PROBLEMS OF GEOMORPHOLOGY AND PALEOGEOGRAPHY OF THE UKRANIAN CARPATIANS AND ADJACENT AREAS

ПРОБЛЕМИ ГЕОМОРФОЛОГІЇ І ПАЛЕОГЕОГРАФІЇ УКРАЇНСЬКИХ КАРПАТ І ПРИЛЕГЛИХ ТЕРИТОРІЙ

Scientific Journal

Issue 01 (09) 2019

Annual issue

Published since 2004

Збірник наукових праць

Випуск 01 (09) 2019

Виходить щорічно

Публікується з 2004 року

Ivan Franko National University of Lviv

Львівський національний університет імені Івана Франка

Lviv

Львів

2019

Засновник ЛЬВІВСЬКИЙ НАЦІОНАЛЬНИЙ УНІВЕРСИТЕТ ІМЕНІ ІВАНА ФРАНКА

Друкується за ухвалою Вченої Ради Львівського національного університету імені Івана Франка
Протокол № 74/9 від 25.09.2019

Свідоцтво про державну реєстрацію друкованого засобу масової інформації
Серія КВ №21708-11608Р від 02.11.2015
DOI: 10.30970/gpc.2019.1

Збірник наукових праць містить статті з проблем структурної, флювіальної, природоохоронної, антропогенної та екологічної геоморфології Українських Карпат і прилеглих територій.

The collected scientific papers contains articles on the problems of structural, fluvial, environmental, anthropogenic and ecological geomorphology of the Ukrainian Carpathians and adjacent territories.

Редакційна колегія:

канд. геогр. наук, доц. *І. Круглов* (головний редактор, Львівський нац. ун-т ім. І. Франка); д-р геогр. наук, проф. *Л. Дубіс* (заступник головного редактора, Львівський нац. ун-т ім. І. Франка); канд. геогр. наук, проф. *Я. Кравчук* (заступник головного редактора, Львівський нац. ун-т ім. І. Франка); канд. геогр. наук, доц. *Г. Байрак* (секретар, Львівський нац. ун-т ім. І. Франка); д-р геол.-мін. наук *О. Адаменко* (Івано-Франківський нац. технічний ун-т нафти і газу); канд. геогр. наук, доц. *В. Біланюк* (Львівський нац. ун-т ім. І. Франка); канд. геол.-мін. наук *А. Богуцький* (Львівський нац. ун-т ім. І. Франка); д-р геогр. наук, проф. *С. Бортник* (Київський нац. ун-т ім.Т. Шевченка); д-р геогр. наук, проф. *В. Гаськевич* (Львівський нац. ун-т ім. І. Франка); д-р габіл., проф. *П. Зелінський* (Ун-т Марії Кюрі-Склодовської, Люблін, Польща); д-р геогр. наук, доц. *Є. Іванов* (Львівський нац. ун-т ім. І. Франка); д-р геогр. наук, проф. *І. Ковальчук* (Нац. ун-т біоресурсів і природокористування України); д-р габіл., проф. *К. Кшемень* (Ягеллонський ун-т, Краків, Польща); д-р габіл., проф. *М. Ланчонт* (Ун-т Марії Кюрі-Склодовської, Люблін, Польща); д-р геогр. наук, проф. *А. Мельник* (Львівський нац. ун-т ім. І. Франка); канд. геогр. наук, доц. *А. Михнович* (Львівський нац. ун-т ім. І. Франка); д-р геогр. наук, проф. *В. Палієнко* (Інститут географії НАНУ); д-р геогр. наук, проф. *С. Позняк* (Львівський нац. ун-т ім. І. Франка); д-р геогр. наук, проф. *В. Стецюк* (Київський нац. ун-т ім. Т. Шевченка); канд. геогр. наук, доц. *Т. Ямелинець* (Львівський нац. ун-т ім. І. Франка). Редактор *І. Лоїк*.

Адреса редакційної колегії:
Львівський національний університет імені Івана Франка, географічний факультет,
вул. Дорошенка, 41, Львів, Україна, 79000
Тел. +38 032 239 45 98,
problemy.geomorf@gmail.com

Editorial office address:
Ivan Franko National University of Lviv,
faculty of Geography,
Doroshenka Str., 41, Lviv, Ukraine, 79000
Tel. +38 032 239 45 98,
problemy.geomorf@gmail.com

АДРЕСА РЕДАКЦІЇ, ВИДАВЦЯ І ВИГОТОВЛЮВАЧА:
Львівський національний університет
імені Івана Франка,
вул. Університетська, 1, 79000, Львів, Україна
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
Ум. друк. арк. 14,8
Тираж 100 прим. Зам.

© Львівський національний університет імені Івана Франка, 2019

УДК 551.4-057.4(477.43/.44)(091); DOI 10.30970/gpc.2019.1.2796

ВИВЧЕННЯ СТЕПАНОМ РУДНИЦЬКИМ МОРФОЛОГІЇ, ГЕНЕЗИСУ ТА ІСТОРІЇ РОЗВИТКУ РЕЛЬЄФУ ПОДІЛЛЯ

Ярослав Кравчук, Юрій Зінько
Львівський національний університет імені Івана Франка,
yaroslavkravchuk@ukr.net;
zinkoyuriy@gmail.com; https://orcid.org/0000-0001-5546-6308

Анотація. Вивчення морфології генезису та історії розвитку рельєфу карпатського і передкарпатського басейнів Дністра С. Рудницьким продовжено на Поділлі. Підсумком багаторічних експедиційних досліджень (1903–1912) стала монографія ”Знадоби до морфології подільського сточища Дністра”, рекомендована до друку на засіданні математично-природописної секції НТШ 17 квітня 1912 року.

У цій праці, крім детальної морфографічної і морфометричної характеристики рельєфу галицького Поділля, велика увага приділена формуванню річкової мережі басейну Дністра, геологічній будові, палеогеоморфології та морфологічно-генетичним проблемам.

При вивченні подільського басейну Дністра С. Рудницький зробив численні висновки з проблем морфологічної регіоналізації, історії розвитку рельєфу (зокрема формування долини Дністра та його подільських приток), які й досі не втратили актуальності. Серед основних результатів дослідження С. Рудницьким морфогенезу та еволюції рельєфу подільського басейну Дністра необхідно виокремити такі: 1. Геоморфологічний поділ галицького Поділля з виокремленням районів: Розточчя, Верещицько-Щирецьке пониззя, Миколаївсько-Бобрецька горбовина (Підопілля), Опільська горбовина, Подністря, власне Поділля та Гологоро-Кременецьке пасмо. 2. Уточнення історії розвитку окремих районів: ератичний скандинавський матеріал на Розточчі мішаний (скандинавсько-карпатський) та відкладений флювіагляціальними потоками і поширений до висот 380 м. 3. У перигляціальний плейстоценовий період майже усі піски основних районів були охоплені еоловими процесами. 4. Підтверджено запропонований В. Тессейром геологічний поділ Поділля на західне і східне з виокремленням п’яти морфологічних смуг. 5. Обґрунтовано морфотектонічну схему розвитку Поділля, пов’язану з тектонічними підняттями Гологоро-Кременецького пасма, яке спричинило нинішній нахил Подільської височини до південного сходу–сходу. 6. Зазначено, що тектонічні лінії Бердо–Нароль і Ковалівка–Смиківці характеризують палеозойську плиту Поділля як типовий тектонічний горст. 7. Детально описано старі рінища (алювіальні відклади) Дністра з присутнім карпатським матеріалом на Подністрі, Опіллі і власне Поділлі, що поширені смугою на віддалі 14–20 км від сучасного русла Дністра. 8. На основі літературних джерел і власних досліджень зроблено висновок, що всюди на старих рінищах, пісках і алювіальних глинах лежить “еолічний” лес. 9. Стверджено, що старі наддністрянські рінища не можуть бути старшими від поверхонь вирівнювання Карпат і Передкарпаття. 10. Доведено формування долинної мережі Дністра у пліоцені та плейстоцені, що визначило напрям течій лівих приток і перехоплення їхніх верхів’їв витоками Західного Бугу.

Загалом необхідно зазначити, що С. Рудницькому в “Знадобах до морфології подільського сточища Дністра” вперше в тогочасній геоморфологічній літературі вдалось реалізувати комплексний морфогенетичний підхід до вивчення рельєфу регіону: від стандартизованих морфологічних описів через систематизацію морфологічної структури регіону до історико-генетичної інтерпретації головних рис морфології рельєфу.

© Кравчук Ярослав, Зінько Юрій, 2019.

Ключові слова: морфологічні райони; сточище (басейн) Дністра; старі наддністрянські рінища (алювіальні відклади); гляціальний ератичний матеріал; флювіогляціальні відклади; блукаючі і врізані меандри; горбовина; Поділля.

STEPAN RUDNITSKY'S STUDIES OF THE PODILLYA RELIEF: ITS MORPHOLOGY, GENESIS AND HISTORY OF DEVELOPMENT

Yaroslav Kravchuk, Yuriy Zinko,
Ivan Franko National University of L'viv

Abstract. S. Rudnitsky's research continued in Podillya; he went on studying the morphology of genesis and history of the relief of the Carpathian and pre-Carpathian Dniester basins. Many years of expeditionary research (1903-1912) resulted in the monograph "Prerequisites for Studying Morphology of the Podilsky Catchment Area of the Dniester", which was recommended for publication at the meeting of the Mathematical & Nature Descriptive section of the Shevchenko Scientific society (NTSh) on April 17, 1912.

This work provides detailed morphographic and morphometric characteristics of the Galician Podillya relief. The monograph also reports on the formation of the Dniester basin river system, geological structure, paleogeomorphology, as well as morphological & genetic problems.

In studying the Podilsky Dniester Basin, S. Rudnytsky made numerous conclusions on the problems of morphological regionalization, the relief history, in particular the formation of the Dniester valley and its Podilsky tributaries, which have not lost their relevance to this day. We can distinguish the following major points among the main findings of S. Rudnitsky's research of morphogenesis and the evolution of the Podilsky Dniester basin relief:

(1) Geomorphological division of the Galician Podillya with districts allocation: Roztochya, Vereshchytsky-Shchyrets lowland, Mykolayiv-Bobretskyi "horbovyna" (land surface with hills) (Pidopillya), Opilsky "horbovyna", Podnistriya, Podillya and Gogoloro-Kremenetsk Ridge; (2) Clarification of the history of individual regions development: the erratic Scandinavian material in Roztochya is mixed (Scandinavian-Carpathian); it is deposited by fluvia-glacial flows and represented up to altitudes of 380 m; (3) In the periglacial Pleistocene period, almost all the sands of the main areas had eolian processes; (4) Confirmation of the Podillya geological division into western and eastern with five morphological bands, proposed by W. Teisseyre; (5) Justification of the morphotectonic scheme of Podillya development, connected with tectonic elevations of the Hologoro-Kremenets Ridge, which caused the current inclination of the Podolsk hills to Southeast-East; (6) Statement that the tectonic lines of Berdo-Nârul and Kovalivka-Smykivtsi characterize the Paleozoic Platform of Podillya as a typical tectonic horst; (7) Detailed description of the Dniester "rinyshcha" (alluvial deposits) with the Carpathian material present in Podniester, Opil and Podillya itself, which are present as a strip at a distance of 14-20 km from the modern Dniester river bed; (8) Based on literary sources and his own research, the scientist came to the conclusion that there is "eolian" loess in the "rinyshcha", sands and alluvial clay; (9) It is argued that the old Nadnistryan rivers cannot be older than the planation surfaces of the Carpathians and Pre-Carpathians; (10) Formation of the Dniester valley pattern in Pliocene and Pleistocene, which determined the direction of the flows of the left tributaries and their capture by the Western (Zakhidny) Bug river sources.

Finally, in his "Prerequisites for Studying Morphology of the Podilsky Catchment Area of the Dniester" S. Rudnitsky managed to use a complex morphogenetic approach to studying the region relief for the first time geomorphological literature: from standardized morphological descriptions through systematization of the morphological structure of the region to the historical genetic interpretation of the main features of relief morphology.

Key words**:** morphological districts; Dniester catchment area (basin); Naddnistriansky "rinyshcha" (alluvial deposits); glacial erratic material; fluvia-glacial deposits; free and

entrenched meanders; “horbovyna” (land surface with hills); Podillya.

Вступ. Праця Степана Рудницького “Знадоби до морфології подільського сточища Дністра” надрукована у збірнику математично-природничої секції НТШ 1913 р. У вступі автор зазначив, що експедиційні дослідження галицького Поділля розпочали 1903 р. з північно-східної частини (Тернопільщина, Теребовлянщина, Збаражчина); влітку і восени 1905 р. – частина Пониззя і Подністря (Щиреччина, Комарнянщина, околиці Галича); весна і літо 1906 р. – східне Опілля і наддністрянське Поділля (Рогатинщина, південна Бережанщина, Товмачина, Монастирищина, Бучаччина; восени 1906 р. – Миколаївщина і Бібречина); влітку 1907 р. – Зборівщина, Золочівщина, північна Бережанщина, Підгаєчина; влітку 1908 р. – дністрянське Розточчя і західне Опілля. Упродовж 1909–1911 рр. автор досліджував наддністрянські околиці між Нижневом і Заліщиками та Борщівщину і Заліщиччину із залученням слухачів географії Львівського університету. Автор планував провести дослідження й у східній частині басейну Дністра, однак не отримав дозволу, отож обмежив публікацію тільки галицьким Поділлям.

1. Методологічні підходи і методика аналізу рельєфу Поділля у дослідженнях С. Рудницького

У геоморфологічних працях Степан Рудницький широко використовував морфологічний, генетичний та еволюційний підходи до вивчення рельєфу. Серед цих методів за базовий слугував морфологічний аналіз, яким С. Рудницький прекрасно володів та вдосконалював з кожним новим геоморфологічним дослідженням. Йому належать детальні морфологічні описи рельєфу окремих регіонів Західної України (Карпати, Передкарпаття, Закарпаття, Поділля) та усієї Східної Європи (Рудницький, 1926). Загалом, з точки зору вчення про морфологію рельєфу, С. Рудницький у своїх “морфологічних знадобах” реалізував вивчення складових частин земної поверхні та їхніх взаємних просторових співвідношень (морфологічної структури). Склад і структура земної поверхні у його дослідженнях слугували необхідною основою для генетичних, історичних, динамічних інтерпретацій рельєфу (Зінько, 1994, с. 93–94).

Дослідженню рельєфу Поділля хронологічно передували регіональні праці щодо карпатського і передкарпатського сточища (басейну) Дністра (Рудницький, 1905, 1907). У цих працях морфологічні описи виглядають, здебільшого, як інвентаризаційні, їх важко використати для історико-генетичних інтерпретацій рельєфу. Проте у подільських дослідженнях морфологічний підхід більшою мірою систематизований, спрямований на виявлення певних закономірностей у структурі і розвитку поверхні регіону. Ці закономірності у морфології рельєфу слугували основою для трактування С. Рудницьким певних морфогенетичних проблем Поділля: еволюції долинної мережі, розвитку основних його геоморфологічних районів. Морфологічний аналіз у цьому дослідженні виконував певні функції під час вивчення рельєфу регіону: параметричну, систематизаційну та індикативно-еволюційну (Зінько, 1994).

У “Знадобах до морфології подільського сточища Дністра” морфологічні описи терену займають чільне місце. Детально описано морфологію рельєфу кожного з подільських районів (Розточчя, Пониззя, Підопілля, Опілля, Подністря, власне Поділля). Основою для морфологічних описів слугують

картографічні матеріали та польові дослідження. Останні, як зазначав С. Рудницький, є найважливішою частиною кожної природоописної розвідки. Морфологічний аналіз рельєфу подільських районів органічно охоплював вивчення складових частин земної поверхні та їхніх просторових поєднань.

