. Вісник Львівського університету. Серія геологічна. 2019. Випуск 33

Рис. 1. Геолого-структурна карта Львівсько-Волинського кам'яновугільного басейну [7]:

*1–4* – яруси карбону: *1* – башкирський; *2* – серпуховський; *3* – візейський; *4* – турнейський; *5* – девон; *6* – силур; *7* – границя розповсюдження відкладів карбону; *8* – контур промислової вугленосності ($n_7^н$ – нижній пласт, який розробляється); *9* – розривні тектонічні порушення; *10* – діючі вугільні шахти; *11* – родовища кам'яного вугілля і вугленосні площі: 1 – Волинське; 2 – Забузьке; 3 – Межирічанське; 4 – Тяглівське; 5 – Любельське; 6 – Бишківська площа; 7 – Ковельська вугленосна площа




*а*

*б*

Рис. 2. Геологічні розрізи північної частини Волинського родовища (*а*) і Ковельської вугленосної площі (*б*) Львівсько-Волинського кам'яновугільного басейну (за матеріалами Львівської ГРЕ):

*1–3* – утворення мезозою і кайнозою: *1* – четвертинні; *2* – верхньої крейди; *3* – юри; *4–16* – кам'яновугільні відклади: *4–7* – середній відділ, башкирський ярус (*світи*: *4* – кречівська; *5* – поромівська; *6* – морозовичівська; *7* – бужанська); *8–16* – нижній відділ: *8–11* – серпуховський ярус (*світи: 8* – любельська; *9* – лишнянська; *10* – іваничівська; *11* – порицька); *12–15* – візейський ярус (*світи: 12* – устилузька; *13* – володимирівська; *14* – олеськівська; *15* – куличківська); *16* – турнейський ярус, хорівська світа; *17* – девон, верхній відділ, фаменський ярус; *18, 19* – силур, верхній відділ (*18*), нижній відділ (*19)*; *20* – кембрій; 2*1* – верхній протерозой нерозчленований (серії: $PR_3pl$ – поліська; $PR_3vl$ – волинська; $PR_3vd$ – валдайська); *22* – архей–нижній протерозой нерозчленовані; *23* – розривні тектонічні порушення

Нижній вугільний пласт $v_0^{3н}$ залягає на глибинах від 319,6 до 551,2 м і поширюється на всіх ділянках площі. Покрівлю пласта становить переважно аргіліт, а підошву – аргіліт, алевроліт і зрідка пісковик. Потужність пласта змінюється від 0,10 до 2,17 м і відповідає чотирьом типам градацій: I – дуже тонкий; II – тонкий; III – середній; IV – потужний. На Новинській і Любомльській ділянках площі вона кондиційна і змінюється від 0,59 до 2,17 м. Північніше на Шацькій ділянці пласт дуже тонкої неробочої потужності, яка сягає 0,35 м. Будова пласта змінюється від простої до складної. Без породних прошарків пласт поширений на Новинській, Шацькій і сході Любомльської ділянки. Пласт розщеплюється. Це локальне розщеплення (біфуркація), яке поширюється на площі 15,2 км$^2$. Потужність породного прошарку, представленого аргілітом, становить 1,90 м.

Верхній вугільний пласт $v_0^{3в}$ залягає на глибинах від 319,6 до 546,7 м під вапняком $V_1$. У його покрівлі в північній частині площі поширений вапняк, південніше – аргіліт, рідше алевроліт і пісковик, у підошві – у східній частині аргіліт, а в західній – алевроліт. Область його поширення збігається з нижнім пластом. Потужність пласта змінюється від 0,10 до 1,38 м і відповідає трьом типам градації. З кондиційною потужністю, яка зростає від 0,94 до 1,38 м, він поширений на більшій частині Любомльської ділянки.

Будова пласта змінюється від простої, яка переважає на Любомльській ділянці, до середньої складності і складної, яка поширена на цій ділянці в окремих свердловинах. Пласт $v_0^{3в}$, аналогічно нижньому, також локально розщеплюється (біфуркація). Площа розщеплення – 7,9 км$^2$. Потужність породного прошарку, представленого алевролітами і частково пісковиками, становить 1,20 м. В обох випадках розщеплення поширені в найбільш активній у тектонічному плані центральній Любомльській ділянці площі. Їхні контури овальної форми й простягаються на територію Люблінського басейну сусідньої Польщі.

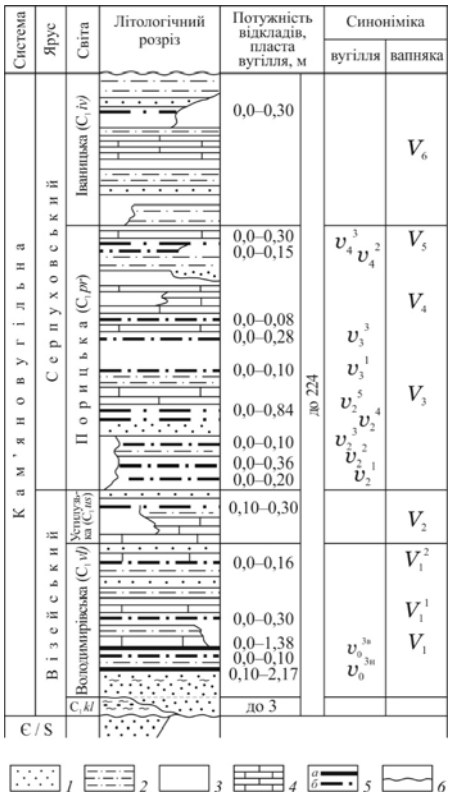



Рис. 3. Літолого-стратиграфічний розріз вугленосних відкладів Ковельської вугленосної площі Львівсько-Волинського кам'яновугільного басейну (за матеріалами Львівської ГРЕ):
*1* – пісковик; *2* – алевроліт; *3* – аргіліт; *4* – вапняк; *5* – пласти вугілля робочої (*а*) і неробочої (*б*) потужності; *6* – стратиграфічні незгідності.

Рис. 4. Карта морфології вугільного пласта $v_0^3$ Ковельської вугленосної площі Львівсько-Волинського кам'яновугільного басейну
(склав М. М. Матрофайло):

*1* – межа епігенетичного розмиву вугленосної формації; *2* – ізопахіти вугільного пласта, м; *3* – ізогіпси підошви вугільного пласта, м; *4* – контур переважно епіторф'яних розмивів вугільного пласта; *5* – вугільний пласт складної будови (дві і більше вугільних пачок); *6* – контур розщеплення вугільного пласта на різних стратиграфічних рівнях; *7* – розривні тектонічні порушення; *8* – свердловина і її номер; *9* – структура пласта, потужність вугільних пачок і породних прошарків; *10* – буквено-цифровий індекс вугільного пласта; *11* – заболочена приморська низовина; *12* – дельта; *13* – напрямок палеоводотоків; *14* – Ковельська палеогідрографічна система; *15* – межа палеогеографічних зон; *16* – лінія деталізаційного розрізу; *17* – державний кордон

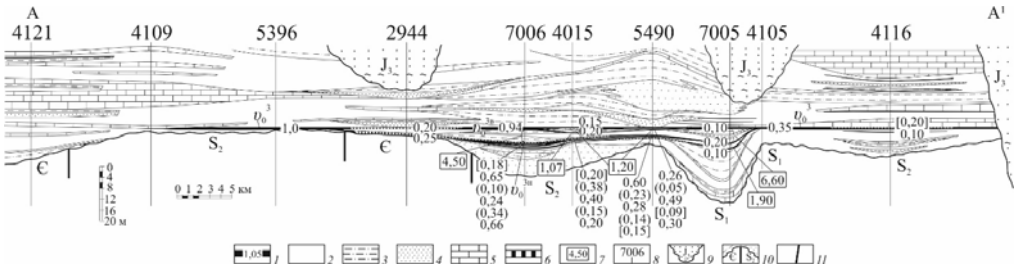



Рис. 5. Детальний морфологічний розріз вугільного пласта $v_0^3$ по лінії А–А$^1$ (розташування лінії розрізу див. рис. 4) (склав М. М. Матрофайло):

*1* – вугільний пласт і його потужність; *2* – аргіліт; *3* – алевроліт; *4* – пісковик; *5* – вапняк; 6 – вуглистий аргіліт; *7* – потужність породного прошарку розщеплення; *8* – бурова свердловина та її номер; *9* – юрський розмив вугленосної формації; *10* – розмита поверхня кембрійських і силурійських відкладів, які підстилають вугленосні відклади; *11* – розривні тектонічні порушення

Загалом морфологія вугільного пласта $v_0^3$ і його складових змінена під впливом внутрішньоформаційного й епігенетичного (формаційного) розмивів кам'яновугільних відкладів. Фрагмент внутрішньоформаційного розмиву, який належить переважно до епіторфяних розмивів вугільного пласта, розташований на Новинській ділянці. Він зумовлений абразією, оскільки в його покрівлі залягає вапняк. Контур розмиву спрямований за межі ділянки.

Сучасна конфігурація контуру поширення кам'яновугільних відкладів ЛВБ є наслідком виявлення астурійських тектонічних рухів і більш пізнього глибокого доверхньоюрського і доверхньокрейдового ерозійного й абразійного зрізів [6]. Львівсько-Волинський басейн, зокрема Ковельська вугленосна площа, становить найбільш піднесену замкнену периферійну частину великого Львівсько-Люблінського прогину, де посткарбонові денудаційні процеси проходили особливо інтенсивно. Це обумовило відсутність у стратиграфічному розрізі відкладів карбону басейну, молодше пізньобашкирських (вестфала А) у його центральній частині і пізньосерпуховських (постіваницьких) на території Ковельської площі.

**Умови утворення пластів.** Формування промислових вугільних пластів нижньої підформації Львівсько-Волинського басейну відбувалося в різних умовах. На півночі басейну в межах Ковельської вугленосної площі промисловий вугільний пласт $v_0^3$ розташований в нижній частині підформації дуже близько від основи, яка представлена довугленосними відкладами раннього палеозою. Суттєві відміни його морфології визначаються специфічними умовами вуглеутворення. До початку формування вугленосних відкладів вивчена площа становила заболочену приморську низовину з доволі розчленованим ерозійно-тектонічним рельєфом. Його реконструкція за відомою методикою [1, 10, 15] (з використанням підошви вугільного пласта $v_0^{3н}$ як умовного (нульового) горизонту) показала, що перевищення докарбонового палеорельєфу становить 20 м і більше (рис. 6). В центральній частині території існувало велике (ширина понад 20 км) широтне долиноподібне зниження, де нагромаджувався русловий і заплавний алювій. Збільшення товщини алювію у західному напрямку, а також результати палеопотамічного аналізу вугленосних відкладів ЛВБ [19] свідчать про ймовірне розташування верхів'я палеоріки на сході – в області Українського щита. Проведені палеоморфологічні

реконструкції показали, що в період формування вугільних пластів $v_0^{3н}$ і $v_0^{3в}$, а також вапняку $V_1$ долиноподібне зниження зазнавало більш спадкове опускання порівняно з сусідніми (північною і південною) більш піднесеними ділянками. Це виявилось не тільки в підвищеній товщині алювію й загалом вугленосних відкладів, підстилаючих вапняк $V_1$, а й в акумулятивно-тектонічному розщепленні вугільного пласта $v_0^3$ на два пласти в області палеодолини (див. рис. 5, 6). Материнська речовина пласта $v_0^3$ накопичувалась у палеоторф'яниках, розташованих як в межах великого широтного долиноподібного зниження, так і на північному і південному міждолинних просторах. Найбільш сприятливі умови для формування палеоторф'яників існували на схилах палеодолини; в меншій ступені – у її центральній частині, яка характеризуювалася високим рівнем стояння води, підвищеною гідродинамікою, приносом у торф'яники значної кількості теригенного матеріалу, обумовлюючи складну будову вугільних пластів і їхню збільшену зольність. Слабка обводненість й інтенсивне розкладання рослинної маси в аеробних умовах не сприяло утворенню потужних торф'яників на припіднятих ділянках міждолинних просторів.