При здійсненні морфологічного аналізу рельєфу основними об'єктами дослідження обрано домінуючі додатні та від'ємні форми рельєфу, які розглядали в межах основних таксонів (районів) Поділля. За С. Рудницьким, на Поділлі додатні форми представлені горбами, лавами, валами, грядами, плитами, а від'ємні – долинами, суходолами, долинищами, заглубинами. Особливості їхньої морфології деталізують завдяки таким елементам: верхні (вершинні) поверхні, ребра (гребеневі лінії), збоча (привершинні схили) у додатних формах; днища, береги (придолинні схили), меандри – у від'ємних. Такий поділ морфології домінуючих форм височини дав змогу представити її будову у вертикальному розрізі з виокремленням "верхів" та "низів" рельєфу.

Важливою характеристикою для домінуючих форм рельєфу С. Рудницький вважав планову орієнтацію та конфігурацію форм, що представляють рельєф у горизонтальному (латеральному) розрізі. Зокрема, лінійні форми рельєфу визначали за їхньою орієнтацією щодо сторін горизонту. На Поділлі переважаючими у формі є субмеридіональні (Пн–Пн–Зх), субширотні (Зх–Пн–Зх), ускісні (Пн–Зх) та меридіональні (Пн–Пд) напрями. Рудницький значну увагу звертав на залежність морфології долин від напряму їхньої орієнтації. Цю залежність учений використав для морфохронологічної інтерпретації еволюції долинної сітки подільського сточища Дністра.

Важливою в морфологічному аналізі регіону він вважав кількісну оцінку (параметризацію) форм та елементів рельєфу. Серед параметрів, що використовував найчастіше, – абсолютна висота (вершин, днищ), відносна висота (горбів, валів), крутість схилів, похил і ширина днищ. Ці морфометричні показники разом з детальними морфографічними рисами дали змогу С. Рудницькому детальніше представити морфологічну картину кожного з подільських районів.

Зокрема, С. Рудницький детально вивчав на Поділлі особливості морфології домінуючих форм у поперечному та поздовжньому профілях і з'ясував, що грядово-долинні форми Поділля відзначаються асиметричною будовою в поперечному профілі щодо вододільних та тальвегових ліній (білатеральний вид симетрії): вона проявляється для вершинних та схилових елементів. Асиметрія верхніх грядових та горбистих форм представлена у відмінностях висоти її крайових частин. Асиметрія схилів проявляється у відмінностях показників крутості, довжини та ступеня розчленування схилів у поперечному профілі форм. За Рудницьким, для Поділля характерні прояви закономірної асиметрії, де крутішими й коротшими є схили західної та південно-західної експозиції, а похилішими та розчленованими – схили східної та північно-східної експозиції. Ця асиметрія проявлена насамперед у формах меридіональної та ускісної орієнтації. Наголошено на ярусній узгодженості асиметрії, що виражена як для вододільних, так і для долинних форм. Меандрам меридіональних рік Поділля – основних притоків Дністра – властивий перемінний вид асиметрії з експозиційною зміною місцеположення крутого борта долини.

У праці "Знадоби до морфології подільського сточища Дністра"

С. Рудницький всебічно проаналізував морфологічну структуру рельєфу – просторове взаємовідношення між складовими частинами земної поверхні певної території. Морфологічну структуру вивчено як для окремих районів (мікроструктура), так і для Подільського регіону загалом (мезоструктура). Детально висвітлено такі аспекти морфологічної структури основних подільських районів: 1) співвідношення між додатними та від'ємними формами; 2) поєднання домінуючих орієнтацій форм; 3) визначення характерного малюнка (текстури) району загалом.

Досліджуючи Поділля, С. Рудницький зазначав, що "морфологічна характеристика … мусить узгляднювати морфологію височинних верхів і морфологію долин і допори комбінуючи характерні прикмети обох груп форм поземелля доходити до позитивних клясифікаційних вислідів" (Рудницький, 1913). Згідно з таким підходом, райони Поділля поділили залежно від співвідношення додатних і від'ємних форм. До районів з перевагою горбовинно-пластових форм зачислено Розточчя, горбовинних форм – Підопілля та Опілля, горбовинно-лавкових форм – Пониззя і Подністря, а власне Поділля належить до територій з домінуванням плитових поверхонь. Згадані домінуючі форми у кожному з районів поєднуються з субдомінантними, утворюючи своєрідні поєднання вододільних і долинних форм: горбовинно-долинні, улоговинно-горбовинні, розчленованого плато.

Детальне вивчення складу і структури поверхні Поділля слугувало основою для вирішення С. Рудницьким певних морфогенетичних проблем. За такого підходу морфологія рельєфу відіграє роль індикатора основних рельєфотворчих процесів та етапності становлення поверхні.

Найповніше морфохронологічний підхід застосований С. Рудницьким для з'ясування етапності розвитку долинної мережі басейну Дністра. Аналізуючи долинні форми Поділля, вчений встановив, що домінуючі ускісні й меридіональні долини відрізняються одна від одної порядком і морфологічними особливостями. Ускісні долини відповідають низькопорядковим водотокам і характеризуються зрілістю форм, а меридіональні долини представлені високопорядковими водотоками (основні притоки Дністра) і мають омолоджений вигляд. Ці особливості морфологічної структури подільських долин дали змогу Рудницькому обґрунтувати таку схему хронології їхнього розвитку: на першому етапі (пліоценському) формувались долини ускісного напряму, на другому (четвертинний час) – меридіональні долини (Зінько, 1994).

Загалом реалізований С. Рудницьким морфохронологічний підхід до еволюції рельєфу дав змогу визнати суттєву роль тектонічного фактора у формуванні морфологічної структури Поділля. У генетичному аспекті вчений одним з перших здійснив на Поділлі морфотектонічний аналіз (від рельєфу до тектоніки), доповнюючи тектоморфогенні побудови (від тектоніки до рельєфу) В. Тессейра. З морфотектонічних позицій слід було чекати пояснення "законної" асиметрії подільських форм, що не вдалось реалізувати автору в "Знадобах до морфології подільського сточища Дністра".

Отже, необхідно зазначити, що С. Рудницькому в "Знадобах до морфології подільського сточища Дністра" вперше у тогочасній геоморфологічній літературі вдалось реалізувати комплексний морфогенетичний підхід до вивчення рельєфу регіону: від стандартизованих морфологічних описів через систематизацію

морфологічної структури регіону до історико-генетичної інтерпретації головних рис морфології рельєфу.

2. Аналіз морфології, генетичних і вікових особливостей рельєфу та будови покривних відкладів Поділля.

Морфологія і генетико-еволюційні особливості основних регіонів Поділля. Морфологічні, генетичні та еволюційні властивості рельєфу галицького Поділля дослідник розглядає для основних геоморфологічних районів (окремі частини – за Рудницьким, 1913). За регіональним принципом побудована структура роботи: Розточчя, Верещицько-Щирецьке пониззя, Головний Європейський вододіл на Розточчі і Пониззі та на Опіллі і Поділлі, Миколаївсько-Бобрецька горбовина (Підопілля), Опільська горбовина, Подністря, Поділля, долини Поділля. Кожен регіон автор супроводжує детальною морфологічною та геологічною характеристиками. Зокрема, значну увагу приділяє тектоніці і палеоморфології, старим наддністрянським рінищам та іншим ділювіальним (плейстоценовим – *Я. К.*) відкладам Поділля, а також морфологічно-генетичним проблемам.

Розточчя. Досить детально у межах Розточчя С. Рудницький характеризує ділювіальні (плейстоценові) відклади, зокрема гляціальний ератичний матеріал. Згадуючи широко відомі того часу праці професора М. Ломніцького, С. Рудницький зазначає, що “в тутешнім сточищі Дністра немає ні сліду правдивих морен” (Рудницький, 1907, с. 23). Змішані карпатські та скандинавські відклади С. Рудницький детально проаналізував у праці, присвяченій морфології підкарпатського сточища Дністра (1907) і дійшов висновку, що відбувалося змішування відкладів ріками з півночі і півдня під час наступу і відступу льодовика.

Значну увагу в межах дністерського Розточчя С. Рудницький також приділив північному гляціальному матеріалу. “Найчастіше гляціальний матеріал зустрічається на вододілі від Гарая до Ділової гори (за М. Ломніцьким) північніше від Милятина, Озірної, на захід від Королевої гори… Найбільше мені знаний поклад гляціального матеріалу є на Поповій горі… при дорозі, що йде з Озірної до Верещиці. Я бачив тут кілька брусів майже півметрового проміру, переважно гранітових і сієнітових” (Рудницький, 1912).

З посиланням на М. Ломніцького, С. Рудницький зазначає, що ератичний матеріал на території Розточчя трапляється до висот 380 м. У дністровій частині Розточчя (верхів’я Верещиці) ератики також присутні на дещо менших висотах поблизу Гарая, Чорного горба, Ділової та Кам’яної гори. На найвищих горбах Гарая (396 м), Вівсяної гори (387 м) та інших не знайдено північного матеріалу, “однак при малій різниці висот від інших місць, де цей матеріал густо розкинений… не можна аподиктично заперечити, неначе б гляціального матеріалу на тих найвищих точках тутешнього Розточчя не було зовсім” (Рудницький, 1912, с. 27).

Також С. Рудницький наголошує, що високе положення гляціального матеріалу нагадує обставини, що панують між Перемишлем і Самбором недалеко від краю Карпат. Як висновок – “тутешні ділювіальні рінища є так само мішані як ближчих околиць” (Рудницький, 1912, с. 27), відкладені флювіогляціальними потоками.

Найпоширенішими у дністерській частині басейну плейстоценовими відкладами є піски: у долині Верещиці аж до Страдецького пролому, у долинах

Добросинського потоку і Старої ріки, а також на схилах долин.

Твердження М. Ломніцького про те, що ці піски є результатом розмиву пліоценових пісків з домішками зерняток гляціального матеріалу, С. Рудницький заперечив. Відсутні у них також будь-які прикмети, що вони є моренними. Натомість у них наявні всі ознаки того, що вони відкладені текучими водами.

У межах дністерського Розточчя С. Рудницьким досліджені також піски еолового походження. Він вважав, що у степово-пустельній лесовій добі майже всі плейстоценові піски були охоплені дефляційними процесами. Ділянки з колишніми дюнами трапляються навіть у лісових масивах. Орієнтація ділянок постійних і дефляційних пісків доволі виразно простежується з ПнЗх–Зх та ПдСх–Сх, тобто в напрямі найстаріших долинних систем Розточчя. На південь від лінії Добростани–Карачинів–Львів і прилеглі Мальчицька і Рудненсько-Білогорська улоговини та ділянки долини Верещиці чітко окреслюють південну межу Розточчя (за М. Рудницьким).

Південніше розміщене *Верещицько-Щирецьке пониззя*, південна межа якого на півдні проходить уздовж Дністра, на заході – Головним Європейським вододілом, на сході (Підопілля) межа проходить від Рудно на Оброшиного, Глинну, Пустомити, Милошевичі, Хоросно, попри Красів, Бродки, Демню і Миколаїв – до долини Дністра. Характерними особливостями рельєфу цього регіону С. Рудницький вважав значно нижчі абсолютні і відносні висоти та невелику різницю між ними. Абсолютні висоти зрідка перевищують 300 м, поздовжньо-овальні підвищення і плоскодонні пониження мають переважний напрям ПнЗх–ПдСх, що часто наближається навіть до Зх–Сх. Загалом територію цього регіону морфографічно можна зачислити до пенепленізованих.

Ще однією характерною ознакою цього регіону (за С. Рудницьким) є велика кількість тарілко- і лійкоподібних заглибин, що дало йому підстави після аналізу геологічної будови вважати їх красовими (карстовими – *Я. К.*) явищами.

В українській літературі виокремлений С. Рудницьким регіон Верещицько-Щирецького пониззя переважно зачисляли до Львівського плато (Цись, 1972) і Львівського Опілля (Геренчук, 1972).

Під час аналізу геологічної будови зазначеного С. Рудницьким Пониззя автор значну увагу приділив ділювіальним (плейстоценовим) відкладам. Зокрема, гляціальний матеріал представлений тут доволі часто (подано за М. Ломніцьким), його східна межа простягається вздовж східного берега Верещиці від Цунева до Малкович. “Більше цього матеріалу подибуємо на східнім березі Дроздовицького ставу на причілку гряди 323 м. Серед ділювіальних пісків знаходимо тут старокристальне рінище, зложене з гранітів, амфіболітів і дальських пісковиків. Поодинокі лобяки доходять величини пястука… Більші лобяки гляціального матеріалу знайшов М. Ломніцький в Артищеві в споді глини, між ними один великий 50 дм³ об’єму брус червоного граніту. Так само в споді ділювіальної глини в Малковичах находив він лобяки з граніту, гнейса та амфіболіта”(Рудницький, 1913, с. 46).

Виокремлений С. Рудницьким невеликий природний район *Миколаївсько-Бобрецька горбовина* розміщений між Розточчям на півночі, долиною Дністра на півдні, долиною Боберки на сході і долиною (місцями басейном) Щирки на заході. Щодо цього масиву С. Рудницький звернув увагу на те, що він є прямим продовженням Розточчя на південний схід до Дністра і Боберки. Ламана лінія

через Милошевичі–Поршну–Кугаїв–Вовків–Товщів–Черепин ділять горбовину на дві частини: північну (напрям повністю збігається з Розточчям) і південну (напрям близький до південного). Тоді ще не було відомо, що Розточчя і Миколаївсько-Бобрецька горбовина сформовані на південно-східних тектонічних виступах Західноєвропейської платформи (Рава-Руський і Розтоцький).

Звернув увагу С. Рудницький і на абсолютні висоти обох частин: північна значно нижча – усереднена висота 335 м (поблизу Поршни – 344 м, Сокільник – 348 м, Пасік Зубрицьких – 350 м, Липників – 360 м і тільки неподалік від Пасік і Сихова – 388 і 367 м); південна частина з усередненою висотою 380 м, багато вершин висотою понад 400 м.

Північна частина з мілко заглибленими долинами, південна частина сильно і глибоко розчленована мальовничими долинами, великою кількістю дрібних долинок, суходолами і яругами. Автор дає детальну морфометричну характеристику всім основним долинам та їхніми притокам.

Миколаївсько-Бобрецька горбовина творить перехід від Розточчя і Верещицько-Щирецького пониззя до східної частини Подільської височини, що носить здавна назву Опілля (Рудницький, 1913, с. 54). Через це він називає Миколаївсько-Бобрецьку горбовину *Підопільською*.

Опільська горбовина (Рудницький, 1913, с. 64) має вигляд неправильного трикутника, опертого одним боком у північний рубець Поділля; другий його бік творить лінія від Золочева до гирла Стрипи, яка проходить вододілами між Золотою Липою і Стрипою, Золотою Липою і Коропцем, а від Підгаєць – до гирла Стрипи. Третій бік йде долиною Дністра від гирла Стрипи до гирла Золотої Липи, а звідти – попри Горожанку, Липицю, Пуків, Рогатин, Підкамінь, Стрілиська, Баківці та Дев'ятники – до долини Боберки.

Зокрема, С. Рудницький пояснює, чому в географію Поділля вводить поняття "опільської горбовини". Назва Опілля здавна вживана і прийнята в народі, зокрема і на Перемишлянщині, Рогатинщині, Поморянщині, Бережанщині. Менше ця назва підходить для Підгаєччини і Монастирищини, де назви Опілля не вживають. "Однак оправдує мене при розтягнені цієї назви на південний схід потреба … для одноцільної морфологічної області, а потім обставина, що лиш західні частини Монастирищини і Підгаєччини втягнені мною в опільську область"(Рудницький, 1913, с. 64).

Як зазначає С. Рудницький, Опілля на перший погляд є безладною горбовиною, розчленованою долинами Боберки, Свіржа, Гнилої Липи, Нараївки, Бибельки, Золотої Липи та їхніми численними притоками. Долини другого і третього порядків різних напрямів течій є переважно глибокими та вузькими. Головні ріки мають напрям, близький до меридіонального, порівняно широкі забагнені долини.

На відміну від Верещицько-Щирецького пониззя і Миколаївсько-Бобрецької горбовини, на Опіллі зрідка трапляються вирівняні ділянки, які з'являються у східній частині і творять перехід від Опілля до власне Поділля. Опільську горбовину С. Рудницький поділяє на дві частини: західну і східну.

Західна частина прилягає з півночі і північного заходу до найвищої ділянки Головного Європейського вододілу (Камула, 471 м; Замчисько, 458 м), звідки поступово понижується на Пд–ПдСх. У межах цієї частини С. Рудницький виокремлює безліч горбовинних лав (пасм) різної ширини, довжини і висоти. Усі

ці пасма мають переважний напрям з північного заходу на південний схід з незначними відхиленнями.

Східну частину Опільської горбовини С. Рудницький виокремлює на схід від долини Гнилої Липи, яка довгою неправильною смугою простягається на південь і південний схід. Східну межу творить лінія, яка відокремлює горбовинний простір від чисто "плитового". Східне Опілля, за С. Рудницьким, "це горбовина з неспокійним профілем і дуже незначними рівними просторами … чим далі на схід і південний схід розчленування первісної плити ерозією є слабке і щораз то більше зовсім не нарушених або мало що нарушених просторів лежить серед виробленої горбовини" (Рудницький, 1913, с. 72).

Максимальні абсолютні висоти засвідчують загальне пониження Східного Опілля з ПнЗх на ПдСх, однак, як зазначає С. Рудницький, воно є незначним. При цьому автор розрізняє дві частини – одна межує з Головним Європейським вододілом, а інша розташована на захід і південний захід від Бережан.

Поділ С. Рудницького Опілля на західне і східне добре пов'язується з геологічною будовою. Для Західного Опілля і Підопілля найстарішими відкладами є крейдові, для Східного – девонські та юрські. Для обох частин четвертинні відклади представлені глинами і лесами. Єдина різниця, що у Східному Опіллі присутні "дністрові рінища", що тягнуться 12-кілометровою смугою вздовж лівого берега Дністра (рис. 1).

Подністря. У межах подільського сточища Дністра С. Рудницький виокремлює також геоморфологічний регіон під назвою Подністря, яке простягається різної ширини смугою з північного заходу на південний схід лівим берегом Дністра, а русло є південною межею цього регіону. Північна межа ламаною лінією проходить від Роздолу попри Берездівці, Гранки, Ляшки, Бориничі, Голдовичі, Дев'ятники, Баківці, Стрілиська, Любшу, Підкамінь, Рогатин, Пуків, Липиці, Свистільники (з 1964 р. – с. Світанок – *Я. К.*), Гнильче, Горожанку до гирла Золотої Липи. За морфометричними показниками цей регіон від Опілля і Поділля відділяється плавним уступом, який на 50 м і більше підноситься понад горбами Подністря.

Подністря, як більшість інших природних регіонів Поділля, поділене притоками Дністра на межирічні горбовинні смуги, розміщені між долинами Бібрки, Свіржа, Гнилої Липи, Нараївки, Бібелки, Гнилого Потоку, Горожанки і Золотої Липи.

Власне Галицьке Поділля (за С. Рудницьким) обмежене з півдня долиною Дністра, від заходу – східним Опіллям, від півночі – вододілом, на сході – долиною Збруча. "Морфографічна характеристика Поділля видавала б ся на перший погляд дуже проста. Бачимо перед собою плоску, майже зовсім рівну, полого схвильовану плиту з річковими долинами переважно полуденникового напряму" (Рудницький, 1913, с. 123). Загалом С. Рудницький погоджується з В. Тессейром, що горбовинний вал Товтрів (Медоборів) є дуже добрим критерієм поділу власне Поділля на західну і східну частини. Цьому сприяє його довжина, велика виразність у терені і значна висота.

Поділу височини сприяють також меридіональні долини Стрипи, Джурина, Серету, Нічлави і Збруча. "Так важливий для розчленування і поділу вал Товтрів (за В. Тессейром) перетинає напрям меридіональних долин ускісно і вони, оскільки його переходять, то роблять це поперечними проломовими долинами"

(Рудницький, 1913, с. 126).

За цим поділом на Поділлі розрізняють п'ять морфологічних смуг: дві вузькі горбовинні і три ширші височинні. Від заходу на схід виокремлено: високорівню зборівсько-чортківську, вал теребовлянсько-мельницький, високорівню тернопільсько-гусятинську, вал Товтрів–Медоборів і високорівню Східного Поділля (Рудницький, 1913, с. 269–270). Подільське сточище Дністра виринуло з моря під кінець міоценської доби. Міоценське море відступало на схід – південний схід і тодішня суша утворилася широчезною смугою довкола дуги Карпат. Первісне консеквентне відводнення сарматського Підкарпаття було промінясте, і один з тих радіальних від Карпат потоків, мабуть, став прабатьком нинішнього Дністра.

Долину Дністра на Подністрі, Опіллі та Поділлі С. Рудницький аналізує детально, виокремлюючи для цього один розділ. Окрім того, значна частина монографії присвячена детальній характеристиці великих і порівняно малих долин Свіржа, Гнилої Липи, Золотої Липи, Коропця, Стрипи, Серета та інших.

В окремому розділі подано характеристику Головного Європейського вододілу в межах Опілля і Поділля. Гологірсько-Кременецька частина вододілу внаслідок тектонічних піднять спричинила (на думку С. Рудницького) також нинішній нахил Подільської височини до південного сходу – сходу, оскільки абразійна міоценська поверхня мала ще західний нахил. На Північному Поділлі до цього нахилу причетні дві плоскі антикліналі: перемишлянсько-чернелицька (Бердо-Нароль) в міоцені і гологірсько-кременецька по сарматі.

Будова покривних відкладів Поділля (старі рініща) та їх генетично-вікова інтерпретація. Власне С. Рудницький вперше описав старі рініща (з присутнім карпатським матеріалом) Дністра на Подністрі, Опіллі та Поділлі. "Найдальше на північний захід …. на лівім березі Дністра зустрічаємо ділювіальні рініща біля Берездівців і в присілку Кути … на висоті 290–300 м виступають тут рініща переважно з місцевого треторяду, однак серед них я помітив кілька куснів чорного і жовтого роговика з олігоценських менілітових карпатських верств. В наплавнім стіжку Стрия і в руслі Дністра, що віддалені ледве кілька кілометрів від цього місця, таких ріняків дуже багато, однак малі ріняки лежать близько 50 м вище, вкриті верствованою ділювіальною глиною і лесом" (Рудницький, 1913, с. 245).

Автор детально описує поширення карпатських рінищ на межиріччях Лімниці–Лукви–Бистриці (правобережжя Дністра), тобто у правдоподібних місцях, на відміну від тих, що на лівому березі Дністра трапляються на значній висоті над рівнем ріки і на значній віддалі від русла. Виходи старих рінищ С. Рудницький описує поблизу с. Бовшіва північніше висоти 295 м. Переважають менілітові роговики та пісковики. Доволі часто "старі рініща" трапляються на межиріччі Нараївки і Бібельки неподалік Більшівців, Кукільників, Загір'я. Поблизу Старих Скоморох вони вкривають височину з г. Червона (350 м). Віддаль від берега Дністра доходить понад 14 км (дві милі), ріняки лежать на висоті 140 м над дзеркалом води в Дністрі.

Найширшу на лівому березі смугу старі рініща з присутністю карпатського матеріалу займають на межиріччі Золотої Липи і Серету. В долині Золотої Липи найдалі на північ виходи старих ріняків знаходять південніше Завадівки, поблизу Гранітного, Лазарівки, Лядського, Бобрівник.

У долині Коропця С. Рудницький описує старі рінища неподалік Монастириськ, між Дубенками і Велесневом на висоті 350–360 м, поблизу Коропця – на висоті 393 м. Відносні висоти над руслом Дністра становлять 183–200 м. Доволі далеко на північ від Дністра трапляються старі рінища в долинах Бариша, Стрипи, Джурина, Серету і Нічлави.

Після детального аналізу старих рінищ С. Рудницький зачислює їх до найстаріших нижньоплейстоценових і верхньопліоценових відкладів. Від них виразно відрізняються молодші четвертинні відклади, розміщені значно нижче – приблизно за 50 м над нинішнім руслом рік. Ці рінища на території подільського сточища Дністра представлені тільки місцевим матеріалом.

Між долинами Коропця і Бариша С. Рудницький старі рінища описує неподалік Новосілки Коропецької на висотах до 380 м. Вони залягають між товщею глин (до 10 м) потужністю 4 м. Окрім карпатського матеріалу, М. Ломніцький простежував тут ріняки крейди девонських доломітів і пісковиків (Рудницький, 1913, с. 250). Такі ж рінища він описує на вузькій височинній смузі між Дністром і Баришем в околицях Порохової, які представлені доволі грубим матеріалом з карпатських пісковиків, жовтих і чорних менілітових роговиків.

Таким матеріалом засипана височина між Баришем і Стрипою на абсолютних висотах близько 400 м. “Зустрічав я сліди цих рінищ по дорозі зі Стінки до Золотого Потоку, коло Сновидова і над Возиловим та Унижем… коло Наваля і понижче, де лежать їх величезні маси… більшаюча до полудня перевага без сумніву карпатського пісківцевого матеріалу” (Рудницький, 1913, с. 250).

На думку С. Рудницького, найдалі на північ у долині Стрипи дністрові рінища є поблизу Звенигорода, де залягають під глиною і їхній розріз подібний до Лядського в долині Золотої Липи.

Між долинами Стрипи і Джурина старі дністрові рінища зосереджені у вузькій смузі вздовж Дністра поблизу с. Хмелева на висоті 350 м, а також уздовж потоку Кирниці за с. Дорогочівкою на висоті 330 м (посилання на карту Ф. Бєняша).

Найпотужніші розрізи з карпатським матеріалом описані С. Рудницьким у Дзвинячі та його околицях. “Найбільша відкривка старих рінищ є коло горба Кадовб (284 м)… Перевага є по стороні карпатських пісковиків і жовтих роговиків, крім цього є рінячки яспісу, халькедону, білого кварцу, синявих і чорних кременів та гарно обточених рінячків девонського пісковика” (Рудницький, 1913, с. 252).

На межиріччі Серету і Збруча старі рінища представлені широкою смугою на лівому березі Дністра. У долині Серету вони відслонюються поблизу с. Олексинці, у долині Нічлави – неподалік с. Висічка. Поблизу сіл Олексинців і Більча карпатський матеріал залягає на абсолютних висотах близько 300 м і представлений кременями, яспісами, карпатськими менілітами.

Старі ділювіальні рінища (нижній плейстоцен – верхній пліоцен) подільського сточища Дністра С. Рудницький пов’язує зі смугою підкарпатських рінищ. “Я маю непохитне пересвідчення, що смуга стародiлювіальних рінищ наддністрянських є дуже на значнім просторі у безпосередньому зв’язку зі смугою підкарпатських стародiлювіальних рінищ, творячи їх найбільш зовнішню частину” (Рудницький, 1913, С. 254).

У тридцятих роках минулого століття В. Тессейр виокремив на

підкарпатських межиріччях дві денудаційно-акумулятивні поверхні, одну з яких назвав поверхнею Лоєвої, а іншу – поверхнею найвищою, вік яких верхній пліоцен–нижній плейстоцен. Раніше їх описували Ф. Бєняш на карті Тисмяниця–Тлумач (і то дуже не докладно – *С. Рудницький*) і М. Ломніцький на карті Коломия (дуже сумлінно – *С. Рудницький*).

Отже, до найстаріших плейстоценових відкладів з карпатським матеріалом власне Поділля С. Рудницький зачислює смугу шириною понад 20 км, північна межа котрої проходить через Монастириська, Бучач, Бураківку, Кривче, а південна – місцями перетинає нинішню течію Дністра.

До другої групи ділювіальних (плейстоценових) відкладів С. Рудницький зачислює піски, які переважно тісно пов'язані з рінищами. "Всюди, де старі дністрові рінища зустрічаються у первіснім неперелавленім стані, виступають у сполуці з ними верстви піску іменно у верхові відкривок" (Рудницький, 1913, с. 257). З посиланням на В. Тессейра розрізняють два роди пісків: летючі та піски у споді мамутової глини. Щодо віку пісків, то деякі верстви зачислюють до пліоцену. За способом утворення пісків, які підстеляють мамутову глину, їх вважають річковим утворенням. "Третю групу плейстоценових утворень Поділля творять глини і споріднені з ними елювіальні осади … мій погляд щодо поділу глин співпадає з поглядами В. Тессейра. В. Тессейр не приймає поділу на височинну і збочеву глину, а розрізняє типовий лес еолічного походження від тонко верствованої спідньої глини, котру зове попеличною… Стратиграфічний перехід від попеличної глини до лесу є дуже повільний" (Рудницький, 1913, с. 257).

Після детального розгляду літературних джерел і власних досліджень Поділля С. Рудницький доходить висновку, що всюди на старих рінищах, пісках і елювіальнтх глинах лежить "еолічний лес" (Рудницький, 1913, с. 262), що вкриває не лише схили долин, а й межирічні поверхні. З посиланням на дослідження М. Ломніцького (Рудницький, 1913, с. 263) зроблена спроба визначити вік ділювіальних відкладів Поділля. Яспісові рінища і піски зачислені до нижнього пліоцену, а, можливо, й до рівновікового верхнього пліоцену Західної Європи. У час відкладання рінищ і пісків панував арктичний клімат із середньорічною температурою нижче –4 ºС. Нижню частину середнього плейстоцену репрезентує уверствована глина (синя, післяльодовикова), сформована у часи панування арктичного пустельного клімату із середньою температурою +4 ºС.

Верхня частина середнього плейстоцену представлена жовтою неуверствованою глиною-лесом, утвореною у степовій зоні з холодним сухим кліматом, близьким до сучасного північно-східного європейського. З верхнім плейстоценом пов'язують формування травертинів. Як зазначає С. Рудницький, їхнє утворення продовжувалося на початку староалювіального часу (голоцен) у долині Дністра та його подільських приток і продовжується досі поблизу джерел.

3. Проблематика історії розвитку рельєфу Поділля

Проблеми формування рельєфу Поділля С. Рудницький розпочинає розглядати з доволі детального аналізу наукових праць Е. Дуніковського, В. Тессейра, М. Ломніцького, Е. Тіце, В. Гільбера, В. Уліга, Г. Величка. Здебільшого ці дослідження пов'язані з геологічним зніманням території Поділля віденськими і галицькими геологами. Передусім під час вивчення регіону

постало питання, “чому Дністер, маючи в підкарпатській геосинкліналі вигідну дорогу на південний схід, минув її і врізався глибоким яром у Подільську височину?” (Рудницький, 1913, с. 268).

“З цим питанням в’яжеться безпосередньо квестія як витворився яр Дністра, як повстала водяна і долинна сіть його височинних приток, … повстанням Подільської височини і її морфології, … творби виразно в терені зарисованих границь Поділля головно його північного рубця. Через ціле Поділля йде майже повсюдно явище асиметрії, що також творить важливий проблем його морфології. Крім цих проблем є багато дрібніших: зв’язок землетрусів з найновішими тектонічними рухами Поділля, проблема суходолів, красові явища, степово-пустинні форми поземелля як вислід колишньої дефляції і насипової діяльності вітру, відносини Дністра до Вісли, Дніпра, Бугу, Пруту і т. д.” (Рудницький, 1913, с. 268–269).

Причому С. Рудницький відкинув одну із тез В. Тессейра про те, що опільські скибові складки (ПнЗх – ПдСх) існували протягом міоцену. Він вважав, якщо б вони існували на поверхні молодої сарматської суші, то тільки маленька її частина могла б бути відводнена на схід, північний схід і північ. Натомість цілий простір на південному сході мусів би дістати північно-західне відводнення, а Дністер своєю течією був би аналогом Богові (Південний Буг), тобто не мав би карпатського і підкарпатського сточищ.

З відступом сарматського моря розпочалися підняття Гологоро-Кременецького пасма (за В. Тессейром), яке обумовило нинішній південно-східний нахил Поділля. Проти сарматського віку цього пасма виступили І. Смолєнський і С. Павловський, а С. Рудницький обґрунтував пліоценовий вік цього пасма і формування сточища Дністра.