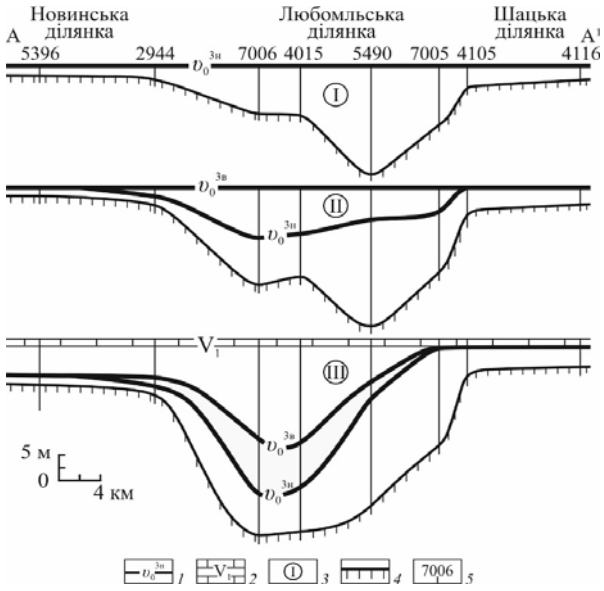



Рис. 6. Палеореконструкція етапів формування акумулятивно-тектонічного розщеплення (складної біфуркації) вугільного пласта $v_0^3$ і поверхні докам'яновугільних відкладів по лінії А–А$^1$ на Ковельській вугленосній площі ЛВБ:

*1* – вугільний пласт та його синоніміка; *2* – пласт вапняку і його синоніміка; *3* – етапи формування розщеплення: I – формування нижнього вугільного пласта, основи розщеплення; II – утворення породного прошарку розщеплення і верхнього вугільного пласта; III – завершення формування розщеплення і його перекриття породними відкладами та вапняком $V_1$; *4* – поверхня докам'яновугільних відкладів; *5* – бурова свердловина та її номер

Таку залежність між вугленосністю й особливостями довугленосного палеорельєфу у межах північного продовження ЛВБ виявлено вперше. Вона проявляється в неодноразовій біфуркації вугільного пласта й ускладненні його будови у напрямку долиноподібного зниження. Отже, у ЛВБ визначено новий тип вугленакопичення, характерний для вугленосної формації древніх платформ, які поширені безпосередньо на ерозійній поверхні підстилаючих їх утворень [5]. До подібних належать формації Підмосковного, Донецького та інших вугільних басейнів [3, 9, 13]. Схожість умов утворення візейських вугленосних відкладів Мосбасу і нижньої вугленосної підформації північного продовження ЛВБ стає ще більш очевидним, якщо взяти до уваги практично однаковий речовий склад вугілля обох регіонів.

Широтне простягання палеодолин, простеження їх до державного кордону з Польщею та дані буріння свердловини Савін ІГ 1, яка пробурила пласт потужністю 2,0 м, залягаючий майже безпосередньо на денудованій поверхні пізнього палеозою [21], є основою вважати, що зазначені особливості утворення нижньої вугленосної підформації північного продовження ЛВБ існували також і на прикордонній території Люблінського басейну [6].

Вплив особливостей палеорельєфу на умови формування вугленосних відкладів зменшувався угору по розрізу, і подальше утворення нижньої вугленосної підформації у межах північного продовження ЛВБ, як і на решта його території, відбувалося в континентальних, перехідних від континентальних до морських і морських умовах, які змінювалися у часі.

**Висновки**. У Львівсько-Волинському басейні визначено новий тип торфонагромадження, характерний для платформних вугленосних формацій, що залягають безпосередньо на ерозійній поверхні різновікових утворень раннього палеозою, який визначає необхідність особливого підходу до проведення пошуково-розвідувальних робіт.

Значну мінливість морфології вугільного пласта $v_0^3$ у межах Ковельської вугленосної площі басейну визначають специфічними палеотектонічними умовами торфонагромадження, залежними від формування кам'яновугільних відкладів на основі доволі розчленованого ерозійно-тектонічного рельєфу.

Проведені палеогеоморфологічні реконструкції показали існування у центральній частині території великого (завширшки понад 20 км) широтного долиноподібного зниження, де накопичувався русловий і заплавний алювій.

У період формування вугільного пласта $v_0^3$, а також вапняку $V_1$ відбувалося найбільш успадковане опускання порівняно з сусідніми північною і південною припіднятими ділянками, яке обумовило збільшення потужності вугленосних відкладів, які підстилають вапняк $V_1$, і його акумулятивно-тектонічне розщеплення.

Визначено складну будову розщеплення вугільного пласта $v_0^3$ на два кондиційні пласти вугілля $v_0^{3н}$ і $v_0^{3в}$, які утворюють складну поетапну біфуркацію. Його контури простягаються субширотно, а градієнт розщеплення у меридіанному напрямку в середньому становить 0,28 м/км.

Наукове і прикладне значення проведених досліджень полягає у пізнанні загальних процесів формування вугленосних відкладів і продуктивної вугленосності. Викладений матеріал важливий для з'ясування особливостей будови, умов утворення і порівняльного аналізу вугленосних формацій Львівсько-Волинського та інших типових кам'яновугільних басейнів, доповнення і вдосконалення методики морфологічного аналізу покладів вугілля.

СПИСОК ВИКОРИСТАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ

1. *Васильев П. В.* Палеогеографические условия формирования угленосных отложений нижнего карбона западного склона Урала / П. В. Васильев. – Москва ; Ленинград : Углетехиздат, 1950. – 290 с.
2. *Власов Б. И.* Волынское палеозойское поднятие / Б. И. Власов // Геотектоника Волыно-Подолии. – Киев : Наук. думка, 1990. – С. 178–180.
3. Днепровский буроугольный бассейн / А. Я. Радзивилл, С. А. Гуридов, М. А. Самарин и др. – Киев : Наук. думка, 1987. – 328 с.
4. *Знаменская Т. А.* Блоковая тектоника Волыно-Подолии / Т. А. Знаменская, И. И. Чебаненко. – Киев : Наук. думка, 1985. – 156 с.
5. *Иванов Г. А.* Угленосные формации / Г. А. Иванов. – Ленинград : Наука, 1967. – 407 с.
6. Корреляция карбоновых угленосных формаций Львовско-Волынского и Люблинского бассейнов / В. Ф. Шульга, А. Здановски, Л. Б. Зайцева [и др.]. – Киев : Варта, 2007. – 428 с.
7. *Костик І.* Вуглеутворення на початковому етапі формування кам'яновугільної формації Львівсько-Волинського басейну / І. Костик, М. Матрофайло, Б. Лелик, М. Король // Науковий вісник НГУ. – 2016. – Вип. 1. – С. 19–31.
8. *Костик І. О.* Перспективи промислової вугленосності глибоких горизонтів Львівсько-Волинського кам'яновугільного басейну. Стаття 1. Морфологія серпуховського вугільного пласта $\upsilon_6$ 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.
9. Литологическая характеристика визейской угленосной толщи / А. С. Корженевская, В. Ф. Шульга, Б. Г. Виноградов и др. // Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР. – Москва : Госгеолтехиздат, 1962. – Т. 2. – С. 77–114.
10. *Ломашов И. П.* О рельефе известнякового фундамента в Подмосковном бассейне / И. П. Ломашов // Изв. АН СССР. Сер. геол. – 1958. – № 3. – С. 93–100.
11. Львівсько-Волинський кам'яновугільний басейн / Д. П. Бобровник, Т. О. Болдирева, А. М. Іщенко та ін. – Київ : Вид. АН УРСР, 1962. – 145 с.
12. *Матрофайло М. М.* Застосування морфологічного аналізу вугільних пластів у Львівсько-Волинському басейні / М. М. Матрофайло // Вісник Львів. ун-ту. Сер. геологічна. – 2017. – Вип. 31. – С. 56–66.
13. *Нагірний В. М.* Палеогеографічні умови утворення кайнозойських буровугільних покладів України / В. М. Нагірний. – Київ : Наук. думка, 1977. – 108 с.
14. *Помяновская Г. М.* Новые данные о карбоне в северо-западной части Волынской области / Г. М. Помяновская, Е. А. Завьялова // Вопросы стратиграфии, литологии и палеогеографии нефтегазоносных районов Украины. – Москва : Гостоптехиздат, 1959. – С. 28–33.
15. *Шульга В. Ф.* О фациальном исследовании угленосных отложений южного крыла Подмосковного бассейна / В. Ф. Шульга // Изв. АН СССР. Сер. геол. – 1962. – № 6. – С. 84–94.
16. *Шульга В. Ф.* Горно-геологическая характеристика Львовско-Волынского угольного бассейна / В. Ф. Шульга, В. Я. Караваев, Б. И. Лелик и др. // Уголь Украины. – 1995. – № 12. – С. 2–8.

17. *Шульга В. Ф.* Изучение морфологи угольных пластов в Украине. Современное состояние. Направления дальнейшего развития / В. Ф. Шульга, М. Н. Матрофайло, И. Е. Костик, Н. Д. Король // Зб. наук. праць ІГН НАН України. – 2010. – Вип. 3. – С. 350–358.
18. *Шульга В. Ф.* Новые данные об угленосности юго-запада Львовско-Волынского бассейна / В. Ф. Шульга, М. Я. Решко, П. Т. Гурей и др. // Докл. АН Украины. – 1997. – № 1. – С. 137–141.
19. *Шульга В. Ф.* Карбоновые реки Львовско-Волынского бассейна и их связь с тектоникой / В. Ф. Шульга, Т. А. Знаменская // Геол. журн. – 1995. – № 2. – С. 36–40.
20. *Шульга П. Л.* Новий геологічний розріз палеозойських відкладів у північно-західній частині Волині / В. Ф. Шульга, В. Б. Шпакова // Доп. АН УРСР. – 1958. – № 5. – С. 558–561.
21. *Musial L.* Stratygrafia karbonu na podstawie makrofauny / Karbon Lubelskiego Zaglebia Weglowego / L. Musial, M. Tabor // Prace Inst. Geol. – 1988. – T. 122. – S. 88–112.

REFERENCES

1. Vasil'ev P. V. (1950). *Paleogeograficheskie usloviya formirovaniya uglenosnykh otlozheniy nizhnego karbona zapadnogo sklona Urala.* Moskva ; Leningrad : Ugletekhizdat.
2. Vlasov B. I. (1990). Volynskoe paleozoyskoe podnyatie. *Geotektonika Volyno-Podolii*. – Kyiv : Naukova dumka, 178–180.
3. Radzivill A. Ya., Guridov S. A., Samarin M. A. i dr. (1987). *Dneprovskiy burougolnyy basseyn.* Kyiv : Nauk. dumka.
4. Znamenskaya T. A., Chebanenko I. I. (1985). *Blokovaya tektonika Volyno-Podolii.* – Kyiv : Nauk. dumka.
5. Ivanov G. A. (1967). *Uglenosnye formatsii*. – Leningrad : Nauka.
6. Shulga V. F., Zdanovski A., Zaytseva L. B. i dr. (2007). *Korrelyatsiya karbonovykh uglenosnykh formatsiy Lvovsko-Volynskogo i Lyublinskogo basseynov.* – Kyiv : Varta.
7. Kostyk I., Matrofailo M., Lelyk B., Korol M. (2016). *Vuhleutvorennia na pochatkovomu etapi formuvannia kamianovuhilnoi formatsii Lvivsko-Volynskoho baseinu. Naukovyi visnyk NHU, 1,* 19–31.
8. Kostyk I. O., Matrofailo M. M., Shulha V. F., Korol M. D. (2010). Perspektyvy promyslovoi vuhlenosnosti hlybokykh horyzontiv Lvivsko-Volynskoho kamianovuhilnoho baseinu. Stattia 1. Morfolohiia serpukhovskoho vuhilnoho plasta $v_6$ Lvivsko-Volynskoho baseinu i osoblyvosti yoho utvorennia. *Heolohiia i heokhimiia horiuchykh kopalyn, 3–4 (152–153),* 27–44.
9. Korzhenevskaya A. S., Shulga V. F., Vinogradov B. G. i dr. (1962). Litologicheskaya kharakteristika vizeyskoy uglenosnoy tolshchi. *Geologiya mestorozhdeniy uglya i goryuchikh slantsev SSSR.* – Moskva : Gosgeoltekhizdat, *2*, 77–114.
10. Lomashov I. P. (1958). O rel'efe izvestnyakovogo fundamenta v Podmoskovnom basseyne. *Izv. AN SSSR. Ser. Geol., 3*, 93–100.
11. Bobrovnyk D. P., Boldyreva T. O., Ishchenko A. M. ta in. (1962). *Lvivsko-Volynskyi kamianovuhilnyi basein.* – Kyiv : Vyd. AN URSR.
12. Matrofailo M. M. (2017). Zastosuvannia morfolohichnoho analizu vuhilnykh plastiv u Lvivsko-Volynskomu baseini. *Visnyk Lviv. un-tu. Ser. geolohichna, 31,* 56–66.

13. Nahirnyi V. M. (1977). *Paleoheohrafichni umovy utvorennia kainozoiskykh burovuhilnykh pokladiv Ukrainy*. – Kyiv : Nauk. dumka.
14. Pomyanovskaya G. M., Zavyalova E. A. (1959). Novye dannye o karbone v severo-zapadnoy chasti Volynskoy oblasti. *Voprosy stratigrafii, litologii i paleogeografii neftegazonosnykh rayonov Ukrainy*. – Moskva : Gostoptekhizdat, 28–33.
15. Shulga V. F. (1962). O fatsialnom issledovanii uglenosnykh otlozheniy yuzhnogo kryla Podmoskovnogo basseyna. *Izv. AN SSSR. Ser. Geol, 6,* 84–94.
16. Shulga V. F., Karavaev V. Ya., Lelik B. I. i dr. (1995). Gorno-geologicheskaya kharakteristika Lvovsko-Volynskogo ugolnogo basseyna. *Ugol Ukrainy, 12,* 2–8.
17. Shulga V. F., Matrofailo M. N., Kostik I. E., Korol N. D. (2010). Izuchenie morfologi ugolnykh plastov v Ukraine. Sovremennoe sostoyanie. Napravleniya dalneyshego razvitiya. *Zbirnik naukovikh prat IGN NAN Ukraïni, 3,* 350–358.
18. Shulga V. F., Reshko M. Ya., Gurey P. T. i dr. (1997). Novye dannye ob uglenosnosti yugo-zapada Lvovsko-Volynskogo basseyna. *Dokl. AN Ukrainy, 1,* 137–141.
19. Shulga V. F., Znamenskaya T. A. (1995). Karbonovye reki Lvovsko-Volynskogo basseyna i ikh svyaz' s tektonikoy. *Geol. zhurn., 2,* 36–40.
20. Shulha P. L., Shpakova V. B. (1958). Novyi heolohichnyi rozriz paleozoiskykh vidkladiv u pivnichno-zakhidnii chastyni Volyni. *Dop. AN URSR, 5,* 558–561.
21. Musial L., Tabor M. (1988). Stratygrafia karbonu na podstawie makrofauny / Karbon Lubelskiego Zaglebia Weglowego. *Prace Inst. Geol., 122,* 88–112.

*Стаття: надійшла до редакції 03.09.2019*
*прийнята до друку 24.12. 2019*

# FEATURES OF MORPHOLOGY AND FORMATION OF COAL SEAM $u_0^3$ OF THE KOVEL AREA OF THE LVIV–VOLYN COAL BASIN

**Mykhailo Matrofailo[1], Mykola Korol[2]**

*[1]Institute of Geology and Geochemistry of Combustible Minerals of the National Academy of Sciences of Ukraine,*
*Naukova Str., 3a, 79060 Lviv, Ukraine mmatrofaylo@gmail.com;*
*[2]SU GRE SE "Lvivvuhillya",*
*Ustyluzka Str., 19, 44700 Volodymyr-Volynsky, Ukraine*
*geolog@vv.lt.ukrtel.net*

**Purpose.** On the basis of morphological analysis to define morphostructural and morphogenetic features of coal seam $u_0^3$ on territory of the Kovel area of the Lviv–Volyn Coal Basin. **Methods.** We have used a complex of investigations based on the formation analysis: morphological analysis of coal seams, methods of mapping and geological-industrial typification of the main morphological parameters of coal seams, correlation, paleopothamic and lithological-stratigraphical analyses, construction of detailed morpho-

ISSN 2078-6425. Вісник Львівського університету. Серія геологічна. 2019. Випуск 33

logical sections, genetic and paleotectonic analyses of Carboniferous deposits. **Results. Scientific novelty.** The peculiarities of morphology and genesis of the coal seam $v_0^3$, which occurs in deep horizons of the extreme north-west of the Lviv–Volyn Coal Basin Kovel area are shown. Structurally, the Kovel exploring perspective area is in the northern part of LVB situated within the Lviv Paleozoic Depression of the south-western margin of the East European Platform and is contiguous to the Volyn field. It should be also noted that it is extended within the limits the Kovel tectonic projection which is a part of the Kovel-Hrubeszów transverse uplift with distinctive high-amplitude fine-block tectonics. The confinement of accumulation of the mother substance of the seam to the inherited tectonic valley-like depression of latitudinal strike is noted. For the first time the dependence between the peculiarities of the pre-Carboniferous paleorelief, which becomes apparent due to splitting of the coal seam and complication of its structure in the direction of the valley-like depression is traced. The new type of coal accumulation characteristic of the platform coal-bearing formations, located just on the erosional surface of underlying deposits, is established. Attention is drawn to that, coal seam is splitted forming a complicated bifurcation of the seam. It should be noted that a modern configuration of the distribution contour of Carboniferous deposits of LVB is a result of the Asturian tectonic movements and later deep-seated pre-Upper Jurassic and pre-Upper Cretaceous erosional and abrasion truncations. The Lviv–Volyn Basin and especially the Kovel coal-bearing area compose the most uplifted closed peripheral part of the great Lviv–Lublin depression where Post-Carboniferous denudation processes occurred especially intensively. This has caused the absence in the basinal stratigraphical section of Carboniferous of deposits younger than Late-Bashkirian (Westphalian A) in its central part and Late Serpukhovian (Post-Ivanychi) ones in the territory of the Kovel area. **Practical value.** Got results and conducted paleoreconstructions verify and supplement existing notions of carboniferous coal accumulation in the south-west of the East European Platform, and in particular of insufficiently studied deltaic type of the peat accumulation. Regarded in applied aspect, they are important in solving practical tasks connected with prognostic assessment of the commercial coal presence in the deep horizons of the Lviv–Volyn Coal Basin.

*Key words:* morphology of seam $v_0^3$, splitting, bifurcation, paleovalley, dynamics, deep horizons, paleoreconstruction, Kovel area.

VISNYK OF THE LVIV UNIVERSITY
Series Geology. 2019. Is. 33. P. 143–153
ISSN 2078-6425)

ВІСНИК ЛЬВІВСЬКОГО УНІВЕРСИТЕТ
Серія геологічна. 2019. Вип. 33. С. 143–153
ISSN 2078-6425

*УДК* 553.041+553.98

# ЛІТОЛОГІЧНІ І ФІЛЬТРАЦІЙНО-ЄМНІСНІ ОСОБЛИВОСТІ КЕМБРІЙСЬКИХ ПОРІД-КОЛЕКТОРІВ, РОЗКРИТИХ СВЕРДЛОВИНАМИ ГЛИНЯНИ-1, ВОЛОДИМИРІВСЬКА-1, БУЧАЧ-1 І ЗАЛІЗЦІ-1 (ВОЛИНО-ПОДІЛЛЯ)

**Ганна Федчун**

*Львівський національний університет імені Івана Франка,*
*вул. Грушевського, 4, 79005 Львів, Україна*
*aniafedchun.13@gmail.com*

Розглянуто геологічну будову та перспективи нафтогазоносності кембрійських відкладів Волино-Поділля. У статті досліджено керновий матеріал зі свердловин Глиняни-1, Володимирівська-1, Бучач-1 і Залізці-1. Проведено аналіз літологічного складу та фільтраційно-ємнісних особливостей відкладів.

За результатами досліджень з'ясовано, що пісковики зі свердловини Глиняни-1 є міцні, ущільнені та практично непроникні. Відклади зі свердловини Володимирівська-1 ущільнені і міцно зцементовані.

Пісковики зі свердловин Залізці-1 (1 145–1 147 м) і Бучач-1 (інтервал 1 634,5–1 637,5 м) належать до стохідської світи. За літологічними особливостями вони подібні, але за фільтраційно-ємнісними властивостями дещо відрізняються. Так, пісковики зі свердловини Залізці-1 вдвічі перевищують показники абсолютної проникності та відкритої пористості за пісковики у свердловині Бучач-1. Проте наявність органічної речовини у цих відкладах свідчить про сприятливі умови для нагромадження вуглеводнів.

Доведено, що кращі колекторські властивості мають відклади зі свердловин Бучач-1 і Залізці-1. Породи зі свердловин Глиняни-1 та Володимирівська-1 мають дещо гірші властивості, що зумовлено більшою глибиною залягання й погіршенням колекторських властивостей у північно-західному напрямку. Ємнісно-фільтраційні властивості свердловин Володимирівська-1 і Глиняни-1 порівняно низькі, проте тут наявна тріщинуватість, сприятлива для міграції і локалізації вуглеводнів.

Наведені дані підтверджують, що колекторські властивості кембрійських відкладів змінюються по площі залежно від літофаціальних особливостей, і це потребує подальших системних досліджень.

Виконані дослідження літологічних і фільтраційно-ємнісних властивостей кембрійських породних утворень засвідчують, що наявність пастки на великій території Волино-Поділля можуть бути виявлені найвірогідніше на описаних перспективних площах.

*Ключові слова:* кембрій, нафта, газ, породи-колектори, Волино-Поділля.

© Федчун Г., 2019

**Вступ.** Кембрійський комплекс відкладів – це регіонально нафтогазоносний комплекс південно-західної окраїни Східноєвропейської платформи. Прогнозні ресурси комплексу становлять понад 50 % від загальних запасів. З цими відкладами пов'язують 64,4 % ресурсів вільного газу, де є можливість відкриття середніх і більших за запасами родовищ на глибинах до 3–4 км [1,10]. Звідси уся наукова й практична зацікавленість кембрійським літолого-стратиграфічним комплексом.

**Постановка проблеми.** Для енергетичної незалежності України потрібні нові родовища нафти і газу. Сьогодні проблема перспектив нафтогазоносності кембрійських відкладів Волино-Поділля стає більш актуальною. Це дає можливість розширити уявлення про склад та колекторські властивості цих відкладів на глибині.

**Аналіз останніх досліджень та публікацій**. У будові Волино-Подільської плити беруть участь осадові утворення верхнього протерозою (рифей, венд), палеозою (кембрій, ордовик, силур, девон, карбон), мезозою (юра, крейда) та кайнозою (палеоген, неоген). Вони залягають на архей-протерозойському кристалічному фундаменті. Зі сходу на захід поступово збільшується стратиграфічна повнота розрізу. Найбільша товщина осадових відкладів перевищує 9 км у західній частині Волино-Поділля, де 6,5 км припадає на відклади палеозою [5].