“Які відносини панували у пліоценських часах на Поділлю, на те не маємо ніяких достовірних і певних вказівок, … бо не знаємо до тепер з нашого простору ніяких безсумнівних пліоценських відложень” (Рудницький, 1913, с. 268–269). Знахідка Вольфом у староалювіальних терасах поблизу Чорткова понтійських скам’янілостей дала В. Гільберту можливість припустити пліоценовий вік височинної глини Поділля. Загалом С. Рудницький назвав це припущення правдоподібним, “бо ніхто не стане перечити, що від початку пліоцену аж по нинішний день наша область є сушею, та найстаріші елювії мусять своїми початками сягати пліоцена. Приклад червона елювіальна глина в Доброводах представляє певні аналогії до terra rossa південно-європейських вапнякових областей і вказує на тепліший клімат пліоцену” (Рудницький, 1913, с. 274).

Аналізуючи підкарпатське сточище Дністра, С. Рудницький вважає, що одинокою пам’яткою з пліоцену належало би визнавати тодішній напрям долини Дністра. Пліоценова ерозія не могла бути тоді значною. Це також стосується і подільського сточища Дністра, де у пліоцені чітко визначився тільки напрям головної ріки. Він плив рівниною до свого гирла в понтійсько-каспійському басейні, не зустрічаючи жодних перепон. Найімовірніше, на той час він мав меандри, які не мали нічого спільного з сучасними. Пліоценові меандри Дністра, молодої консеквентної ріки, були вільними, або блукаючими, на відміну від сучасних, переважно врізаних.

Пліоценовий Дністер був рікою рівнинного типу. Свої верхів’я він мав на

вирівняній Підбескидській поверхні (нижня денудаційна поверхня С. Рудницького, Погурська – Л. Савицького, Суббескидська – М. Клімашевського, П. Цися). Зокрема, вік Підбескидської поверхні М. Клімашевський вважає пліоценовим, П. Цись – нижньопліоценовим, І. Гофштейн – верхньопліоценовим.

Досліджуючи північний край Поділля, зокрема Гологоро-Кременецьке пасмо, С. Рудницький категорично заперечив його куестове походження. Аргументував це відсутністю типового моноклінального залягання порід, чергування твердих і менш стійких порід. Не погодився С. Рудницький і з визначенням віку пасма: бо годі було припустити, "щоб у пліоцені зачав творитися північний поріг Поділля, а його творення потрібно пересунути на дещо пізніший час" (Рудницький, 1913, с. 280).

Важливі і найправдоподібніші варіанти формування річкової мережі басейну Дністра у пліоцені та плейстоцені також належать С. Рудницькому. Він вніс істотні зміни у розвиток річкової мережі Дністра і його приток у пліоцені та нижньому плейстоцені, зокрема напряму течій лівих приток і перехоплення їхніх верхів'їв притоками Західного Бугу.

Північно-західний – південно-східний напрям течії Дністра остаточно сформувався у пліоцені і тривав протягом плейстоцену. Як засвідчує С. Рудницький, більші лівобережні притоки Дністра не мають чітко південного напряму. У їхніх верхів'ях і пригирлових ділянках домінує північно-західний і південно-східний напрям. Навіть Збруч типово зраджує свій відхід до південно-східного напряму.

Питання походження віку і способу утворення старих подільських рінищ С. Рудницький вважав найдискусійнішим. Він особисто підтримав версію Ф. Бєняша, що старі рінища містять матеріал карпатського походження. Не погодився С. Рудницький з тим, що на аркушах карт Тисмениці і Монастириська наявний тільки карпатський матеріал. З цього приводу він зазначає, що змішаний карпатський і подільський матеріал знаходиться ще далеко на захід від згаданих теренів, зокрема поблизу населених пунктів Скоморохи, Дитятин, Товстобаби, Миловане. Чим далі на схід, тим відсоток подільського матеріалу збільшується, а карпатський ще домінує неподалік околиць Дзвиняча, Шупарки, Михайлівки.

Вік старих рінищ С. Рудницький вважає передльодовиковим. Нагадаємо, що він дотримувався поділу льодовикових періодів німецькими дослідниками, які у ділювії (плейстоцені) виокремлювали сім віків. На їхній основі С. Рудницький вирізняв три віки: староділювіальний, що відповідає першій перигляціальній, першій льодовиковій і першій післяльодовиковій добам; другий льодовиковий вік, що відповідає другій льодовиковій добі; молододілювіальний вік, що відповідає другій міжльодовиковій добі, третій льодовиковій і післяльодовиковій.

Початок інтенсивних піднять Поділля автор зачислює до кінця другої льодовикової доби, яка тривала протягом молододілювіального віку. До початку цих піднять на Поділлі були умови, аналогічні пліоцену. Тобто староділювіальний (нижньоплейстоценовий) Дністер був "низинною рікою і його долина була плитка і широка, виповнена рінню, принесеною карпатськими і подільськими притоками. Її врізування в рівнину не могло перевищити 10–20 м, натомість ширина місцями перевищувала 20 км. Дністер у цих часах обмежував

свою діяльність на пересування своїх меандрів по широкім дні своєї долини. З трудом переміщував по своєму дну маси ріні, яку йому щораз у більших кількостях доставляли карпатські притоки в міру того як наступило чергове підняття Карпат і підвищувалася інтенсивність ерозії" (Рудницький, 1913, с. 296).

Заслуговує на увагу ще один висновок С. Рудницького про те, що карпатські рінища наддністрянські не можуть бути старшими, ніж підкарпатська вирівняна поверхня, а, найімовірніше, молодші. Це згодом підтвердив Г. Тессейр 1933 року, виокремлюючи у межах Передкарпаття дві денудаційні поверхні: Лоєвої і найстаршу, які згодом назвали денудаційно-акумулятивними.

Висновки. Морфологічні, генетичні та еволюційні проблеми розвитку рельєфу Західного Поділля і Розточчя, розглянуті у праці Степана Рудницького "Знадоби до морфології подільського сточища Дністра", не втрачають своєї актуальності до нашого часу. На його доробках ґрунтуються сучасні узагальнення геоморфологічної регіоналізації Західного Поділля (Цись, 1962; Кравчук і Зінько, 1997, 1997а; Палієнко та ін., 2007; Кравчук і Зінько, 2018; Гнатюк, 1999, 2000), дослідження морфологічної структури окремих регіонів та еволюційно-генетичні інтерпретації розвитку подільської частини Дністра та його приток (Гнатюк, 1999, 2000).

Застосування сучасних підходів (морфолітологічного, морфотектонічного) та інструментаріїв (ГІС-технології) (Чупило (Байрак), 2002)) у дослідженні рельєфу і покривних відкладів Подільської височини та Розточчя в межах басейну Дністра дає змогу отримати нові результати, пов'язані з проблематикою морфогенетичної інтерпретації будови рельєфу та етапності його розвитку.

СПИСОК ВИКОРИСТАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ

Геоморфологічна карта. Масштаб 1:800 000 / Кравчук Я. С., Зінько Ю. В. // Навчальний атлас України. – Київ : Картографія, 1997. – С. 10.

Геоморфологічне районування. Масштаб 1:800 000 / Кравчук Я. С., Зінько Ю. В. // Навчальний атлас України. – Київ : Картографія, 1997а. – С. 10.

Геоморфологічне районування України. Карта масштабу 1:5 000 000 / Палієнко В. П. та ін. – Національний атлас України. – Київ : Картографія, 2007. – С. 162.

Гнатюк Р. Геоморфологія. – Карта масштабу 1 : 1 500 000 / Р. Гнатюк. – Навчально-краєзнавчий атлас Львівської області. – Львів: ВНТЛ, 1999. – С. 7.

Гнатюк Р. Геоморфологія (карта масштабу 1:1 000 000) / Р. Гнатюк. – Навчально-краєзнавчий атлас Тернопільської області. – Львів: ВНТЛ, 2000. – С. 7.

Зінько Ю. Комплексний морфологічний аналіз рельєфу Подільського регіону в дослідженнях Степана Рудницького / Ю. Зінько // Акад. С. Рудницький – основоположник української географічної науки. – Відп. ред. проф. О. Шаблій. – Львів: ЛДУ ім. Івана Франка, 1994. – С. 93–100.

Кравчук Я. З історії геоморфологічних досліджень в Україні / Я. Кравчук // З історії геоморфологічних досліджень в Україні : Мат. наук. конф. присв. 95-річчю проф. В. Кубійовича. – Тернопіль, 1995. – С.82–85.

Кравчук Я. Академік Степан Рудницький – перший український геоморфолог /

Я. Кравчук // Історія української географії. – Вип. 36. – Тернопіль, 2017. – С. 22–32.

Кравчук Я. С. Рельєф Львівської області. Додаток: Геоморфологічна карта Львівської області / Я. Кравчук, Ю. Зінько // Львівська область: природні умови та ресурси: Монографія / [За ред. М. М. Назарука]. – Львів: Вид. Старого Лева, 2018. – С. 55–85.

Рудницький С. Знадоби до морфології карпатського сточища Дністра / С. Рудницький // Зб.матем.-природ.-лік. секції НТШ. – 1905. – Т.Х. – 85 с.

Рудницький С. Знадоби до морфології підкарпатського сточища Дністра / С. Рудницький // Зб.матем.-природ.-лік. секції НТШ. – 1907. – Т.XI. – 79 с.

Рудницький С. Знадоби до морфології подільського сточища Дністра / С. Рудницький // Зб. Матем.-природ.-секції НТШ. – 1913. – Т.XV – 310 с.

Рудницький С. Морфологічні краї Східної Європи / С. Рудницький // Sbornik remĕpisnych praci venovanych prof. V. Svamberowi. – Praha, 1926.

Чупило (Байрак) Г. Морфологічна структура рельєфу Поділля Степана Рудницького і за даними сучасних аерознімань / Галина Чупило (Байрак) // Матеріали II Всеукраїнського семінару "Регіональне географічне краєзнавство: теорія і практика". – Тернопіль, 2002. – С. 54–56.

Шаблій О. Академік Степан Рудницький – фундатор української географії / О. Шаблій // Редак.-вид. відділ ЛДУ ім. І. Франка.– Львів- Мюнхен, 1993. – 223 с.

Цись П. М. Геоморфологія УРСР / П. М. Цись. – Львів: Львівський університет, 1962. – 244 с.

REFERENCES

Kravchuk, Y. S., Zin'ko, Y. V. (1997) Geomorfologichna karta [Geomorphological map]. 1:800 000. In *Navchalnyi atlas Ukrainy*. Kyiv : Kartografiya. P. 10. (In Ukrainian)

Kravchuk, Y. S., Zin'ko, Y. V. (1997a) Geomorfologichne rayonuvannia [Geomorphological zoning]. 1:800 000. In *Navchalnyi atlas Ukrainy*. Kyiv : Kartografiya. P. 10. (In Ukrainian)

Paliyenko, V. P. et all (2007). Geomorfologichne rayonuvannia Ukrainy [Geomorphological zoning of Ukraine. Scale 1:5 000 000]. In *Navchalnyi atlas Ukrainy*. Kyiv : Kartografiya. P. 162. (In Ukrainian)

Hnatiuk, R. (1999). Geomorfologiya. Karta masshtabu 1:1 500 000 [Geomorphology. Scale map 1:1 500 000]. In *Navchalno-krayeznavchyi atlas Lvivskoyi oblasti*. Lviv : VNTL. P. 7. (In Ukrainian)

Hnatiuk, R. (2000). Geomorfologiya (Karta masshtabu 1:1 000 000) [Geomorphology. Scale map 1:1 000 000]. In *Navchalno-krayeznavchyi atlas Ternopilskoyi oblasti*. Lviv : VNTL. P. 7. (In Ukrainian

Zin'ko, Y. V. (1994). Kompleksnyi morfologichnyi analiz relief Podilskogo regionu v doslidzenniach Stepana Rudnytskogo [Complex morphological analysis of the relief of the Podilskyi region in the studies of Stepan Rudnitskyi]. In *Akad. S. Rudnytskyi – osnovopoloznyk ukrainskoyi geografichnoyi nauky*. Widp. red. O. Shabliy. Lviv : LDU im. Ivana Franka, 93–100. (In Ukrainian)

Kravchuk, Y. S. (1995). Z historii geomorfologichnych doslidzen' v Ukraini [From the

history of geomorphological studies in Ukraine]. In *Z historii geomorfologichnych doslidzen' v Ukraini* : Mat. nauk. konf. prysv. 95-richchiu prof. V. Kubiyovycha. Ternopil, 82–85. (In Ukrainian)

Kravchuk, Y. S. (2017). Akademik Stepan Rudnytskyi – pershyi ukrainskiy geomorfolog [Academician Stepan Rudnitskyi is the first Ukrainian geomorphologist]. In *Historiya ukrainskoyi geografii*, 36, 22–32. (In Ukrainian)

Kravchuk, Y. S., Zin'ko, Y. V. (2018). Relief Lvivskoyi oblasti. Dodatok: Geomorfologichna karta Lvivskoyi oblasti [Relief of Lviv region. Appendix: Geomorphological map of Lviv region]. In *Lvivska oblast: pryrodni umovy ta resursy*: Monografiya. Nazaruk M. M. (Ed.). Lviv : Vyd. Starogo Leva, 55–85. (In Ukrainian).

Rudnytskyi, S. (1905). Znadoby do morfologiyi Karpatskogo stochyshcha Dnistra [Knowledge of the morphology of the Carpathian Dniester basin]. In *Zb. Matem.-pryrod.-lik. Sekciyi NTSh*, X. 85. (In Polish).

Rudnytskyi, S. (1907). Znadoby do morfologiyi Pidkarpatskogo stochyshcha Dnistra [Knowledge of the morphology of the Subcarpathian Dniester basin]. In *Zb. Matem.-pryrod.-lik. Sekciyi NTSh.,* XI, 79. (In Polish).

Rudnytskyi, S. (1913) Znadoby do morfologiyi Podilskogo stochyshcha Dnistra [Knowledge of the morphology of the Podilskyi Dniester basin]. In *Zb. Matem.-pryrod.-lik. Sekciyi NTSh,*XV, 310. (In Polish)

Chupylo (Bayrak), G. (2002). Morfologichna struktura rel'jefu Podillja Stepana Rudnyc'kogo i za danymy suchasnyh aerozniman' [The morphological structure of the Podillya relief of Stepan Rudnitsky and according to modern aerial sensing]. In "*Regional'ne geografichne krajeznavstvo: teorija i praktyka*": Materialy II Vseukrai'ns'kogo seminaru, Ternopil', 54–56. (In Ukrainian).

Shabliy, O. (1993). *Akademik Stepan Rudnytskyi – fundator ukrainskoyi geografiyi* [Academician Stepan Rudnitsky is the sponsor of Ukrainian geography]. Redak.-vyd. Viddil LDU im. I. Franka. Lviv–Munchen, 223. (In Ukrainian)

Tsys, P. M. (1962). *Geomorfologiya URSR* [Geomorphology of the URSR]. Lviv : Lvivskiy universytet, 244 (In Ukrainian).