Тектонічна будова території має блоковий характер [6]. Окремі блоки обмежені зонами глибинних розломів, основні з яких північно-східного і північно-західного простягання. Через територію проходить межа між Східноєвропейською (СЄП) та Західноєвропейською (ЗЄП) платформами (зона Тейссейра–Торнквіста) (рис. 1) [12].

Волино-Подільська нафтогазоносна область (НГО) входить до Балтійсько-Переддобруджинської нафтогазоносної провінції. У ній вирізняють [1]:

- Волинський нафтогазоносний район.
- Подільський перспективний район.
- Бузький газоносний район.
- Нестерівський перспективний район.
- Магерівський з невизначеною перспективністю.

У Волино-Подільській НГО виявлено сім перспективних літолого-стратиграфічних комплексів для пошуків вуглеводнів. Серед них рифейський та верхньо-вендський як найменш перспективні. Кембрійський (інтенсивні газопрояви) комплекс як потенційно перспективний. Силурійський (нафтогазові прояви в органогенних спорудах), девонський (виявлено два невеликі родовища газу й одне скупчення нафти) та кам'яновугільний (газ-метан вугільних пластів) як перспективні.

Розріз кембрійських відкладів становлять теригенні породи, які поділяють на дві серії: нижню – балтійську (нижній кембрій)–суттєво глинисту; верхню – бережківську (середній і верхній кембрій)–переважно піщанисту (рис. 2). Зі сходу на захід збільшується повнота стратиграфічного розрізу і потужність кембрійських відкладів (від 0–100 до 1 200 м), зокрема піщаних горизонтів. У цьому ж напрямку поступово зменшується піщанистість та збільшується глинистість відкладів. На розмиту поверхню кембрію трансгресивно залягає теригенно-карбонатна формація ордовику, представлена піщано-глинистими і глинисто-мергельними породами [9].

У кембрійських відкладах виразнішими й структуроутворювальними є системи розломів субмеридіального, північно-західного, північно-східного і субширотного простягання. Серед порушень субмеридіального напрямку найзначущим є Радехів-

ISSN 2078-6425. Вісник Львівського університету. Серія геологічна. 2019. Вип. 33

Рогатинський розлом; північно-західного простягання – Рава-Руська, Бузько-Балучинська, Сокальська, Покащівська, Тлумацька, Теребовлянська і Збаразька зони розломів. У північно-східному простяганні – Луцький, Локачинський, Вітонізький, Дальніч-Колодінецький розломи, Дрогобицько-Бузька і Стрийсько-Перемишлянська зони порушень, Монастирецьке та Отинійське порушення. Серед порушень субширотного простягання – Володимир-Волинський і Ратнівський розломи [12].

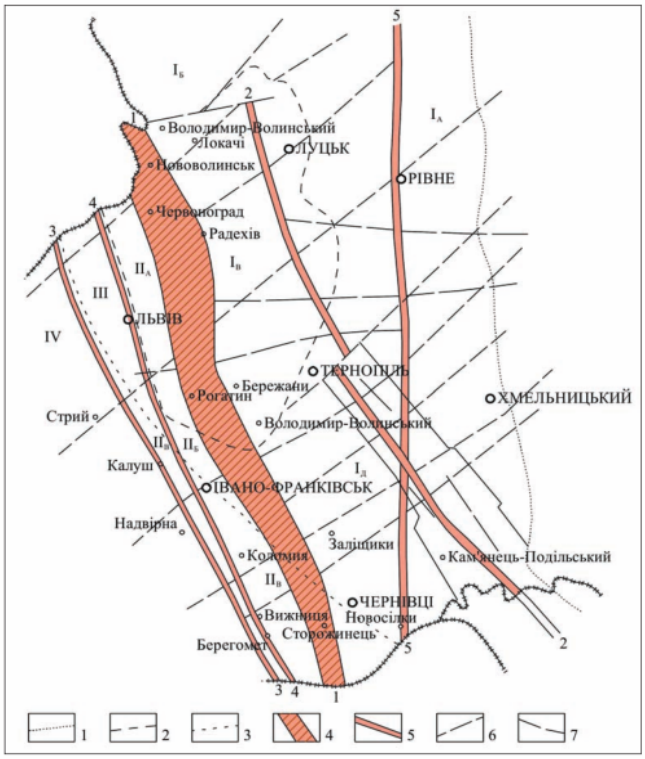



Рис.1. Схема тектонічного районування Волино-Поділля [6]: *1* – межа Українського щита; *2* – межа Львівського палеозойського прогину (ЛПП); *3* – межа Передкарпатського прогину; *4* – Нововолинський і Радехів–Рогатин–Монастирський розломи (зона Тейссейра–Торнквіста); *5* – основні розломи північно-західного напрямку (*2–2* – Луцько–Збаразько–Кам'янець-Подільський; *3–3* – Городоцько–Калуський; *4–4* – Рава-Руський; *5–5* – Рівненсько–Борщівсько–Новосілківський); *6* – основні розломи північно-східного і субширотного напрямку.

I – СЕП: $I_д$ – Волино-Подільська монокліналь; $I_б$ – Ковельський виступ; $I_а$ – Зовнішня зона ЛПП; II – Західноєвропейська платформа: $II_в$ – Внутрішня зона ЛПП; $II_б$ – Міліївська зона; III – Рава-Руська зона з накладеною Львівською мульдою; IV – Передкарпатський прогин

Сейсмічними і геологічними дослідженнями на Волино-Поділлі прогнозується і виявлено 20 локальних структур. Серед них – малоамплітудні антикліналі північно-західного і північно-східного простягання, структурні носи і тераси. В шести пастках антиклінального типу отримано негативні результати щодо їхньої газоносності [8].

Уважають, що поклади вуглеводнів можуть бути пов'язані не тільки з традиційними антиклінальними пастками, й з пастками неантиклінального типу, зокрема зонами вклинювання піщаних кембрійських горизонтів під ордовицько-силурійську товщу, яку вважають регіональним екраном [3–5].

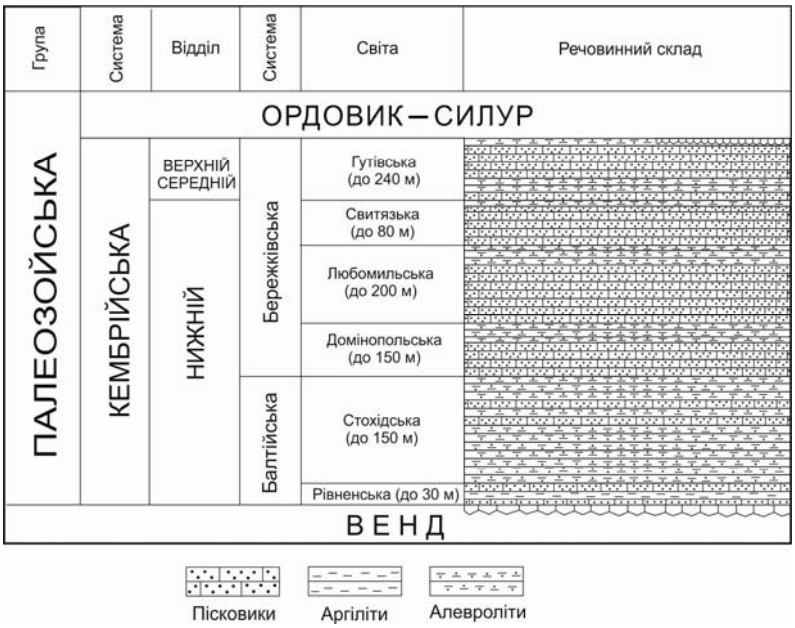



Рис. 2. Схема стратиграфії кембрійських порід Волино-Поділля [11]

Структури Волино-Поділля представлені різними морфогенетичними типами. У західній частині це брахіформні (Літовезьке, Сокальське, Великомостівське та ін.), у східній – блокові (Бучацьке, Гусятинське, Сатанівське, Хотинське та ін.) підняття, ускладнені чи обмежені порушеннями (скидами, підкидами, підкидо-насувами). Наявні куполоподібні структури (Повчанська, Настасівська, Денисівська), структурні носи (Хмелівський, Дарахівський, Княжівський та ін.), які можуть бути ускладнені порушеннями.

Крім локальних структур, у східній частині перикратону визначено структури більш високого порядку: вали (Локачинський і Горохівський), антиклінальні лінії (Сороки-Новосілки, Монастирсько-Хмелівська, Велеснів-Костельники) тощо, ускладнені локальними формами [6].

Згідно з гідрогеологічними дослідженнями нижньопалеозойські відклади розташовані в зоні застійного режиму і сповільненого водообміну, що сприяє утворенню і збереженню покладів нафти і газу [7].

**Мета статті** – характеристика літологічних та фільтраційно-ємнісних властивостей кембрійських порід-колекторів розкритих свердловин Глиняни-1, Володимирівська-1, Бучач-1, Залізці-1 (рис. 3) та обґрунтування їхньої нафтогазоносності.

ISSN 2078-6425. Вісник Львівського університету. Серія геологічна. 2019. Вип. 33

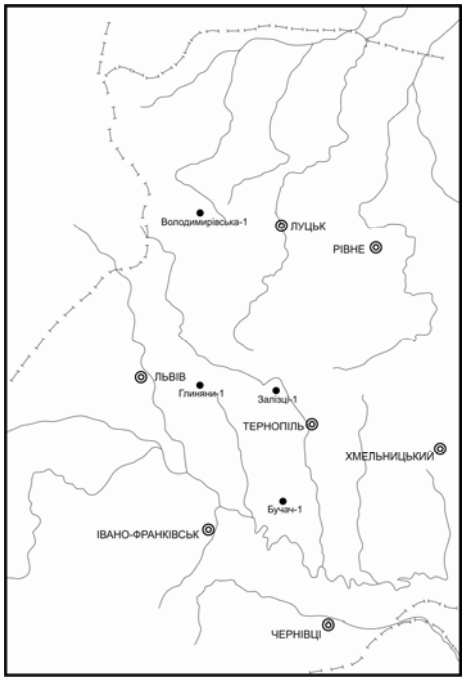



Рис. 3. Карта-схема розташування свердловин, у яких досліджували літологічні і фільтраційно-ємнісні властивості кембрійських відкладів

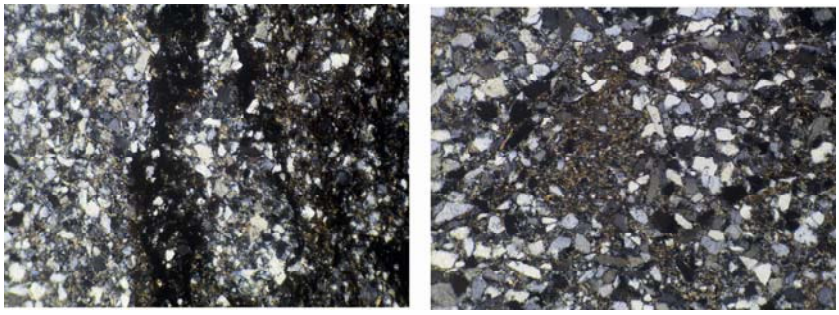
**Методи дослідження.** Фільтраційно-ємнісні властивості вимірювалися у лабораторії Львівського відділення УкрНДІгазу. У процесі насичення порід використовували модель пластової води загальною мінералізацією 50 г/л. Лабораторні дослідження виконували згідно з діючими нормативними документами, що регламентують вимоги точності вимірювання фільтраційно-ємнісних параметрів (ГОСТ 26450.0-85, ГОСТ 26450.1-85, ГОСТ 26450.2-85, СОУ 73.1-41-08: 2006).

Петрографічний опис шліфів виконано у Львівському національному університеті імені Івана Франка (Степанов В. Б.).

Мінеральний склад тріщин визначали енергодисперсним методом за допомогою растрового електронного мікроскопа-мікроаналізатора РЕММА–102–02 в лабораторії науково-технічного і навчального центру низькотемпературних досліджень Львівського національного університету імені Івана Франка (аналітик Р. Серкіз).

**Виклад основного матеріалу.** Свердловина Глиняни-1 розташована на межі Бузького газоносного і Нестерівського перспективного району. Літолого-петрофізичні дослідження порід кембрійського комплексу проводили на чотирьох зразках пісковиків з інтервалу глибин 3 638 – 3 842 м. У віковому співвідношенні відклади стохідської (балтійська серія) та домінопольської світи (бережківська серія). Пісковики світло- і темно-сірі, кварцові, дрібнозернисті з уламками глинисто-вуглистої речовини, тріщинуваті. Вони складені на 80–90% із кварцу, серициту, трапляються поодинокі зерна плагіоклазу (олігоклаз) та кальциту. Переважають окремі мікрозерна піриту. З акцесорних мінералів трапляються турмалін і циркон. Тип цементу – поровий,

плівковий, базальний. Мінералогічний склад цементів – кременистий, гідрослюдистий та змішаного типу. Порожнини виповнює карбонат або мікрозернистий кварц (рис. 4). У піщаних відкладах трапляються прошарки кварцито-пісковику.



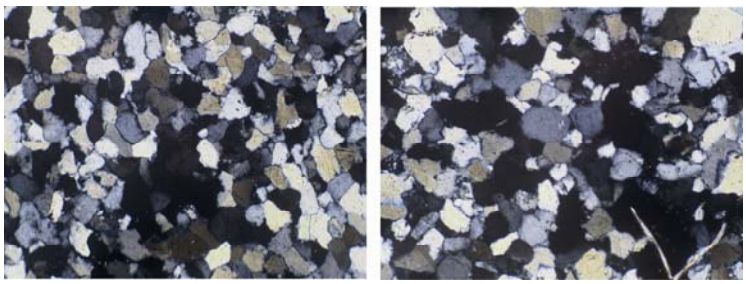
*а* *б*

Рис. 4. Мікрофотографії порід кембрійських відкладів св. Глиняни-1 (схрещені ніколі; збільшення × 64): *а* – пісковик кварцовий дрібнозернистий, інт. 3 638–3 700 м; *б* – пісковик кварцовий дрібнозернистий, інт.3 738–3 743 м

За результатами досліджень фільтраційно-ємнісних властивостей пісковики міцні та ущільнені. Коефіцієнт абсолютної газопроникності змінюється від 0,1 до 1,3 мД (мілідарсі). Відкрита пористість коливається в межах 0,7–1,8 %. Вони практично непроникні.

Територія, де розташована свердловина Володимирівська-1, належить до Волинського нафтогазоносного району. Під час буріння зафіксовано підвищений вміст розчинених у пластових водах вуглеводневих газів.

Літолого-петрофізичні дослідження проводили на чотирьох зразках пісковиків з інтервалу глибин 2 081–2 304 м. Пісковики світло-сірі (кремові), кварцові, дрібнозернисті, масивні. Складені на 90 % із кварцу, серициту, наявні окремі луски хлоритизованого біотиту, поодинокі зерна мікрокліну, плагіоклазу і карбонату. З акцесорних мінералів: циркон, турмалін, рудні мінерали (рис. 5).



*а* *б*

Рис. 5. Мікрофотографії порід кембрійських відкладів св. Володимирівська-1 (схрещені ніколі; збільшення × 64): *а* – пісковик кварцовий дрібнозернистий, інт.2 180–2 189 м; *б* – пісковик кварцовий дрібнозернистий, інт. 2 296–2 304 м

Структура псамітова. Фрагментарно наявне регенераційно-конформне та інкорпораційне зчленування уламкових зерен. Цементу практично немає, локально поровий та плівковий тип. Мінеральний склад цементуючої маси карбонатний і глинисто-гідрослюдистий.

У лабораторних умовах визначено, що відкрита пористість сягає 6–10 %. За результатами досліджень виявлено, що кварцові пісковики є ущільнені і міцно зцементовані.

Зі свердловини Бучач-1 дослідження проводили на пісковиках з інтервалу глибин 1 570–1 637,5 м. Це відклади домінопольської та стохідської світ (нижній кембрій). Пісковики світло-сірі, кварцові, дрібнозернисті. Складені на 90–95 % кварцом, простежуються поодинокі зерна кислого плагіоклазу та карбонату. Акцесорні мінерали: турмалін, циркон, рутил. Розмір зерен 0,1–0,5 мм. Крупні зерна (> 0,3 мм) кварцу часто розбиті різноорієнтованими тріщинами. За даними досліджень растрового електронного мікроскопа-аналізатора з'ясовано, що тріщини виповнені органічною речовиною (бітум) (рис. 6). Проте даний метод дослідження не дає змоги визначити детальний склад органіки. Кількість органічної речовини у зрізі шліфа становить 10 %. Тип цементу пісковиків плівковий. Мінеральний склад цементуючої маси бітумінозно-глинистий.

Абсолютна газопроникність сягає 1,8–2,4 мД. Відкрита пористість коливається від 3, 2 до 7,1 %.

Зазначимо, що на глибинах 1 346–1 314 м у свердловині Бучач-1 наявні прямі ознаки газопроявів.

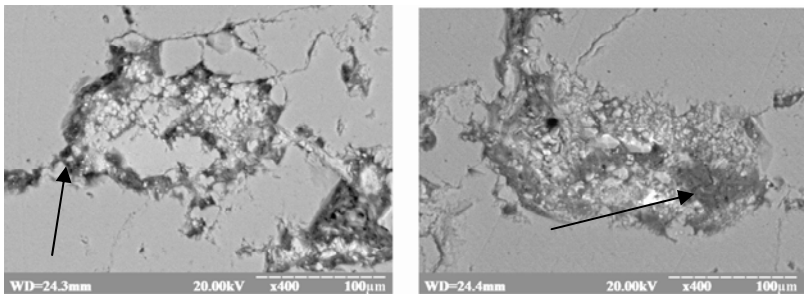



Рис. 6. Включення органіки у кембрійських відкладах св. Бучач-1
(інт.1 634,5–1 637,5 м)

У свердловині Залізці-1 літолого-петрофізичні дослідження проводили на пісковиках з інтервалу глибин 1 145–1 147 м. У віковому співвідношенні це відклади стохідської світи. Пісковки світло-сірі з зеленкуватим відтінком, кварцові, дрібно-середньозернисті. Вони складені на 90 – 95 % із кварцу, трапляються поодинокі зерна кислого плагіоклазу. З акцесорних мінералів простежується сферичний турмалін. Присутня органічна речовина (бітум). Тип цементу плівковий. Мінеральний склад цементуючої маси бітумінозно-глинистий (рис. 7).

Абсолютна проникність 5,2 мД. Відкрита пористість 8 %. Це свідчить про сприятливі умови для накопичення та міграції вуглеводнів.

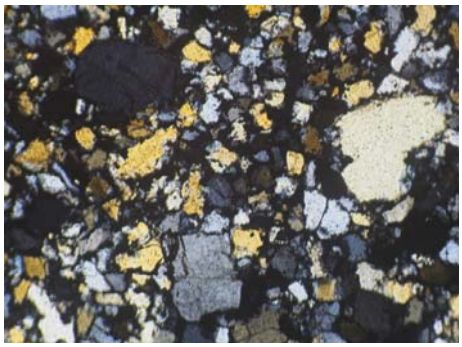


Рис. 7. Мікрофотографія пісковику кембрійських відкладів св. Залізці-1 (схрещені ніколі; збільшення × 64)

Територія, де пробурено свердловини Бучач-1 та Залізці-1, належить до Подільського перспективного району. Пісковики зі свердловин Залізці-1 (1 145–1 147 м) і Бучач-1 (інтервал 1 634,5–1 637,5 м) належать до стохідської світи. За літологічними особливостями вони подібні, але за фільтраційно-ємнісними властивостями дещо відрізняються. Так, пісковики зі свердловини Залізці-1 удвічі перевищують показники абсолютної проникності та відкритої пористості за пісковики у свердловині Бучач-1. Проте наявність органічної речовини у цих відкладах свідчить про сприятливі умови для накопичення вуглеводнів.

**Висновки.** За структурними, тектонічними, літологічними та гідрогеологічними умовами кембрійські відклади Волино-Поділля є потенційно нафтогазоносні. Як уже було зазначено, поклади вуглеводнів можуть бути пов’язані з традиційними антиклінальними пастками та з пастками неантиклінального типу, зокрема зонами вклинювання піщаних кембрійських горизонтів під ордовицько-силурійську товщу, яка є регіональним екраном.

Колектори, з якими найвірогідніше можуть бути пов’язані розшуки нафти і газу, – це, головно, масивні пісковики. Відклади з свердловин Бучач-1 та Залізці-1 характеризуються високою пористістю, проникністю та наявністю органічної речовини, що свідчить про прямі ознаки породи-колектора. Наявність органіки у цих відкладах потребує детального дослідження на вміст органічного вуглецю та розподілу його у кембрійських відкладах. Породи зі свердловин Глиняни-1 та Володимирівська-1 мають дещо гірші властивості, що зумовлено більшою глибиною залягання й погіршенням колекторських властивостей у північно-західному напрямку. Ємнісно-фільтраційні властивості свердловин Володимирівська-1 і Глиняни-1 порівняно низькі, проте тут наявна тріщинуватість, що сприятлива для міграції і локалізації вуглеводнів.

Наведені дані підтверджують, що колекторські властивості кембрійських відкладів змінюються по площі залежно від літофаціальних особливостей, і це потребує подальших системних досліджень.

Виконані дослідження літологічних і фільтраційно-ємнісних властивостей кембрійських породних утворень засвідчують, що наявність пастки на великій території

Волино-Поділлі можуть бути виявлені, найвірогідніше, на описаних перспективних площах.

СПИСОК ВИКОРИСТАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ

1. *Вишняков І. Б.* Сучасний стан вуглеводневої сировинної бази Західного нафтогазоносного регіону України та основні напрями геологорозвідувальних робіт щодо її освоєння / І. Б. Вишняков, М. Я. Вуль, І. О. Гоник та ін // Мін. ресурси України. – 2014. – № 4. – С. 33–38.

2. *Гоник І. О.* Літолого-фільтраційний склад кембрійського комплексу Волино-Поділля у зв'язку з пошуком нетрадиційних пасток вуглеводнів / І. О Гоник // Журнал Збірник наукових праць Інституту геологічних наук НАН України. – 2012. – Вип. 5. – С. 179–186.

3. *Доленко Г. Н.* Геология и нефтегазоносность Волино-Подольской плиты / Г. Н. Доленко, Б. П. Ризун, Ю. Н. Сенковський и др. – Киев : Наук. думка, 1980. – 107 с.

4. *Котик В. О.* Перспективи нафтогазоносності кембрійських відкладів на території Волино-Поділля / В. О. Котик // Геол. журнал. – 1974. – № 34. – С. 111–117.

5. *Крупський Ю. З.* Геодинамічні умови формування і нафтогазоносність Карпатського та Волино-Подільського регіонів України / Ю. З. Крупський. – Київ : УкрДГРІ, 2001. – 144 с.

6. *Крупський Ю. З.* Нетрадиційні джерела вуглеводнів України : монографія : у 8 кн. Кн. 2. Західний нафтогазоносний регіон / Ю. З. Крупський, І. М. Куровець, Ю. М. Сеньковський та ін. – Київ : Ніка-Центр, 2004. – 400 с.