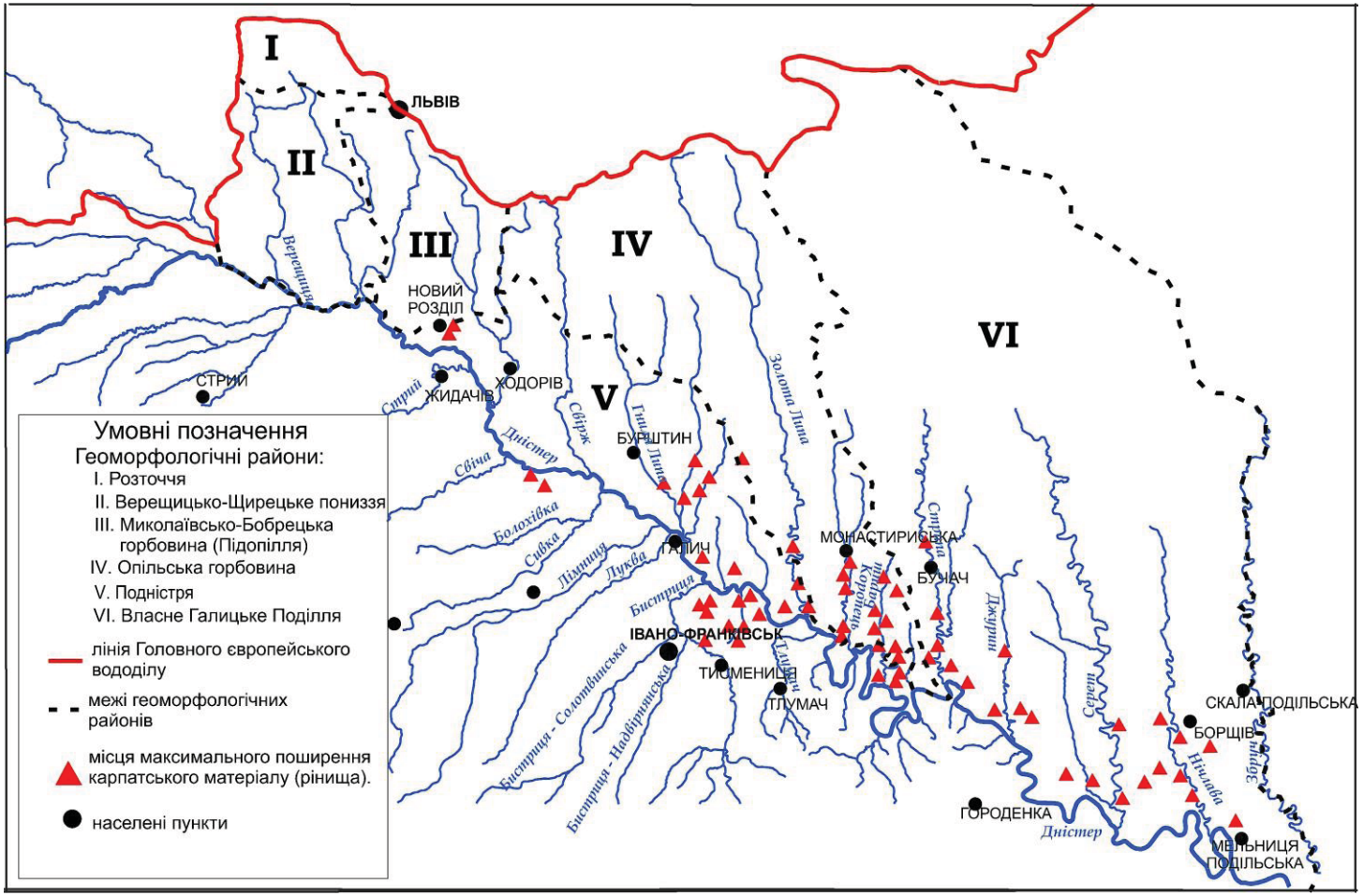


Рис. 1. Схема геоморфологічних районів подільського басейну Дністра (за С. Рудницьким, 1913)

Fig. 1. Scheme of geomorphological regions of the Podilsky basin of the Dniester (according to S. Rudnitsky, 1913)

УДК 204.7; DOI 10.30970/gpc.2019.1.2800

ГЕОЕКОЛОГІЧНИЙ СТАН БИСТРИЦЬКО-ТЛУМАЦЬКОЇ ТА ПРИДНІСТЕРСЬКО-ПОКУТСЬКОЇ ВИСОЧИН

Олег Адаменко[1], Денис Зорін[2], Наталія Зоріна, Катерина Радловська[3]
Івано-Франківський національний технічний університет нафти і газу,
[1]0000-0003-0821-3011; [2]0000-0002-3519-8171; [3]0000-0003-2640-4735;
katolrad22@gmail.com

Анотація. Антропогенні зміни довкілля за останні десятиліття стали глобальними для всієї земної кулі. Вони глибоко проникають у всі компоненти навколишнього середовища – літосферу, геоморфосферу, гідро- та атмосферу, ґрунтовий і рослинний покриви, змінюють фізичні поля Землі та Космосу, перетворюючи первісні природні ландшафти на природно-антропогенні геосистеми, та загрожують здоров'ю і життю людини. Найчутливішими до змін є найменш захищені природні ландшафти на територіях природно-заповідного фонду – пам'яток природи, заказників, регіональних ландшафтних парків, національних природних парків, природних та біосферних заповідників. Розглянуто питання техногенного впливу на частині території Дністерського регіонального ландшафтного парку – Бистрицько-Тлумацькій та Придністерсько-Покутській височинах Прут-Дністерського межиріччя на Івано-Франківщині. Авторами виконано екологічну оцінку стану компонентів довкілля вказаної території – геологічного середовища, рельєфу, гідро- та атмосфери, ґрунтового та рослинного покривів. Запропоновано рекомендації щодо зниження антропогенного впливу шляхом впровадження геоінформаційної технології захисту навколишнього середовища, його моделювання та прогнозування. Більша частина досліджуваної території має загалом нормальний екологічний стан. Уздовж Дністерського каньйону трапляються осередки сприятливого стану, де вміст кисню в атмосферному повітрі підвищений порівняно з середнім показником. На невеликій відстані від Дністерського каньйону з північного заходу на південний схід простягаються смуги місцевостей із задовільним станом. У їхніх межах виявлено п'ять ділянок складного екологічного стану. Порівняння отриманих еколого-оціночних результатів Бистрицько-Тлумацької та Придністерсько-Покутської височин з сусідньою територією розташованого на лівобережжі Дністра *національного природного парку* (НПП) "Дністровський каньйон" показало, що практично усі геоекологічні структури правобережжя мають своє продовження на лівобережжі. Звідси випливає, що Дністровський регіональний ландшафтний парк необхідно перевести у категорію природно-заповідного фонду "національний природний парк" та об'єднати його з НПП "Дністровський каньйон".

Ключові слова: екологічна оцінка; геоекологічний стан; компоненти довкілля; межиріччя; височини; антропогенний вплив; ГІС-технології.

GEOECOLOGICAL STATE OF BISTRIZA-TLUMACH'S AND PRYDNIESTER-POKUTSKIY HIGHLIGHTS

Oleg Adamenko, Denis Zorin, Natalia Zorina, Kateryna Radlovska
Ivano-Frankivsk National Technical University of Oil and Gas

Abstract. The anthropogenic environmental changes over the past decade have become global for the entire globe. They deeply penetrate into all components of the environment - the lithosphere, the geomorphosphere, the hydropower and the atmosphere, the soil and vegetation, alter the physical fields of the Earth and the Cosmos, transforming the original natural

© Адаменко Олег, Зорін Денис, Зоріна Наталія, Радловська Катерина, 2019.

landscapes into natural and human-made geosystems and endangering human health and life. Especially sensitive to changes are the least protected natural landscapes on the territories of the nature reserve fund - natural monuments, nature reserves, regional parks, national natural parks, natural and biosphere reserves.

The article deals with the issues of technogenic influence on the part of the territory of the Dniester Regional Landscape Park - Bistriza-Tlumach's and Prydniester-Pokutskiy hills of the Prut-Dniester interfluve in Ivano-Frankivsk region. The authors carried out an ecological assessment of the environmental components of the specified territory - geological environment, relief, hydro- and atmosphere, soil and vegetation cover. Recommendations on the reduction of anthropogenic influence by introducing geoinformation technology of environmental protection, its modeling and forecasting are offered. Most of the study area has a generally normal ecological status. There are favorable conditions along the Dniester Canyon, where the oxygen content in the atmospheric air is higher than the average. Within a short distance of the Dniester Canyon from the north-west to the southeast, lanes of satisfactory condition stretch. Within them, five sites of complex ecological status have been identified. The comparison of the obtained data of the ecological assessment of the heights on the right riverside with the adjacent territory on the left riverside of the Dniester – located there National Nature Park "Dniester Canyon" showed that practically all geo-ecological structures of the right bank have their continuation on the left riverside. It follows that the Dnistrovsky Regional Landscape Park should be transferred to the category of nature reserve fund "National Nature Park" and be combined with the National Park "Dnistrovsky Canyon".

Keywords: environmental assessment; geoecological state; environmental components; inter-rivers; hills; anthropogenic influence; GIS-technologies.

Вступ. Бистрицько-Тлумацька та Придністерсько-Покутська височини як морфоструктурні елементи Прут-Дністерського межиріччя в межах Тлумацького і Городенківського районів Івано-Франківської області (рис. 1) зазнають антропогенного впливу на природні екосистеми від регіональних переносів забруднюючих речовин та місцевих аграрних і переробних підприємств, транскордонної інфраструктури та ін. Отож важливо оцінити такий вплив на кожен компонент довкілля, забезпечити його моделювання і прогнозування та розробити відповідні заходи з оптимізації та покращення екологічної ситуації. Зазначені заходи впливатимуть не тільки на сталий соціально-економічний розвиток, а й покращать перспективи туристично-рекреаційного використання цього багатого та унікального на природні ландшафти регіону, що сприятиме оздоровленню та відпочинку населення, організації основних робочих місць та залученню відповідних інвестицій.

Дослідження виконано авторами в рамках держбюджетних тем кафедри екології Івано-Франківського національного технічного університету нафти і газу: "Розроблення та запровадження державної системи моніторингу навколишнього середовища (створення та забезпечення функціонування центру моніторингу) в Івано-Франківській області" (2006–2008 рр., ОБ-2/2008 номер держреєстрації 0108U009466), № Д-14-11-П "Розроблення моделей збалансованого ресурсокористування та екологічної безпеки в регіоні Українських Карпат" (2011–2012 рр., № держреєстрації 0111U001360), а також проекту Івано-Франківської області за кошти Кабінету Міністрів України "Створення Дністерського інженерно-екологічного полігону для розробки протипаводкових заходів та підвищення екологічної безпеки території Івано-Франківської області" та кафедральної держбюджетної тематики "Екологічна

безпека територіально-адміністративних одиниць” (2009–2018 рр.), яку виконували за рахунок основного робочого часу викладачів.

Рис 1. Оглядова фізико-географічна карта
Fig. 1. General physiographic map

Територію Тлумаччини та Городенківщини почали заселяти ще з часів палеоліту та неоліту. У середні віки, за даними Іпатіївського літопису, заснували поселення Толмачів – Тлумач (1213 р.). Тоді ж з’явилось місто Букавен (нині Буківна), а згодом села Петрилів (1378), Долина (1395), Обертин (1416), Олешів (1444), Нижнів (1474). До наших часів збереглись історико-культурні пам’ятки XVI–XVIII століть у Тлумачі, Городенці, Нижневі, Обертині.

Природничі дослідження розпочались з появи 1650 р. Генеральної карти Поділля масштабу 1 : 800 000, представленої французьким військовим картографом В. Бопланом. Упродовж 1794–1805 рр. картування Австро-Угорщини у масштабах від 1 : 75 000 до 1 : 25 000 продовжували різні відомства, у тому числі найвідоміший словацький картограф Ян Ліпський. Перші публікації з геології та географії належать С. Сташіцю, I. Purch, E. Eichwald, Н. П. Барботу-де-Марні та ін. (Staszic, 1815; Push, 1830; Eichwald, 1846; Барбот-де-Марні, 1865). Згодом з’явились праці А. Альта, В. Шайнохи, П. Н. Венюкова та ін. (Альт, 1887; Szajnocha, 1892; Венюков, 1899). Усі вони стосувались розрізів девону та силуру вздовж Дністра.

Систематичне вивчення природи колишньої Галіції почали з видання “Геологічного атласу Галичини” (Альт, 1887). Серед його авторів найвідоміші М. Ломніцький, В. Тессейр, Ф. Беняш та ін. Основні риси тектоніки Передкарпаття і Поділля розроблені В. Тессейром (Teisseyre, 1894).

На початку XX ст. девонські та силурійські розрізи по Дністру вивчали Р. Козловський (Kozlowski, 1929), Р. В. Виржиковський (Выржиковский, 1929), Г. Ф. Лунгерсгаузен, який подав огляд терас Дністра (Лунгерсгаузен, 1941).

Детальний аналіз терас, викопних ґрунтів та лесів виконав Ю. Полянський у 20–30-х роках XX ст. (Полянський, 1929).

Після приєднання Західної України до СРСР (1939) і закінчення Другої світової війни (1945) почались інтенсивні геологознімальні роботи та пошуки родовищ нафти і газу за участю О. С. В'ялова, В. В. Глушка, А. А. Богданова, Л. Н. Кудріна, Г. Н. Доленка, М. М. Іванюти та багатьох інших (Богданов, 1973; Вялов, 1965; Глушко, 1968). Геоморфологічні, неотектонічні та дослідження четвертинних відкладів виконували П. Н. Цись, К. І. Геренчук, І. Д. Гофштейн, Я. С. Кравчук, А. Б. Богуцький, М. С. Демедюк, а також польські колеги М. Ланчонт, Т. Мадейська та ін. (Богуцький, 1989; Геренчук, 1956; Гофштейн, 1964; Цись, 1962; Lanczont et al., 2003).

Наприкінці XX – на початку XXI століть з'явились геоекологічні роботи на досліджуваній території, в тому числі й авторів цієї статті (Адаменко, 2014; Зорін, 2016; Радловська, 2015). Їхнім результатам присвячено нашу працю.

Методи і результати досліджень. Екологічний стан компонентів довкілля характеризуємо послідовно: від геологічного середовища як фундамента, на якому розвивались геосистеми, до фітосфери – рослинного покриву, що зазнав також певних змін під впливом антропогенного навантаження.

Геологічне середовище представлене південно-західним схилом Східно-Європейської давньої платформи та її зчленуванням з Зовнішньою зоною Передкарпатського прогину. У розрізі беруть участь докембрійські, палеозойські, мезозойські та кайнозойські відклади. Архейський фундамент залягає на глибинах 1–2 км, однак його блоки, роз'єднані глибинними розломами, рухаються на неотектонічному етапі, отож проявляються у сучасному рельєфі зонами стискання і розтягання (Спиця, 1999). Це впливатиме на експлуатаційну надійність газопроводів, що необхідно враховувати під час їхнього проектування та будівництва (Адаменко О. і Адаменко Я., 2017). За даними геофізичних досліджень Г. П. Шраменко виявила флексуру на краю платформи у верхньотортонських відкладах у напрямі м. Тлумач – с. Обертин, яка відповідає Перемишлянсько-Монастириській зоні розломів та лінії Бердо-Нароль В. Тейссейра (Радловська, 2015).

У напрямі сіл Коропець–Кунисівці–Чорнолиця простежується майже на 40 км антиклінальна складка з пологим північно-східним та крутим південно-західним крилами. Вона проявляється у високих урвищах вздовж Дністра значним коливанням висот покрівлі девону та сеноману. Зокрема, в 1 км на північний схід від церкви у с. Вістря амплітуда скиду по підошві сеноману сягає 60–70 м, а у меандрі поблизу с. Кунисівці цей скид має амплітуду 50 м. У с. Незвисько девон опущений на 10–15 м до рівня юрських вапняків. Неподалік с. Устечко І. Д. Гофштейн виявив дислокації, що утворюють грабен північно-східного (поперечного до основних структур) простягання шириною до 1,5 км (Гофштейн, 1964). Зазначимо, що Л. І. Кудрін описав цей же грабен як антиклінальну складку з амплітудою від 80 до 150 м (Геологическая..., 1969). Отже, такі новітні дислокації ускладнюють сучасну ендогеодинаміку рельєфу, отож їх необхідно враховувати під час оцінки екологічної ситуації.

Цікавими є також результати дешифрування космічних знімків В. Готиняна: автор виявив зони сучасної тріщинуватості, що використовувала річкова мережа,

та брахіантиклінальні структури сучасної активності, яким відповідають у платформовому чохлі можливі нафтогазоносні структури (Готинян, 2007).

Передбачалося, що екологічний стан геологічного середовища порушують широко розповсюджені на Прут-Дністерському межиріччі карстові прояви – печери, просадки, лійки та ін. Їхню оцінку виконав Д. О. Зорін розрахунковими методами (Зорін, 2016). За його даними, площа розповсюдження карстових процесів (0,04 %) та об'єм карстових порожнин (0,0015 %) на стійкість геологічного середовища істотно не впливають.