7. *Романюк А. Ф.* Гидрохимическая зональность протерозойських и нижнепалеозойских отложений территории Волыно-Подолии / А. Ф. Романюк, Г. И. Венглинский // Геохимическая зональность и нефтегазоносность. – Москва : Наука, 1988. – С. 76–78.

8. *Скордули В. Д.* Прогнозирование перспектив нефтегазоносности кембрийских отложений Волыно-Подолии / В. Д. Скордули, И. Б. Вишняков // Геология и геохимия горючих ископаемых. – 1991. – Вып. 76. – С. 19–23.

9. *Стратиграфія УРСР* : в 11 т. Т. 3. 1 : Кембрій. 2 : Ордовик. – Київ : Наук. думка, 1972.

10. *Федишин В. О.* Прогнозні ресурси вуглеводнів Західного регіону України та стратегія їх освоєння / В. О. Федишин, М. Я. Вуль, В. М. Гаврилко // Геологія і геохімія горючих копалин. – 2005. – № 1. – С. 5–14.

11. Формування перспективних нафтогазоносних карбонатних резервуарів-тіл лавинної седиментації шельфу Чорного моря та вклинювання кембрійських відкладів як ймовірних пасток вуглеводнів на Волино-Поділлі : звіт про НДР (заключ.) / Нафтогаз України ; керівники роботи Григорчук К., Медведєв А. – У-11-213\14. № 63548. – Київ, 2012 – 254с.

12. *Чебаненко И. И.* Геотектоника Волыно-Подолии / И. И. Чебаненко, И. Б Вишняков, Б. И. Власов и др. – Киев : Наук. думка, 1990. – 244 с.

REFERENCES

1. *Vishnyakov I. B.,* Current status of hydrocarbon resource base on western oil and gas region in Ukraine and main directions in geological prospecting of its development / I. B Vishnyakov, M. Ya. Vul, I. O. Honuk et al. // Mineralni resursy Ukrainy. – 2014. – N. 4. – P. 33–38 (in Ukrainian).

2. *Honuk I. O.* Lithological-facies composition of the Cambrian complex of the Volyno-Podillya area in connection with prospecting for nontraditional hydrocarbon traps / I. O Honuk // Collection of scientific works of the IGS NAS of Ukraine. 2012. Vol. 5 (in Ukrainian).

3. *Dolenko G. N.* Geology and oil-gas-bearning Volyn-Podillya plate / G. N. Dolenko. – Kyiv : Naukova Dumka, 1980. – 107 p. (in Russian).

4. *Kotyk V. O.* Oil and gasbearning perspectives of the Cambrian deposits of the Volyno-Podillya area / V. O. Kotyk // Geol. journal. – 1974. – Vol. 34. – P. 111–117 (in Ukrainian).

5. *Krups'kyi Yu. Z.* Geodynamic conditions of formation and oil-and-gas content of Carpathian and Volyno-Podolsky regions of Ukraine / Yu. Z. Krups'kyi. – Kyiv : UkrDHRI, 2011. – 144 p. (in Ukrainian).

6. *Krups'kyi Yu. Z.* Unconventional sources of hydrocarbons of Ukraine: In eight books / Book 2. Western gas – bearing region / Yu. Z. Krups'kyi, I. M. Kurovets', Yu. M Sen'kovs'kiy et al. – Kyiv : Nika-Centre, 2014. – 400 p. (in Ukrainian).

7. *Romaniuk A. F.* Prognostication prospects oil and gasbearning of the Cambrian deposits of the Volyno-Podillya / A. F. Romaniuk, G. I. Venhlinskiy // Geokhimichna zonal'nost' i neftegazonosnost' (in Russian).

8. *Skorduli V. D.* Prognosis prospects oil and gas bearing of the Cambrian deposits of Volyn-Podoliya / V. D. Skorduli, I. B. Vishnyakov // Heolohiia i heokhimiia horiuchukh kopalyn. – 1991. – Vol. 76. – P. 19–23 (in Russian).

9. *Stratugrafia URSR*. – Vol. 11 ; Vol. 3: Unit 1 : Cambrian ; Unit 2 : Ordovician. – Kyiv : Naukova Dumka, 1972 (in Ukrainian).

10. *Fedyshyn V. O.* Predicted hydrocarbon resources of Western Ukraine and the strategy of their development / V. O Fedyshyn, M. Ya. Vul, V. M. Havrylko // Geolohiia i geokhimiia horiuchukh kopalyn. – 2005. – N. 1. – P. 5–14 (in Ukrainian).

11. Forming prospective oil and gas bearing carbonate reservoirs-bodies of avalanche sedimentation of the Black Sea shelf and inserting Cambrian deposits as probable hydrocarbon traps in Volyn-Podil: report of SRW Naftogaz of Ukraine; Heads of work Grigorchuk K., Medvedev A. – U-11-213\14, inv. N. 63548. / K Grigorchuk, A. Medvedev. – Kyiv, 2012. – 254 p. (in Ukrainian).

12. *Chebanenko I. I.* Geotektonika Volyno-Podolii [Volyno-Podoliya's geotectonics] / I. I. Chebanenko, I. B. Vishnyakov, B. I. Vlasov. – Kyiv : Naukova Dumka, 1990. – 244 p. (in Russian).

*Стаття: надійшла до редакції 01.08.2019*
*прийнята до друку 24.12.2019*

ISSN 2078-6425. Вісник Львівського університету. Серія геологічна. 2019. Вип. 33

# LITHOLOGICAL AND FILTRATION-CAPACITY CHARACTERISTIC OF THE CAMBRIAN RESERVOIR ROCKS FROM THE WELLS OF GLYNYANY-1, VOLODYMYRIVSKA-1, BUCHACH-1 AND ZALIZTSI-1 (VOLYN-PODILLYA)

**Hanna Fedchun**

*Ivan Franko National University of Lviv,*
*Hrushevskij Str., 4, 79005 Lviv, Ukraine*
*aniafedchun.13@gmail.com*

In the article the geological structure and prospects of oil and gas bearing capacity of the Cambrian deposits of Volyn-Podillya are considered. Studied the material from the wells from Glynyany-1, Volodymyrivska-1, Buchach-1 and Zaliztsi-1. An analysis of the lithological composition and filtration and capacity properties of sediments was done.

According to the results of researches, it was found that sandstones from the well of Glinyani-1 are strong, compact and practically impermeable. The deposits from the well Volodymyrivska-1 are sealed and firmly cemented. Sandstones from wells Buchach-1 and Zaliztsi-1 are characterized by high porosity, permeability and presence of organic matter, which testifies to direct signs of 5 reservoir rock.

Sandstones from the wells of the Zaliztsi-1 (1 145-1 147 m) and Buchach-1 (interval 1 634,5–1 637,5 m) belong to the Stohidska svita. According to lithological peculiarities, they are similar, but the filtration-capacitive properties are different. Sandstones from the well of Zaliztsi-1 are twice as high as absolute penetrability and open porosity for sandstone in the Buchach-1 well. However, the presence of organic matter in these sediments indicates favorable conditions for the accumulation of hydrocarbons.

It is proved that the best reservoir rock properties have deposits from wells of Buchach-1 and Zaliztsi-1. The rock from wells of Glynyany-1 and Volodymyrivska-1 have some worse properties but there is fracture that is favorable for the migration and localization of hydrocarbons.

The describe data confirm that the collecting properties of the Cambrian deposits vary in area and depending on the lithofacial features, and this requires further systematic studies.

The studies of the lithological and filtration-capacitive properties of the Cambrian formations show that the presence of a trap on a large Volyn-Podillia area may be most likely to be found on the prospective areas described.

*Key words:* cambrian, gas, oil, reservoir rocks, Volyn-Podillya.

VISNYK OF THE LVIV UNIVERSITY | ВІСНИК ЛЬВІВСЬКОГО УНІВЕРСИТЕТУ
Series Geology. 2019. Is. 33. P. 154–160 | Серія геологічна. 2019. Вип. 33. С. 154–160
ISSN 2078-6425 | ISSN 2078-6425

*UDC 539.3:551.24(477.8)*

# NUMERICAL SIMULATION OF SEDIMENTARY BASIN COMPRESSION AND THRUST STRUCTURES FORMATION

**Leonid Khomyak, Mykola Khomyak, Vitaly Furman**

*Ivan Franko National University of Lviv,*
*Hrushevskyi Str., 4, 79005 Lviv, Ukraine*
*zaggeol@franko.lviv.ua*

We investigate dynamic conditions of tectonic compression of sedimentary layers on the basis of 2-D finite-element models, which represent a geotectonic situation (a simplified cross-section) for the Ukrainian Carpathians in Early Cretaceous time. Within the framework of continuum mechanics the numerical model for studying the stress-strain state in the layered medium with essentially non-uniform mechanical properties, different thicknesses of competent and weak layers is used. The non-ideal contact with slipping between layers is taken into account. Series of genetically inherited models, in which the number of thrust faults increases, are constructed and some deformation features and stress distribution are displayed. The occurrence of laterally periodic zones of high stress level control (on the basis of the brittle-fracture criterion) the formation and development of slightly sloping faults through sedimentary layers. Plastic strains modelled by creep for the detachment horizon (lower layers) near to the faults are accumulated and in folded structures are resulted but in the apical parts of thrust block practically are absent.

*Key words:* finite-element models, thrust structures, the stress-strain state, the layered medium.

Tectonic cover nappes are typical structural units for many active belts which have passed a convergent development stage. They are available in the Alps, Carpathians, Scandinavian Caledonides, Canadian Rocky Mountains, Urals Mountains and other sites of the Earth crust.

By object of research it is chosen covers of the Ukrainian sector of the Carpathians. The mechanism of formation and dynamic conditions of their becoming is important for explanation of such geological structures and remain open to question [2, 3, 5, 6]. The modern structures are result of mainly last stages of deformation process during millions of years. For understanding of development of complex deformation in such crust regions it is necessary to study preconditions existed for the period of formation and becoming of structural ensembles. In addition to tectonophysics and paleostress reconstruction methods the mathematical modelling using continuum mechanics is irreplaceable [7]. Computer simulation on the basis of the finite element method [8, 9] for studying of the stress-strain state in thrusting rocks is used.

© Khomyak L., Khomyak M., Furman V., 2019

ISSN 2078-6425. Вісник Львівського університету. Серія геологічна. 2019. Випуск 33

The first cover nappes of the Ukrainian Carpathians were formed at the end of Early Cretaceous times. In lateral cross-section from NE to SW for this time it is possible to locate the passive edge of the East-European platform, passed into flysch basement, and sedimentary basin limited on the other side by the block of the continental crust (Marmarosh massif). The geotectonic regime was defined by convergent interaction between flysch basement and continental block. This predetermined the thrust faults in a nearby part of basin sediments. In future the flysch complex was compressed and the front of thrust structures migrated in the pulsed-continuous style towards the platform.

The aim of this study is to investigate the dynamic factors (stresses and deformations) which control the compression of sedimentary layers during formation of thrust structures.

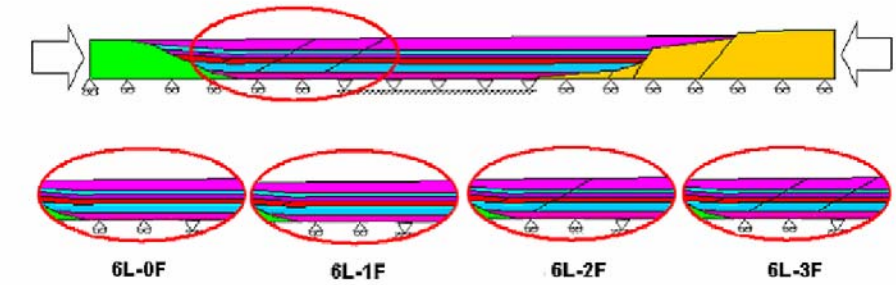



Fig. 1. Computer models with different number of faults

**Geological data and short model description**

The computer model is constructed on the basis of geological structural data. It has necessary simplifications and is presented by three components (Fig. 1). Two active elements are the platform edge passed into flysch basement by system of faults (on the right size of the model) and the block of a continental crust (on the left) as analogue of Marmarosh massif in the Inner Carpathians. Between them on the model a layered complex corresponded with Cretaceous sediments is constructed. The heterogeneous medium by six macrolayers with different mechanical properties and thicknesses according to stratigraphical levels in a cross-section of the Ukrainian Carpathians is presented. Generally, macrolayers model a sandwich-like structure with competent middle layer, weak viscous lower and brittle plastic upper layers. Their properties change stepwise across structure but each layer taken separately is homogeneous. The lower layer models thin-rhythmical flysch with equivalent thickness up to 700 m (detachment horizon), and a next one is already more competent due to increase of contained psammitic material. The third, most competent macrolayer (up to 600–700 m) is analogue of thick-rhythmical flysch and sandstones packs. Assumed Young's modulus for this layer is 35 GPa. Two next macrolayers gradually become less competent (25 and 15 GPa) and the least lithifical upper macrolayer characterized by brittle-plastic deformations are overlapped. The platform and massif are considered as more rigid bodies (Young's modulus equal to 100 GPa). The sedimentary basement we describe as contact conditions with rigid lower surface kinematically connected to platform. Other physical properties of the model are averaged for known literature data [3, 4].

ISSN 2078-6425. Вісник Львівського університету. Серія геологічна. 2019. Випуск 33

Rheological properties of upper macrolayers are considered within model of elastic and brittle-plastic deformation with yield criterion taking isotropic hardening into account

$$\sigma_T^* = \sigma_T + E_T(\varepsilon_{eqv}^{(plast)},\ldots)\varepsilon_{eqv}^{(plast)}.$$

When we put $\sigma_T \approx 0.001–0.002\,E$ and residual strain accumulation increases to 5–10 % for competent material the instantaneous value of elasticity limit $\sigma_T^*$ (equal to strength limit as provided by model of brittle fracture) is duplicated.

Between a layers system, the massif at the left, the basement and the platform on the right, and also between layers we set conditions of non-ideal mechanical contact with slipping between layers by Coulomb-Mohr law of friction [1]

$$\tau = \tau_0 + \mu|\sigma|,$$

where $\tau$ are friction forces; $\tau_0$ – cohesion; $\mu$ –coefficient of friction; $\sigma$ – contact pressure.

Proceeding from a unbiased fact about flysch basin contraction different cases of lateral movements of the left massif or the right platform (together with the basement) in direction of the layered complex are modelled.

The boundary condition for displacements is chosen equal to 1 cm/year that correlate to an average value fixed in modern lateral movements of the Earth's crust. The initial stages of compression traced up to 2–2.5 km.

Difficulties of a finite elements mesh reconstruction for greater plastic strains deformations are known [4, 9]. Also an algorithm of contact conditions between layers and faults sides versus hypotheses of continuum must be considered. This does not make it possible to follow on the base model all stages of deformation and thrust formation process with sufficient accuracy of structural heterogeneity description. Therefore we chose for computer simulation four genetically inherited models which show behaviour of layered sedimentary rocks during lateral compression.

## The analysis of results of computer modelling

The investigation of stress-strain state is carried out on the several 2D-models, presented by cross-sections, for which hypotheses of plane deformation in the gravitational field are accepted. We are interested in finding a level of equivalent stresses (von Mises) $\sigma_{eqv}$ and total finite strains $\varepsilon_{eqv}$. Actually they characterize stress and strain deviators, taking into account work-hardening of material, what is important for inelastic deformation. In aggregate they are primary factors of formation of different geological structures such as fault, fold or thrust. In particular, the value $\sigma_{eqv}$ greater than a yield stress level testify or to plastic deformations, or to formation of faults in a fracture zone (a zone of release of elastic energy).

The first base model "6L-0F" has the initial conditions presented above (Fig. 1). Geometry of a basin slope play here a key role in the interacting of lateral loadings and layers taken into account the sliding and friction between units of the model. From the platform side (with more steep ledges), competent layers control the shortening of the sedimentary basin, and from the massif, the compression is accompanied with slip of the lower layer upwards on a sub-horizontal part of a gentle slope that leads to bending of all sedimentary layers in this zone.

The greatest stresses arise nearby massif and have non-uniform distribution in macrolayers. Stress values in the third macrolayer and its lateral expansion zone are most significant. In other macrolayers high stress level arises a little later. In the compressed competent macrolayers the stresses localized in sinusoidal zones. The second model "6L-1F" has a band of higher stresses exceeding strength limit, thus we assign a position of a hypothetical fault in a competent macrolayer where slipping contact conditions are defined. Compression of such model leads to expansion of the prime zone of critical stresses to the follow macrolayers. So, it is possible to assume development of the subordinated strike-slip faults into adjacent layers, especially into upper layers, forming a continuous plane through sedimentary rocks which can be a thrust fault. At the same time we show the similar zone of high stresses along competent macrolayers. There is a zone of a new hypothetical fault.

The next models "6L–2F" and "6L–3F" include more faults (Fig. 2). Accordingly, the finite-element meshes are reconstructed. The assumption of faults position is grounded on the zones of higher stresses showed in the previous models. Process of construction of next models can be continued, however already after the third stage (the model "6L-3F") can be see a tendency (localization and inclination angle) to cyclic occurrence of such zones.

The complex stress-strain state is inherent for both models "6L–2F" and "6L–3F". Lateral heterogeneity essentially in a subduction zone is expressed. The high stress level in nearby part of frontal fault and in the third competent macrolayer is observed too. It is necessary to note that their values are less than in previous models as a result of upward shifting along second fault plane and corresponding stress relaxation. Providing subsequent lateral compression, also stresses and thrust amplitude grows are increased. There are the lowered stress zones in fault bases, also relatively low values $\sigma_{eqv}$ will be appear in apical parts of layered anticline within thrust body. Greater stress level is in third competent macrolayer. Partially they set off during slipping along the second fault and more less along third one, and again there are new sites of stress concentration in undamaged rocks. Also it is possible to localize the second order high stresses zones with other spatial orientation. They propagate into the upper macrolayers, and new thrust structures will be controlled by faults in competent macrolayer too.

The layered anisotropy caused by essentially different mechanical properties and structural heterogeneity leads to redistribution of strains in comparison with compression of homogeneous block in gravitational field. In detachment macrolayer there is a forcing a plastic material into thrusting zone, where development of folded structures also is possible. The higher level of total strains in the upper macrolayers of thrust body can testify to the latent damages of lower macrolayers. In the parts under thrust there is a significant strains accumulation which boundaries do not coincide with high stress zones.

## Conclusions

1. It is important to apply heterogeneous finite-element models to simulate the stress-strain state of real sedimentary layers taken into account elastic and plastic deformations and mechanically non-ideal contact both on detachment horizon and also between the macrolayers. Phenomena of a relaxation and relief of stresses owing to slipping must be considered too.

2. Zones of high compressive stresses in competent macrolayers control occurrence of faults, which can intersect sedimentary rocks, and assist of the formation of low-angle thrust structures. The criterion of Mises' stresses for a choice of new faults location enables to provide initial stages and propagation of structures of thrusting kind.

ISSN 2078-6425. Вісник Львівського університету. Серія геологічна. 2019. Випуск 33

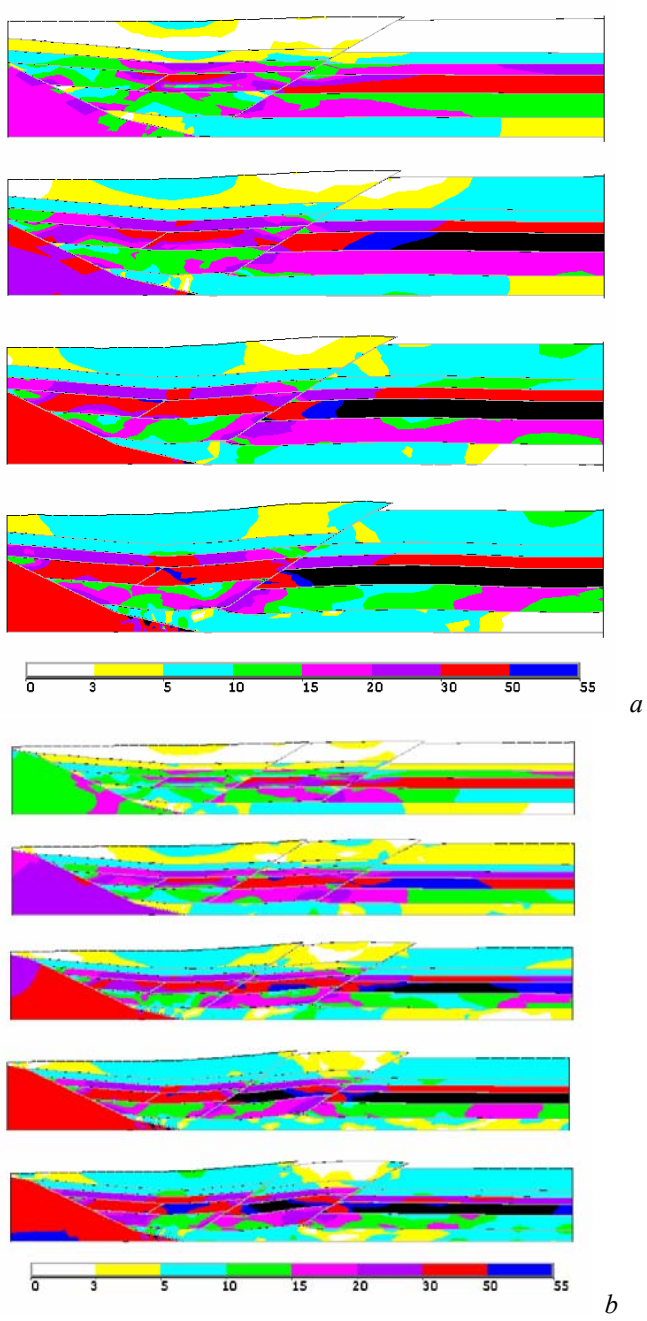



Fig. 2. Distributions of equivalent stresses $\sigma_{eqv}$ (in MPa) for different stages during compression up to 2.5 km by step 0.5 km (top to bottom). Fragments of cross-section in the subduction zone are shown: *a* – model "6L–2F"; *b* – model "6L–3F" respectively.

REFERENCES

1. *Barbot S.* Modulation of fault strength during the seismic cycle by grain-size evolution around contact junctions / Sylvain Barbot // Tectonophysics. – 2019. – Vol. 765. – P. 129–145.
2. *Gnylko O. M.* Tectonic zoning of the Carpathians in terms of the terrane tectonic. Article 2. the flysch Carpathian – ancient accretionary prism (in Ukrainian) / *O. M. Gnylko* // Геодинаміка. – 2012. – № 1(12). – С. 67–78.
3. *Jaroszewski W.* Tektonika uskoków i fałdów / W. Jaroszewski. – Warszawa : Wydawnictwa geologiczne, 1974. – 292 s.
4. *Jaquet Y.* Formation of orogenic wedges and crustal shear zones by thermal softening, associated topographic evolution and application to natural orogens / Yoann Jaquet, Thibault Duretz, Djordje Grujic, Henri Masson, Stefan M. Schmalholz // Tectonophysics. – 2018. – Vol. 746. – P. 512–529.
5. *Linzer H.-G.* Kinematic evolution of the Romanian Carpathians / H.-G. Linzer, W. Frisch, P. Zweigel, R. Girbacea, H.-P. Hann, F. Moser // Tectonophysics. – 1998. – Vol. 297. – P. 133–156.
6. *Nakapelyukh M.* Cenozoic structural evolution, thermal history, and erosion of the Ukrainian Carpathians fold-thrust belt // Mykhaylo Nakapelyukh, Ihor Bubniak, Andriy Bubniak, Raymond Jonckheere, Lothar Ratschbacher // Tectonophysics. – 2018. – Vol. 722. – P. 197–209.
7. *Ramsay J. G.* The techniques of modern structural geology. Applications of continuum mechanics in structural geology/ J. G. Ramsay, R. G. Lisle. – Elsevier, 2000. – Vol. 3. – P. 701–1061.
8. *Stayer L. M.* A numerical model of deformation and fluid-flow in an evolving thrust wedge / L. M. Stayer, P. J. Hudleston, L. J. Lorig // Tectonophysics. – 2001. – Vol. 335. – P. 121–145.
9. *Wissing S. B.* Numerical models of Alpine-type cover nappes / S. B. Wissing, S. Ellis, O. A. Pfif-fner // Tectonophysics. – 2003. – Vol. 367. – P. 145–172.