За *геоморфологічними особливостями* Прут-Дністерське межиріччя поділяють на дві частини – глибоко розчленовану каньйоноподібну долину Дністра та Тлумацько-Городенківську вододільну рівнину. Остання долиною р. Чорної поділяється на Бистрицько-Тлумацьку та Придністерсько-Покутську височини. На відміну від глибоко розчленованої долини Дністра, Тлумацько-Городенківська вододільна рівнина розчленована слабо і має абсолютні висоти від 280 до 360 м. Характерним є структурно-пластовий тип рельєфу з броньованою гіпсо-ангідритами плоскою вершинною поверхнею, у яку врізані малі річкові долини на глибину до перших десятків метрів. Верхів'я цих рік мають характерну південно-східну орієнтацію, що засвідчує перехоплення сучасною гідромережею попередніх долин.

Плоска поверхня Бистрицько-Тлумацької та Придністерсько-Покутської височин часто відповідає надканьйонним терасам пра-Дністра (VII та VI), які простежуються на захід до передгір'їв Карпат та відомі під назвами рівень Красної та рівень Лоєвої (Teisseyre, 1894).

Інші тераси зберігаються всередині меандр (села Коропець, Петрів, Долина, Симаківці, Городниця). Внутрішньоканьйонні тераси (V, IV, III, II, I) та три рівні заплав пов'язані з крутосхилою долиною Дністра.

Порушення геоморфосфери (рельєфу) небезпечними екзогеодинамічними процесами – зсувами, селями, обвалами, осипаннями, суфозією, ерозією оцінювали на модельному просторі між містами Тлумач і Городенка. Чернівецька партія "Західукргеології" 1981 р. склала кадастр зсувів. Їх було 25 на площі 1 400 га. Загальна площа потенційної зсувної небезпеки становила 120 км^2. Через 35 років на цій території виявлено 84 зсуви. Оцінка ураженості рельєфу зросла з 1,6 % 1981 р. до 6,6 % 2016 р., а на модельній площі у 120 км^2 він становить 1,5 %, що вище, ніж у Чернівецькій (0,3 %), Тернопільській (0,5 %) та Львівській (0,7 %) областях.

Педосфера. Ґрунтовий покрив представлений глибоко і малогумусними чорноземами, часто опідзоленими, сірими та світлосірими. Для оцінки екологічного стану ґрунтів від забруднення важкими металами, нафтопродуктами та іншими небезпечними речовинами обґрунтовано мережу моніторингу геоекологічними полігонами, де відбирали проби на аналізи.

Просторовий розподіл забруднювачів засвідчив, що вони "прив'язані" лише до окремих точок (табл. 1).

Розповсюдження As виявлено у двох аномальних зонах: поблизу верхів'я р. Тлумач та на північний захід від м. Городенки. Фон (0,0047 мг/кг) тут перевищено у десятки разів (до 4,6 мг/кг), адже це значно нижче кларка (1,7) та у сотні разів нижче ГДК (20). Так само розподілені Cd, що перевищує ГДК лише в

одній точці – південніше м. Тлумач. Фон Cd 0,04, кларк 0,13, ГДК 1, а аномалія – 0,042 мг/кг. Всього у базі даних 135 точок.

Таблиця 1. База даних вмісту забруднювальних речовин у ґрунтах (Зорін, 2016)
Table 1. Database on the content of soil contaminants (Zorin, 2016)

№ точки	Координати		As	Cd	Pb	Cu	Zn	V	Нафто-продукти	ДДТ
	X	Y								
269	25,605	48,766	0	0,04	0	0	1,2	0	0	0
286	26,149	48,578	0,07	0,94	4,1	1,0	41	24	1,6	0
413	25,194	48,928	0	0,045	0	0	0	0	0	0
418	25,387	48,851	0	0,94	0	0	0	0	0	0
426	25,007	48,878	1,2	0	20,9	1,3	42	142	3,2	0
434	25,201	48,746	12,4	1,13	28,1	3,6	35	124	3,8	0
436	25,099	48,744	5,2	0,95	16,4	1,3	52	132	3,1	0
439	25,174	48,791	6,7	0,95	30,1	3,5	51	139	3,4	0
442	25,329	48,781	3,6	0,9	29,1	2,1	3,4	0	3,6	0

Аномалії Pb приурочені до височин, а у Дністерському каньйоні – чисто. Характерним є накопичення свинцю поблизу населених пунктів Тлумач, Городенка, Незвисько, Локітки та вздовж автомобільних доріг Івано-Франківськ–Городенка та Тернопіль–Чернівці.

Такі ж особливості характерні і для інших забруднювачів – міді, ванадію, нафтопродуктів (рис. 2, 3). Лише цинк перевищує ГДК (23), але це нижче фону (13,6) та кларка (83).

Отже, загальна картина забруднення ґрунтів виявилась доволі позитивною, не загрозливою для ландшафтів та населення.

Гідросфера – це поверхневі, ґрунтові та підземні води. Досліджували ґрунтові води за методикою розподілу у них важких металів та нафтопродуктів. З'ясовано, що вони мають добру та задовільну якість, лише поблизу Городенки та Тлумача вона погіршується. Це засвідчують також аналіз забруднення снігових опадів та зведені статистичні дані щодо викидів недостатньо очищених стічних вод досліджуваного регіону.

Дещо глибші горизонти підземних вод приурочені до відкладів косівської світи верхнього тортону, нижнього тортону, сантону та девону. Вони здебільшого прісні, придатні до використання. Лише на окремих ділянках, насамперед поблизу гіпсоангідритових шарів, підземні води засолені.

Атмосферне повітря оцінювали щодо екологічних показників у лабораторії нафтогазового комплексу (Адаменко О. і Адаменко Я., 2017). Вимірювали такі показники: O_2, SO_x, SO, пил. Також відбирали проби опадів дощу і снігу для виявлення в них Pb та Cu. Цікавим виявився розподіл кисню у Дністерському каньйоні: його вміст (22,06–22,20 об'ємних) перевищує фонові значення (21,83 %) і середній вміст кисню в атмосфері (21,88 %). Отже, Дністерський каньйон, маючи високий вміст кисню, є джерелом для оздоровлення населення, розвитку лікувальної та рекреаційно-туристичної індустрії.

Інші компоненти у повітрі з підвищеним вмістом виявлено лише поблизу великих населених пунктів (Городенка, Тлумач), а також у напрямі від м. Івано-

Франківська та Бурштинської ТЕС до Городенки та Заліщиків. Загалом показники атмосферного повітря досліджуваного регіону відповідають нормі.

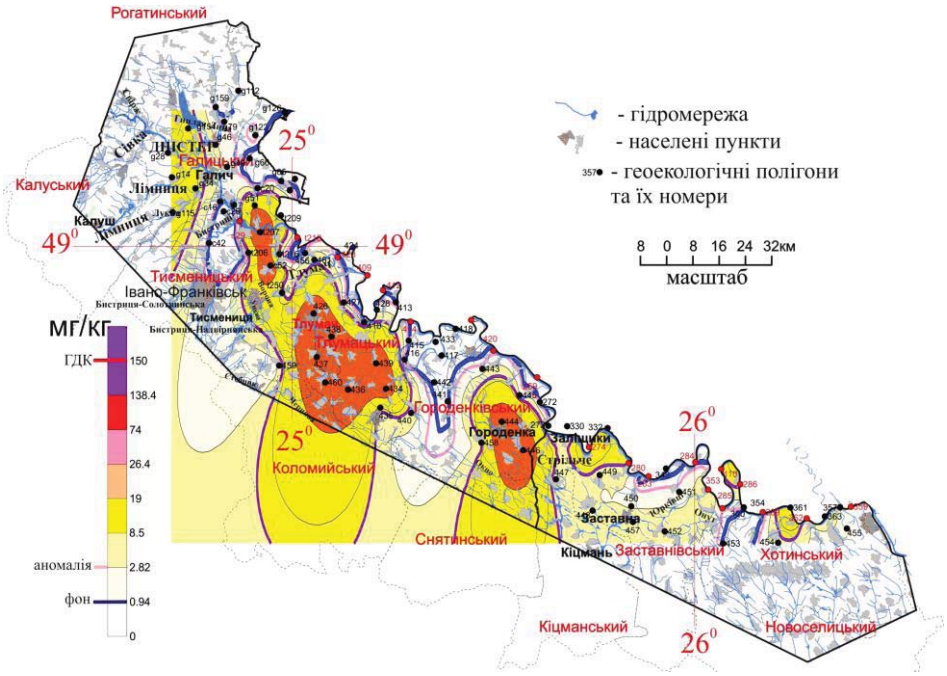


Рис. 2. Вміст ванадію у ґрунтах
Fig. 2. Vanadium content in soils

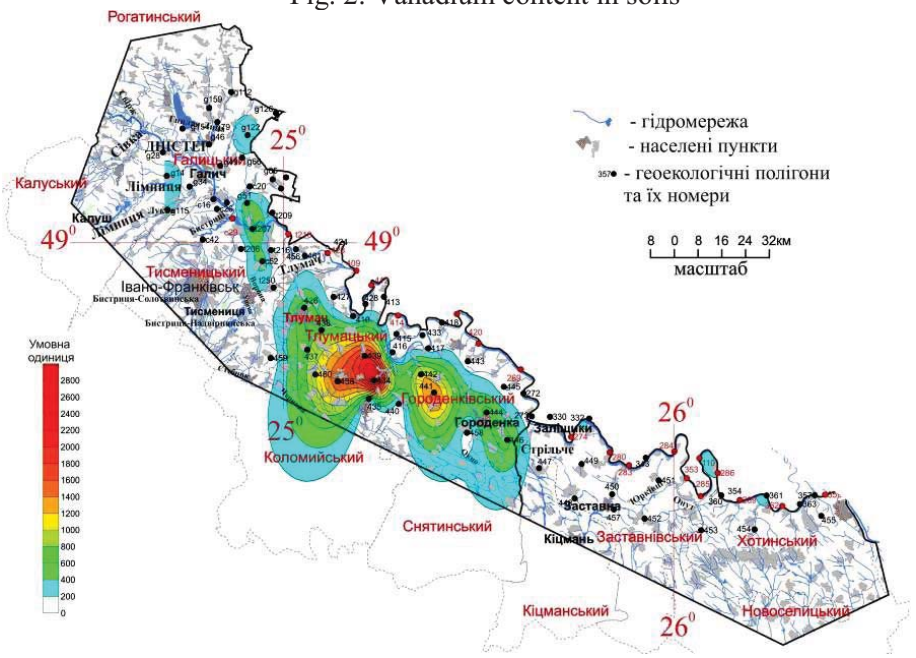


Рис. 3. Сумарний показник забруднення у ґрунтах
Fig. 3. Total indicator of soil contamination

Фітосферу – рослинний покрив – вивчали з погляду її екологічного стану. З цією метою відбирали проби лучного різнотрав'я на тих геоекологічних полігонах, що й ґрунти (рис. 4). Зразки спалювали, а отриману золу аналізували на вміст аналогічних забруднювальних речовин, що і в ґрунтах, ґрунтових водах та повітрі. За даними Бюро мінеральних ресурсів Одеського національного університету ім. І. І. Мечникова, просторовий розподіл забруднювачів (рис. 5) майже аналогічний такому у ґрунтовому покриві (Зорін, 2016). Це закономірно, адже рослинність засвоює ті речовини, що потрапляють у ґрунт. Із відповідних карт бачимо, що понад 80 % дослідженої території не забруднена шкідливими речовинами. Лише від Тлумача і Городенка простежується ланцюжок аномалій, де екологічний стан рослинного покриву задовільний, напружений і складний.

*Техносфера***.** Особливості її обумовлені розвитком господарства Городенківського та Тлумацького районів. Станом на початок 2019 р. тут діяло 26 підприємств з середньорічним валовим виробництвом продукції на 120 млн грн. Це харчова промисловість (82 %), найбільшими підприємствами якої є Городенківський цукровий завод (22 тис. т за сезон) і ВАТ "Городенківський сирзавод" (40 тис. т у рік). Меншу частку займають підприємства будівельних матеріалів. Останніми роками у видобуток та переробку гіпсів інвестують французькі фірми.

Із зазначених районів головною усе ж є аграрна галузь, основа якої є 161,4 тис. га родючих чорноземних земель. Рільництво охоплює 85 % земельних угідь. Розвинуто вирощування зернових культур, цукрового буряку, картоплі, овочів та фруктів. Тваринництво, здебільшого, м'ясо-молочне.

За даними оцінки впливів на довкілля, господарчі підприємства районів діють у екологічно безпечних межах.

Карта сучасного екологічного стану (рис. 5) побудована на основі сумарного показника забруднення усіх середовищ шляхом прозорого накладання карт сумарних показників забруднення ґрунтів, ґрунтових вод, атмосферного повітря, опадів снігу та рослинності. На території досліджуваного регіону виявлені сумарні показники від 0 до 200. Згідно з розробленою шкалою екологічних станів, останні поділені на сприятливий (СПЗ=0–25), нормальний (25–50), задовільний (50–100), напружений (100–150) та складний (150–200) (Зорін, 2016).

Із карти (рис. 5) відображено, що територія Бистрицько-Тлумацької та Придністерсько-Покутської височин має загалом нормальний екологічний стан. Уздовж Дністерського каньйону трапляються осередки сприятливого стану, де вміст кисню в атмосферному повітрі підвищений, порівняно з середнім показником. На невеликій відстані від Дністерського каньйону з північного заходу на південний схід простягаються смуги місцевостей із задовільним станом. У їхніх межах виявлено п'ять ділянок складного екологічного стану (від гирла р. Бистриця до м. Тлумача; від с. Грушка через Хотимир до с. Жуків; у районі с. Тишківці; від м. Городенка до с. Стрільча та від м. Заліщики до смт Заставна).

Загалом досліджувана територія, на думку авторів належить до Прут-Дністерської геоекологічної зони, а виявлені п'ять ділянок – це геоекологічні смуги: Тлумацька, Незвиська, Городенківська, Кострижівська та Заставнівська. Порівнюючи їх з ландшафтним районуванням О. М. Маринича та П. Г. Шищенка

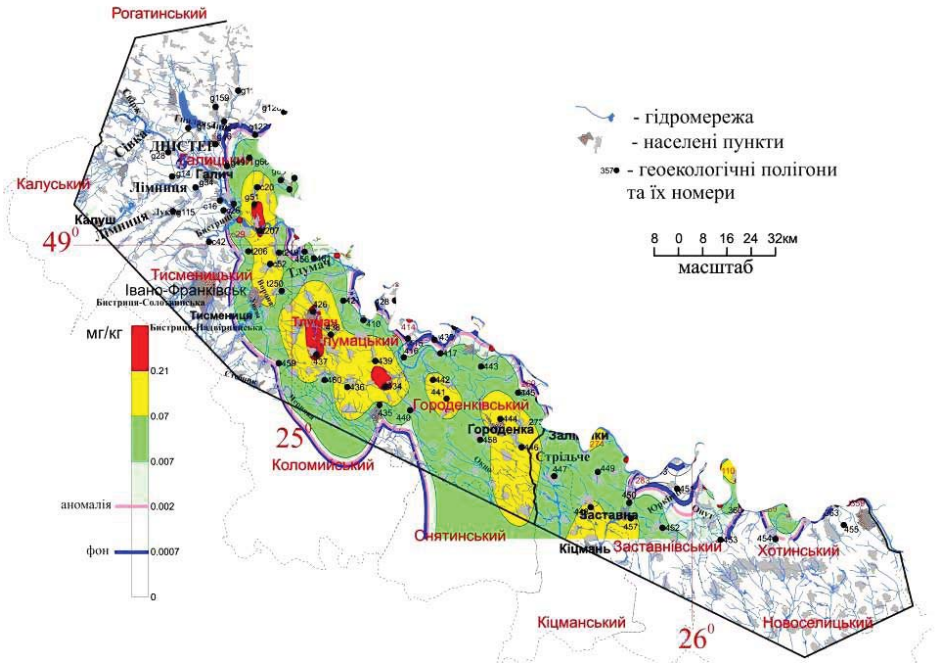


Рис. 4. Вміст кадмію у золі різнотравно-лучної рослинності
Fig. 4. The content of cadmium in ash of herbaceous meadow vegetation

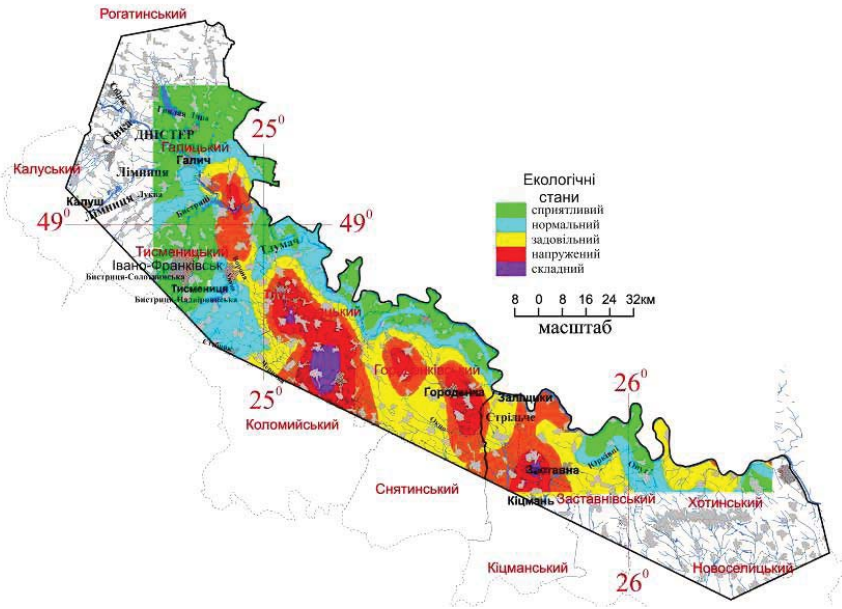


Рис. 5. Сумарні показники забруднення та екологічних станів усіх середовищ – ґрунтів, ґрунтових вод, атмосферного повітря, опадів снігу та різнотравно-лучної рослинності
Fig. 5. Summary of pollution and environmental conditions of all environments – soils, groundwater, atmospheric air, snowfall and grassland vegetation

(Маринич і Шищенко, 2006), визначаємо, що виокремлені геоекологічні смуги – це ландшафтні місцевості.