*Стаття: надійшла до редакції 16.10.2019*
*прийнята до друку 24.12.2019*

ISSN 2078-6425. Вісник Львівського університету. Серія геологічна. 2019. Випуск 33

# ЧИСЛОВЕ МОДЕЛЮВАННЯ СТИСНЕННЯ ОСАДОВОГО БАСЕЙНУ ТА ФОРМУВАННЯ НАСУВНИХ СТРУКТУР

**Леонід Хом'як, Микола Хом'як, Віталій Фурман**

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

Досліджено динамічні умови тектонічного стиснення седиментаційних шарів на основі двовимірних скінченно-елементних моделей, які репрезентують геотектонічну ситуацію (на основі спрощеного розрізу) для Українських Карпат у ранній крейді. Числові моделі в рамках механіки суцільних середовищ використано для вивчення напружено-деформованого стану в шаруватому середовищі зі суттєво неоднорідними механічними властивостями, різними товщинами компетентних і податливих шарів. Ураховано неідеальний контакт з проковзуванням між шарами. Побудовано чимало генетично успадкованих моделей, у яких збільшується кількість порушень насувного типу, для яких показано особливості деформування та розподілу напружень. Поява періодичних по латералі зон із високим рівнем напружень контролює формування та розвиток незначно похилих розломів через осадові шари. Пластичні деформації, що моделюють повзкість для горизонту відриву, накопичуються в нижніх шарах поблизу розломів та утворюють складчасті структури, однак їх практично немає в апікальних частинах блоків насуву.

*Ключові слова:* скінченно-елементні моделі, структури насуву, напружено-деформований стан, шарувате середовище.

VISNYK OF THE LVIV UNIVERSITY
Series Geology. 2019. Is. 33. P. 128–161–162
ISSN 2078-6425

ВІСНИК ЛЬВІВСЬКОГО УНІВЕРСИТЕТУ
Серія геологічна. 2019. Вип. 33. С. 161–162
ISSN 2078-6425

# ВИПУСКНИКИ ГЕОЛОГІЧНОГО ФАКУЛЬТЕТУ ЛЬВІВСЬКОГО НАЦІОНАЛЬНОГО УНІВЕРСИТЕТУ ІМЕНІ ІВАНА ФРАНКА

## 2019 рік

### Денне навчання

**Спеціальність 103 Науки про Землю**
(Геохімія та мінералогія)
Магістр

1. Альчинська Олександра Вікторівна
2. Грем Роман Васильович
3. Королишин Тарас Володимирович
4. Мосєйчук Єгор Сергійович
5. Остапчук Юлія Ярославівна
6. Павлів Оксана Василівна
7. Продоус Дмитро Володимирович
8. Савчин Олег-Юрій Тарасович

**Спеціальність 103 Науки про Землю**
(Геологія нафти і газу)
Магістр

1. Киретів Іванна Іванівна
2. Коба Олег Петрович
3. Лотоцький Дмитро Сергійович
4. Мазуренко Євгенія Костянтинівна
5. Мороз Андрій Володимирович
6. Огоринська Наталія Віталіївна
7. Сушко Тетяна Василівна
8. Федорович Оксана Андріївна
9. Чигис Мар`яна Романівна
10. Штайн Володимир Ярославович

**Спеціальність 103 Науки про Землю**
(Геологія)
Магістр

1. Вороновська Ірина Юріївна
2. Гринчишин Маркіян Юрійович
3. Добровольський Володимир Іванович
4. Колодій Христина Михайлівна
5. Наварівська Ксенія Олегівна
6. Тиська Соломія Михайлівна
7. Шпік Зоряна Андріївна
8. Сметанюк Тетяна Володимирівна

**Спеціальність 103 Науки про Землю**
(Інженерна геологія та гідрогеологія)
Магістр

1. Бобеляк Зоряна Ігорівна
2. Ігнатів Михайло Вікторович
3. Лойко Уляна Василівна
4. Лукащук Святослав Ігорович
5. Стебницький Микола Любомирович
6. Стельмах Олеся Олегівна
7. Тарнавський Ростислав Ігорович
8. Ференчак Вікторія Віталіївна
9. Хомин Петро Михайлович
10. Чоботок Олександр Ігорович

**Напрям підготовки 6. 040103**
**“Геологія”**
бакалавр

1. Бєляєв Роман Миколайович
2. Белзюк Марія Ігорівна
3. Бондар Дмитро Володимирович
4. Борейко Яна Олегівна
5. Буждиган Мар’ян Миколайович
6. Васьків Роман Андрійович
7. Гнатюк Ірина Василівна
8. Горбань Владислав Андрійович
9. Горбань Станіслав Андрійович
10. Горячок Андрій Вікторович
11. Грем Віктор Олександрович
12. Єжель Руслан Олегович
13. Еспіноса Андранго Кевін Браян
14. Жарнікова Ірина Андріївна
15. Женіч Микола Павлович
16. Заплетняк Вікторія Юріївна
17. Збирко Мар’яна Степанівна
18. Кіндрат Володимир Андрійович
19. Коник Юлія Ростиславівна
20. Кротюк Олександра Миколаївна
21. Купріянець Марина Сергіївна
22. Курдина Артур Богданович
23. Міньокевич Роман Богданович
24. Мандрика Василина Василівна
25. Мартинюк Андрій Михайлович
26. Медвідь Тарас Миколайович
27. Николишин Андріана Тарасівна
28. Піжук Христина Романівна
29. Пересунько Ірина Олександрівна
30. Попик Богдан Романович
31. Попович Святослав Степанович
32. Різник Тарас Євгенович
33. Семьонова Каріна Віталіївна
34. Скрябін Василь Миколайович
35. Тістик Мар’яна Ігорівна
36. Хомич Олена Олегівна
37. Цодер Святослав Миколайович
38. Шарван Юлія Андріївна

**Напрям підготовки 6. 040106**
**“Екологія, охорона навколишнього середовища та збалансоване природокористування”**
бакалавр

1. Борейко Оксана Ярославівна
2. Божко Ірина Іванівна
3. Воловенко Вікторія Геннадіївна
4. Герштун Ольга Олександрівна
5. Дронік Маргарита Юріївна
6. Калиневич Оксана Олегівна
7. Лялька Степан Ігорович
8. Мазурик Ірина Тарасівна
9. Мартинюк Віталій Олександрович
10. Сорокманюк Артур-Олександр Михайлович

Петро Білоніжка,
Олександр Полубічко

## ЗМІСТ

*Лариса Генералова, Леонід Хом'як*
ШТОРМОВІ ВІДКЛАДИ БАДЕНСЬКОГО МОРЯ У РОЗРІЗІ ГОРИ КОРТУМОВОЇ (РОЗТОЧЧЯ)..... 3

*Неля Гнутенко, Лариса Генералова*
ГЕОЛОГІЧНІ ДОСЛІДЖЕННЯ ТАДЖИЦЬКОЇ ГРУПИ СЕРЕДНЬОАЗІЙСЬКОЇ ЕКСПЕДИЦІЇ ЛЬВОВСЬКОГО ДЕРЖУНІВЕРСИТЕТУ..... 20

*Антоніна Іваніна*
МЕТОДОЛОГІЧНІ ЗАСАДИ ЗАСТОСУВАННЯ ПАЛІНОЛОГІЇ У СТРАТИГРАФІЇ..... 35

*Антоніна Іваніна*
ПАЛІНОЛОГІЧНА ХАРАКТЕРИСТИКА СЕРЕДНЬОПАЛЕОЗОЙСЬКИХ ВІДКЛАДІВ ВОЛИНО-ПОДІЛЛЯ..... 47

*Уляна Борняк, Галина Гоцанюк, Антонін Іваніна, Ігор Шайнога*
СИСТЕМАТИЗАЦІЯ І СТИСЛИЙ ОГЛЯД ГЕОТУРИСТИЧНИХ ОБ'ЄКТІВ МІСТА ЛЬВОВА ..... 60

*Ярина Тузяк*
БУГЛІВСЬКІ ВЕРСТВИ (НЕОГЕН, МІОЦЕН) ПОДІЛЛЯ (ЗАХІДНА УКРАЇНА): ІСТОРІЯ ВИДІЛЕННЯ, ПРОБЛЕМИ, ДИСКУСІЇ, ШЛЯХИ ВИРІШЕННЯ (КОМЕНТАРІ ДО ПАЛЕОНТОЛОГІЇ, СТРАТИГРАФІЇ, ПАЛЕОЕКОЛОГІЇ, ПАЛЕОГЕОГРАФІЇ, ГЕНЕЗИСУ)..... 78

*Ярина Тузяк*
СЕРЕДНЬОМІОЦЕНОВА ВИКОПНА РИФОВА СПОРУДА МЕДОБОРИ-ТОВТРИ: ЇЇ БУДОВА, СТАДІЇ РОЗВИТКУ ТА ЗНАЧЕННЯ У ФОРМУВАННІ БУГЛІВСЬКИХ ВЕРСТВ (НЕОГЕН, МІОЦЕН) ПОДІЛЛЯ (ЗАХІДН УКРАЇНА)..... 116

*Михайло Матрофайло, Микола Король*
ОСОБЛИВОСТІ МОРФОЛОГІЇ І УТВОРЕННЯ ВУГІЛЬНОГО ПЛАСТА $\upsilon_0^3$ КОВЕЛЬСЬКОЇ ВУГЛЕНОСНОЇ ПЛОЩІ ЛЬВІВСЬКО-ВОЛИНСЬКОГО КАМ'ЯНОВУГІЛЬНОГО БАСЕЙНУ ..... 129

*Ганна Федчун*
ЛІТОЛОГІЧНІ І ФІЛЬТРАЦІЙНО-ЄМНІСНІ ОСОБЛИВОСТІ КЕМБРІЙСЬКИХ ПОРІД-КОЛЕКТОРІВ, РОЗКРИТИХ СВЕРДЛОВИНАМИ ГЛИНЯНИ-1, ВОЛОДИМИРІВСЬКА-1, БУЧАЧ-1 І ЗАЛІЗЦІ-1(ВОЛИНО-ПОДІЛЛЯ)..... 143

*Leonid Khomyak, Mykola Khomyak, Vitaliy Furman*
NUMERICAL SIMULATION OF SEDIMENTARY BASIN COMPRESSION AND THRUST STRUCTURES FORMATION..... 154

*Петро Білоніжка, Олександр Полубічко*
ВИПУСКНИКИ ГЕОЛОГІЧНОГО ФАКУЛЬТЕТУ ЛЬВІВСЬКОГО НАЦІОНАЛЬНОГО УНІВЕРСИТЕТУ ІМЕНІ ІВАНА ФРАНКА (2019)..…..... 161