Отож карта сучасного екологічного стану засвідчує, що просторовий розподіл забруднень відповідає геоекологічним зонам, тобто ландшафтам і місцевостям, що вимагає розроблення для них індивідуальних заходів з оптимізації та покращення стану довкілля.

Висновки. Комплексне дослідження екологічного стану довкілля Бистрицько-Тлумацької та Придністерсько-Покутської височин засвідчило, що:

1. Геологічне середовище та суміжні з ним компоненти навколишнього середовища – геоморфосфера (рельєф), грунтовий та рослинний покриви, водні ресурси, атмосферне повітря та опади дощу і снігу – підпадають під вплив техносфери, тобто потоків забруднювальних речовин, що перетворюють природні ландшафти у геоекологічні структури – зони та смуги. Отож їхнє вивчення необхідне для моделювання та прогнозування стану довкілля.

2. Оцінювання стану довкілля необхідно виконувати не по одній–двох точках на район, а шляхом безпосереднього вимірювання вмісту забруднень за системою геоекологічних полігонів моніторингової мережі.

3. Довготермінові екологічні програми та оперативні природоохоронні заходи необхідно розробляти на основі геоекологічного районування з охопленням відповідних структур (зон та смуг) з індивідуальними заходами захисту довкілля як на конкретних ділянках, так і у районах загалом.

4. Порівняння отриманих еколого-оціночних результатів Бистрицько-Тлумацької та Придністерсько-Покутської височин з сусідньою територією розташованого на лівобережжі Дністра НПП “Дністровський каньйон” показало, що практично усі геоекологічні структури правобережжя мають своє продовження на лівобережжі. Звідси випливає, що Дністровський регіональний ландшафтний парк необхідно перевести у категорію природно-заповідного фонду “національний природний парк” та об’єднати його з НПП “Дністровський каньйон”.

СПИСОК ВИКОРИСТАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ

Адаменко О. Конструктивная экология / Олег Адаменко. – Саарбрюккен, ФРН : Laplambert Academy, 2014. – 122 с.

Адаменко О. М. Газопроводи і довкілля / О. М. Адаменко, Я. О. Адаменко. – Івано-Франківськ : ІФНТУНГ, 2017. – 244 с.

Альт А. Геологический атлас Галиции. Тетрадь 1 / А. Альт, Ф. Беняш. – Краков, 1887.

Барбот-де-Марни Н. П. Отчет о поездке в Галицию, Волынь и Подолию в 1865 г. / Н. П. Барбот-де-Марни // Юбил. сб. минерал. общ-ва. – Санкт-Петербург, 1867.

Богданов А. А. Геологическое строение и полезные ископаемые Восточных Карпат / А. А. Богданов. – Москва, 1973. – 713 с.

Богуцький А.Б. Четвертинні відклади / А.Б. Богуцький // Природа Тернопільської області – Львів: Вища школа, 1989. – С. 28–36.

Венюков П. Н. Фауна силурийских отложений Подольской губернии / П. Н. Венюков // Мат-лы по геологии России. – Санкт-Петербург, 1899. – Т. XIX.

Выржиковский Р. Р. Краткий геологический очерк Могилевского Приднестровья / Р.Р. Выржиковский // Весник Укр. геологоразв. упр-ния. – 1929. – Вып. 14

Вялов О. С. Стратиграфия моласс Предкарпатского прогиба / О. С. Вялов. – Киев : Наук. думка, 1965. – 191 с.

Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200 000. Серия Волыно-Подольская. Лист М-35-XXVI. – Москва : Недра, 1969. – 68 с.

Геренчук К. И. Опыт геоморфологического анализа тектоники Прикарпатья / К. И. Геренчук // Изв. ВГО, 1956. – Т. 88, вып. 1.

Глушко В. В. Тектоника и нефтегазоносность Карпат и прилегающих прогибов / В. В. Глушко. – Москва : Недра, 1968. – 262 с.

Готинян В. С. Що таке ГІС / В. С. Готинян // ДЗЗ-технології та їх місце в інфраструктурі геопросторових даних: регіональна нарада, 13–14 червня 2007. – Тернопіль, 2007. – С. 7–38.

Гофштейн И. Д. Неотектоника Карпат / И. Д. Гофштейн. – Киев: Изд-во АН УССР, 1964. – 182 с.

Зорін Д. О. Географічні інформаційні системи екологічної безпеки: навчальний посібник / Д. О. Зорін. – Івано-Франківськ : Супрун В. П., 2016. – 180 с.

Кравчук Я. С. Геоморфологія Передкарпаття / Я. С. Кравчук. – Львів : Меркатор, 1999. – 188 с.

Лунгерсгаузен Г. Ф. Геологічна еволюція Поділля і Південного Наддністров'я / Г.Ф. Лунгерсгаузен // Праці молодих вчених. – Київ : Вид-во АН УРСР, 1941. – С. 9–90.

Маринич О. М. Фізична географія України / О. М. Маринич, П. Г. Шищенко. – Київ : Знання, 2006. – 511 с.

Полянський Ю. І. Подільські етюди: тераси, леси і морфологія Галицького Поділля над Дністром / Ю. І. Полянський // Збірка матем.-природ.-лікарської секції НТШ. – Львів, 1929. – Т. 20. – 191 с.

Радловська К. О. Локальний моніторинг довкілля для адміністративних районів і територіальних громад / К. О. Радловська. – Івано-Франківськ : Супрун В. П., 2015. – 168 с.

Спиця Р. О. Структурно-геоморфологічний аналіз здвигової неотектонічної компоненти на території Волино-Подільської плити та Передкарпатського прогину / Р. О. Спиця // Український географічний журнал. – 1999. – № 1. – С. 37–41

Цись П. М. Геоморфологія УРСР / П.М. Цись. – Львів : Вид-во Львівського ун-ту, 1962. – 224 с.

Alth A. (1994). Uuber die paleozoischen Yebilde Podolins und dereb Versteinezungen. Abh. d. K. K. geologischen, Reichen etalt. B. VII №1.

Eichwald E. (1846). Einige vergleichende Bemerkungen zur Yeognosie Skandinavicns and der westlichen Povincev Russlands. Bull. de Soc. der Varur. da Moscou, № 1.

Kozlowski R. (1929). Les brachiop des gothlandiens de la Podolie Polonaise. Paleontologia Polonica, vol. 1, Kraków.

Lanczont M., Bogutskyj A., Racinowski R., Seul C., Wojtanowicz J. (2003). Eopleistocene and Lower Mesopleistocene paleosols in the Zahvizdja profile in the East Carpathian Foreland (W. Ukraine). Quaternary International, 106 -107: 119–130.

Purch I. (1830). Ueber die Formation in Podolien und dem Südlichen Russland / Iourn. de geologie. – T. II.

Staszic S. (1815). O ricmoirodzturei Karpatom i inczych goz i rovnin Polski. Warszawa.

Szajnocha W. (1892). Wosk ziemnz w Galicyi. Przewodnik Naukowo-Literacki, 82: 177–187; 90: 266–283.

Tiessuyre W. (1894). Paleomorfologia podola (wiadomosc tymczasowa) / W. Tiessuyre // Spraw. Komis, fiziograf. – Krakov. – S. 186–191.

REFERENCES

Adamenko, O. (2014). *Konstruktyvnaia ekolohyia* [Constructive ecology]. Saarbriukken, FRN: Laplambert Academy (in Ukrainian)

Adamenko, O. M., Adamenko, Ya. O. (2017). *Hazoprovody i dovkillia* [Gas pipelines and environment]. Ivano-Frankivsk: IFNTUNH (in Ukraininan).

Alt, A., Beniash, F. (1887). *Heolohycheskyi atlas Halytsyy*. Tetrad 1[Geological atlas of Galicia. Notebook 1]. Krakov (in Russia).

Barbot-de-Marny, N. P. (1867). Otchet o poezdke v Halytsyiu, Volin y Podolyiu v 1865h. [The report on a travel to Galicia, Volhynia and Podoliya in 1865]. In *Yubyl. sb. myneral. obshch-va*, Sankt-Peterburh (in Russia).

Bohdanov, A. A. (1973). *Heolohycheskye stroenye i poleznye iskopaemie Vostochnikh Karpat* [Geological structure and minerals of East Carpathians]. Moskva (in Russia).

Bohutskyi, A. B. (1989). Chetvertynni vidklady [Quarternary deposits]. In *Pryroda Ternopilskoi oblasti.* Lviv: Vyshcha shkola, 28–36 (in Ukrainian).

Veniukov, P. N. (1899). Fauna syluryiskykh otlozhenyi Podolskoi hubernyy [Fauna of Silurian deposits of the Podolsk province]. In *Mat-li po heolohyy Rossyy,* t. XIX. Sankt-Peterburh (in Russia).

Virzhykovskyi, R. R. (1929). Kratkyi heolohycheskyi ocherk Mohylevskoho Prydnestrovia [Short geological sketch of the Mogilev Transdnistria]. In *Viesnik Ukr. heolohorazv. upr-nyia*, 14 (in Russia).

Vialov, O. S. (1965). *Stratyhrafyia molass Predkarpatskoho prohyba* [Stratigraphy molass Precarpathian deflection]. Kyiv: Naukova dumka (in Ukrainian).

Heolohycheskaia karta SSSR. Masshtab 1 : 200 000 [Geological map of the USSR. Scale 1 : 200 000]. Seryia Volino-Podolskaia. Lyst M-35-XXVI. (1969). – Moskva: Nedra (in Russia).

Herenchuk, K. Y. (1956). Opit heomorfolohycheskoho analyza tektonyky Prykarpatia [Experience of the geomorphological analysis of tectonics of Prikarpatye]. In *Izvestia VHO*, 88, 1 (in Russia).

Hlushko, V. V. (1968). *Tektonyka i neftehazonosnost Karpat i prylehaiushchykh prohybov* [Tectonics and oil-and-gas content of the Carpathians and adjacent deflections]. Moskva: Nedra (in Russia).

Hotynian, V. S. (2007). Shcho take HIS [What is GIS]. In *DZZ-tekhnolohii ta yikh mistse v infrastrukturi heoprostorovykh danykh: rehionalna narada*. Ternopil, 7–38. (in Ukrainian)

Hofshtein, Y. D. (1964). *Neotektonyka Karpat* [Neotectonics of the Carpathians]. Kyiv: Yzd. AN USSR (in Ukrainian).

Zorin, D. O. (2016). *Heohrafichni informatsiini systemy ekolohichnoi bezpeky: navch. posibnyk* [Geographic information systems of environmental safety: Manual]. Ivano-Frankivsk: Suprun V.P. (in Ukrainian).

Kravchuk, Ya. S. (1999). *Heomorfolohiia Peredkarpattia* [Geomorphology of the Precarpathians]. Lviv: Merkator (in Ukrainian).

Lunhershauzen, H. F. (1941). Heolohichna evoliutsiia Podillia i Pivdennoho Naddnistrovia [Geological evolution of Podolia and Southern Naddnestrovya]. In *Pratsi molodykh vchenykh*. Kyiv: Vyd-vo AN URSR, 9–90 (in Ukrainian).

Marynych, O. M., Shyshchenko P.H. (2006). *Fizychna heohrafiia Ukrainy* [Physiography of Ukraine]. Kyiv: Znannia (in Ukrainian).

Polianskyi, Yu. I. (1929). Podilski etiudy: terasy, lesy i morfolohiia Halytskoho Podillia nad Dnistrom [Podolsk stady: terraces, the loess and morphology of Galitsky Podolia over Dniester]. In *Zbirka matem.- pryrod.- likarskoi sektsii NTSh*. Lviv, 20 (in Polish).

Radlovska, K. O. (2015). *Lokalnyi monitorynh dovkillia dlia administratyvnykh raioniv i terytorialnykh hromad* [Local monitoring of the environment for administrative regions and territorial societies]. Ivano-Frankivsk: Suprun V. P. (in Ukrainian).

Spytsia, R. O. (1999). Struktorno-heomorfolohichnyi analiz zdvyhovoi neotektonichnoi komponenty na terytorii Volyno-Podilskoi plyty ta Peredkarpatskoho prohynu [The structural-geomorphological analysis of a waste neotectonic component in the territory of the Volyno-Podolsky plate and the Precarpathian deflection]. In *Ukrainskyi heohrafichnyi zhurnal*, 1, 37–41 (in Ukrainian).

Tsys, P. M. (1962). *Heomorfolohiia URSR* [The geomorphology of USSR]. Lviv: Vyd-vo Lvivskoho un-tu (in Ukrainian).

Alth, A. (1994). Uuber die paleozoischen Yebilde Podolins und dereb Versteinezungen. Abh. d. K. K. geologischen, Reichen etalt, VII, 1.

Eichwald, E. (1846). Einige vergleichende Bemerkungen zur Yeognosie Skandinavicns and der westlichen Povincev Russlands. In *Bull. de Soc. der Varur. da Moscou*, 1.

Kozlowski, R. (1929). Les brachiop des gothlandiens de la Podolie Polonaise. Paleontologia Polonica, vol. 1, Kraków (In Polish).

Lanczont, M., Bogutskyj A., Racinowski R., Seul C., Wojtanowicz J. (2003). Eopleistocene and Lower Mesopleistocene paleosols in the Zahvizdja profile in the East Carpathian Foreland (W. Ukraine). In *Quaternary International*, 106 – 107: 119– 130. (In Polish)

Purch, I. (1830). Ueber die Formation in Podolien und dem Südlichen Russland. In *Iourn. de geologie*, II, 7 (In Polish).

Staszic, S. (1815). *O ricmoirodzturei Karpatom i inchych goz i rovnin Polski*. Warszawa (In Polish).

Szajnocha, W. (1892). Wosk ziemnz w Galicyi. In *Przewodnik Naukowo-Literacki*, 82: 177–187; 90: 266–283 (In Polish).

Teisseyre, W. (1894). Paleomorfologia podola (wiadomosc tymczasowa). In *Spraw. Komis, fiziograf*. Krakov, 186–191 (In Polish).

УДК 551.4:631.4 (477.7); DOI 10.30970/gpc.2019.1.2802

ІНДИКАЦІЙНИЙ АНАЛІЗ ДИНАМІКИ ГЕОМОРФОЛОГІЧНИХ ПРОЦЕСІВ ПРИ ДОСЛІДЖЕННІ ТРАНСФОРМАЦІЇ ҐРУНТОВОГО ПОКРИВУ ПІВНІЧНОГО ПРИЧОРНОМОР'Я

Володимир Стецюк[1], Олена Остапенко[2]
Київський національний університет імені Тараса Шевченка,
[1]geomorphology@ukr.net;
[2]vesselova@ukr.net; orcid.org/0000-0001-9004-0804

Анотація. Проаналізовано найвиразніші індикаційні ознаки екзогенних геоморфологічних процесів щодо оцінювання їхньої ролі у трансформації ґрунтового покриву. Кожен із зазначених геоморфологічних процесів здатен створити під час своєї діяльності речовинну масу, яка згодом може стати материнською породою певного різновиду ґрунту, а спрямованість та інтенсивність процесів – підставою для оцінювання темпів механічної деградації ґрунтів. З'ясовано, що спектр сучасних екзогенних процесів є значним і багатофакторним щодо свого вияву і розвитку, що зумовлює необхідність їхнього розпізнавання та оцінки у формуванні, використанні та трансформації ґрунтового покриву. Охарактеризовано способи речовинних мас, утворюваних певними геоморфологічними процесами на дослідженій території, так чи інакше, впливати на формування різновидів ґрунтових відмін регіону. Зроблено спробу встановити існуючий, очікуваний та припустити ймовірний вплив певного геоморфологічного процесу на показники властивостей ґрунтів. Ця процедура вказує на перспективність еколого-геоморфологічного оцінювання утворення, поширення, функціонування та трансформації ґрунтового покриву Північного Причорномор'я. Зазначена спроба пояснити кореляцію динаміки форм рельєфу та стану ґрунтового покриву випливає з нового методичного підходу урахування при оцінці кореляції головних властивостей рельєфу земної поверхні. Встановлено, що сучасні екзогенні геоморфологічні процеси, які завдяки своїй діяльності денудаційного, транзитного та акумулятивного характеру, здійснюють постійне продукування речовинних мас, є важливим чинником формування ґрунтів, їхнє урахування дає значно детальнішу картину поширення відмін ґрунтового покриву Північного Причорномор'я. На дослідженій території спектр сучасних екзогенних процесів є значним (делювіальні, комплекс гравітаційних, лінійна ерозія, флювіальна акумуляція, карстові, просідання та оглеювання, суфозія, абразія, лиманна акумуляція) і багатофакторним щодо вияву і розвитку, що спричиняє необхідність їхнього розпізнавання й оцінки у формуванні, використанні та трансформації ґрунтового покриву. Існують морфологічні, генетичні, вікові та динамічні ознаки того, що речовинні маси, утворювані певними геоморфологічними процесами на дослідженій території, певною мірою впливають на формування різновидів ґрунтових відмін регіону.

Ключові слова: сучасні екзогенні геоморфологічні процеси; ґрунтовий покрив; індикаційні ознаки; Північне Причорномор'я; кореляція динаміки форм рельєфу та стану ґрунтового покриву.

INDICATIVE ANALYSIS OF THE DYNAMICS OF GEOMORPHOLOGICAL PROCESSES IN THE STUDY OF THE TRANSFORMATION OF THE NORTHERN BLACK SEA COASTAL SOIL

Volodymyr Stetsiuk, Olena Ostapenko
Taras Shevchenko National University of Kyiv

© Стецюк Володимир, Остапенко Олена, 2019.

Abstract. The article analyzes the most expressive indicative features of exogenous geomorphologic processes in assessing their role in the transformation of soil cover. Each of the above-mentioned geomorphologic processes is capable of creating in the process of its activity a material mass that can subsequently become a parent species of a certain variety of soil, and the direction and intensity of processes are the basis for assessing the rates of mechanical degradation of soils. It has been established that the spectrum of modern exogenous processes is significant and multifactorial in terms of its manifestation and development, which leads to the need for their recognition and evaluation in the formation, use and transformation of soil cover. Characterized how the massive masses formed by certain geomorphologic processes in the investigated area, in one way or another, influence the formation of varieties of soil differentiation of the region. An attempt has been made to establish the existing, expected and assume the probable impact of a certain geomorphologic process on soil characteristics, which indicates the prospect of ecological and geomorphologic evaluation of the formation, distribution, operation and transformation of the soil cover of the Northern Black Sea coast. This attempt to explain the correlation of the dynamics of forms of relief and the state of soil cover follows from the new methodical approach of taking into account when assessing the correlation of the main properties of the terrain topography. It has been established that modern exogenous geomorphologic processes, due to their activities of denudation, transit and accumulative nature, carry out the constant production of material masses, are an important factor in the formation of soils, taking them into account gives a much more detailed picture of the distribution of differences in the soil cover of the Northern Black Sea region. In the studied territory, the spectrum of modern exogenous processes is significant (deluvial, gravitational complex, linear erosion, fluvial accumulation, karst, subsidence and gleying, suffusion, abrasion, estuary accumulation and multifactorial in manifestation and development, which leads to the need for their recognition and evaluation in the formation, use and transformation of the soil cover. There are morphological, genetic, age and dynamic signs that the material masses that are formed by certain geomorphological processes in the studied area, one way or another, influence the formation of varieties of soil differences in the region.

Key words: modern exogenous geomorphologic processes, soil cover; indicative signs; the Northern Black Sea region; correlation of the dynamics of landforms and the state of the soil cover.

1. Вступ

Провідне питання щодо ролі рельєфу земної поверхні у формуванні та змінюваному існуванні ґрунтового покриву, тобто те “як ґрунти формуються і почувають себе у різних геоморфологічних умовах”, на перший погляд – загальновідоме. У цьому повідомленні здійснено спробу деталізації зв’язку сучасних уявлень загальної геоморфології (зокрема, властивостей рельєфу земної поверхні) з деякими умовами змін поширення та якості ґрунтового покриву і наведено результати індикаційного аналізу вияву та розвитку сучасних екзогенних геоморфологічних процесів центральної частини Північного Причорномор’я у контексті їхньої взаємообумовленості з закономірностями поширення і стану ґрунтового покриву регіону.

2. Матеріали і методи

Аналіз зазначеного і, на перший погляд, загальновідомого положення ґрунтується на знаннях про властивості рельєфу земної поверхні – предмету вивчення науки геоморфології, тобто на методологічних засадах

геоморфологічної науки. Ми вважаємо можливою постановку цього завдання у вигляді таких положень.

1. *Вплив морфолого-морфометричних показників* рельєфу земної поверхні як важливої умови формування певних відмін (типів) ґрунтового покриву. Відома різна експозиція і крутість схилів обумовлюють *низку локальних відмін*: а) в інтенсивності температурного вивітрювання; б) в умовах поверхневого стоку і різної міри інфільтрації у верхній шар осадового комплексу, унаслідок чого часто виникають несприятливі особливості поверхневого стоку і змивання, а згодом – й ерозійно-акумулятивні процеси, які, за наявності відповідних умов, сприяють розвиткові генетичного ряду флювіальних форм рельєфу; в) у різній зволоженості, різних рослинних асоціаціях і кількості майбутньої органічної речовини, яка бере участь у формуванні гумусу; г) у різних умовах інтенсивності поверхневого стоку і змиву родючого шару, різних умовах акумуляції змитих речовинних мас у нижній частині схилів і формування нових генетичних відмін гумусових горизонтів.

Регіональні відмінності морфометричних показників рельєфу земної поверхні (горизонтальне та вертикальне розчленування території) вважають важливими характеристиками поверхневої зволоженості та природного дренування території, впливовими чинниками прийняття інженерних рішень щодо планування, здійснення та експлуатації обводнювальних меліоративних систем, полезахисних (лісосмуги) заходів.

2. *Ґрунти і генезис певних форм рельєфу земної поверхні*. У числі генетичних типів морфоскульптур, тобто форм рельєфу, виключна роль належить екзогенним. Відома роль таких чинників: елювіальних, флювіальних, ерозійних, гляціальних, аридних, схилових, карстових, берегових, а також антропогенних.

Екзогенні геоморфологічні процеси зумовлюють формування осадових гірських порід, насамперед уламкових, та їхнє подальше перетворення на значних площах суходолу. Зокрема, у процесі руйнування, транспортування і частково акумуляції виникає різноманітність уламкових порід (за їхнім походженням, розмірами, розміщенням на певних ділянках земної поверхні та іншими ознаками). Саме відмінності у генезисі певних екзогенних геоморфологічних процесів, які об’єднуються у групи денудаційних та акумулятивних, є причиною утворення генетично однорідних поверхонь, у межах яких процеси формування ґрунтового покриву суттєво відрізняються і у подальшому зазнають різної трансформації.

Кожен зі згаданих геоморфологічних процесів здатен створити у процесі своєї діяльності значну за об’ємом речовинну масу, яка згодом може стати материнською породою певного різновиду ґрунту. Зазвичай такі маси мають різні гранулометричні показники, розрізняються фізико-хімічними властивостями тощо. Окрім того, ця різноманітність, обумовлена наявністю різних екзогенних геоморфологічних процесів, є цікавою для ґрунтознавчого дослідження.

3. *Ґрунти і вік рельєфу*. У цій категорії властивостей рельєфу земної поверхні чільне місце посідають форми рельєфу, створені у різні часи. Це очевидно, оскільки чим триваліший час формування речовинних мас, які

складають певні форми рельєфу, тим глибші перетворення материнської породи і різноманітніші геохімічні процеси, що супроводжують ґрунтоутворення. Відповідно, тим більш зрілим є ґрунт, профіль якого диференційований на генетичні горизонти, біогеохімічні процеси ґрунтоутворення протікають злагоджено, а сам ґрунт перебуває у динамічній рівновазі з умовами навколишнього середовища. У ґрунтознавстві це знаходить відображення у понятті абсолютного і відносного віку ґрунтів. У контексті завдання нашої праці встановлення кореляції віку рельєфу з відмінами у властивостях ґрунтового покриву вимагає достатніх знань щодо етапності розвитку палеогеографічних та геоморфологічних умов дослідженої території.

4. *Ґрунти і динаміка рельєфу земної поверхні*. Динаміка форм рельєфу земної поверхні є чи не найважливішою ознакою природних умов для прикладного застосування знань про роль рельєфу у формуванні та існуванні певних генетичних типів ґрунтового покриву. Вона дає змогу оцінювати темпи механічної деградації ґрунтів (лінійна та площинна ерозія, вітрова ерозія, процеси підтоплення та осушування ґрунтового покриву, його оглеювання, просідання тощо). Особливої актуальності набуває індикація динаміки екзогенних геоморфологічних процесів в умовах сучасного рівня господарського освоєння дослідженої території, де поширені різні види господарської діяльності і простежуються значні відміни використання ґрунтових ресурсів у часи зміни форм земельної власності, інтенсивності та характеру обробітку землі, культивування різної продукції рослинництва. Існує значний досвід оцінювання змін ґрунтового покриву при здійсненні окремих видів господарського освоєння у Північному Причорномор'ї та етапів цього освоєння – цивільного та промислового будівництва, агротехнічного використання земельних ресурсів, гідротехнічного будівництва, прокладання комунікацій (авто- і залізничних шляхів, нафто- і газопроводів, кабелів зв’язку тощо), портового господарства та його інфраструктури, белігеративної діяльності тощо).

Завдання дослідження, наведені вище, визначають актуальність дослідження, результати якого представлені у повідомленні.

Зазначені положення відображають регіональні або локальні аспекти процесу впливу рельєфу земної поверхні на процеси формування і тривалого життя ґрунтового покриву. Геоморфологія, як важливий складник географічної науки, може внести свою важливу частку знань у ґрунтознавство, використовуючи для цього низку методологічних положень.

Такими положеннями, на наш погляд, можуть стати концепції морфокліматичної зональності, концепція закономірностей формування зонально-кліматичних кір вивітрювання (багато в чому останні зумовлюють глобальні особливості материнських порід ґрунтового покриву), а також певною мірою – концепція геоморфологічних рівнів Землі та нижчих за рангом ярусів рельєфу земної поверхні: поверхонь вирівнювання суходолу (корельованих поверхонь), вирівнювання гірських та рівнинних територій, регіональних геоморфологічних рівнів, сформованих різними геоморфологічними процесами, та полігенетичних рівнів, базисних та локальних річкових терас і дрібніших. Зазначені теоретичні підвалини

характеризуються спільною рисою – встановити переміщення речовинних мас (дослідження сучасних екзогенних геоморфологічних процесів) з вищих рівнів на нижчі і розглянути можливу ґрунтоутворювальну роль таких мас. Конкретним завданням представленого повідомлення є спроба визначити спектр індикаційних ознак сучасних екзогенних геоморфологічних процесів, здатних засвідчити реальні та ймовірні обставини трансформації ґрунтового покриву дослідженої території і визначити напрям подальшого оцінювання засвідчених змін.

3. Результати та обговорення

Найвиразнішими з огляду оцінювання трансформації ґрунтового покриву на території Північного Причорномор'я можуть стати висновки щодо індикаційних ознак наведених нижче екзогенних геоморфологічних процесів.

Делювіальні процеси і відповідні форми рельєфу доволі легко розпізнати під час польових геоморфологічних досліджень. Схили, де поширені такі процеси, зазвичай, мають плавний опукло-увігнутий профіль, де верхня (опукла) частина відповідає зоні змиву, а нижня (ввігнута) – відображає акумуляцію тут продуктів змиву. Такі закономірності мають важливе індикаційне значення під час аналізу великомасштабних інженерно-геоморфологічних карт районів існуючого і планованого водогосподарського та меліоративного будівництва, поширеного у Північному Причорномор'ї, адже на них наведено узагальнені дані щодо крутості схилів: за нескладного профілювання можна визначити форму схилів і їхню «схильність» до розвитку процесів площинного змиву. Площинний змив може різко посилюватися під впливом антропогенного чинника і може виявлятися не тільки на схилах опукло-увігнутого профілю, а й на схилах іншої форми. У кожному разі під час візуальних спостережень і на матеріалах космічних зображень процеси площинного змиву мають індикаційні ознаки характерних рудуватих (білястих) плям, а ділянки намиву визначають за характерними плямами перезволожених порід, що мають аномальний темний фототон.

На дослідженій території, за даними геоморфологічного картування, процеси площинного змиву мають домінуючий розвиток у межах генетично однорідних поверхонь делювіальних схилів крутістю 2–5° (Палієнко і Стецюк, 1980). Незважаючи на це, прогноз площинного змиву на територіях, *планованих* до обводнювання, є складною проблемою, яка потребує багаторічних спостережень на стаціонарних ділянках і моделювання процесу в новій меліоративній ситуації. Водночас поглиблене вивчення зазначеного процесу на ключових ділянках може дати правильний підхід до прогнозування в районі досліджень. Зокрема, авторами з'ясовано, що в басейні р. Кучурган (Одеська область) поширення процесів змивання та їхня інтенсивність тісно залежать від певних морфометричних показників схилів і експозицій. Зважаючи на схожість чинників формування рельєфу (що встановлено за допомогою великомасштабного картографування та аналізу чинників формування рельєфу), з деякою часткою впевненості можна використовувати такі залежності для екстраполяції встановлених закономірностей розвитку змиву на райони-аналоги.

Значення індикації площинного змиву для оцінювання трансформації ґрунтового покриву стосується, насамперед, ділянок поширення схилів з

нахилами 2–5°, оскільки численними результатами інженерно-геоморфологічних та еколого-геоморфологічних досліджень саме на таких схилах в умовах поширення з поверхні ерозійнонебезпечних відмін осадових порід слід очікувати прояви делювіальних процесів, які значно погіршують якість ґрунтового покриву. Схили зазначеного ухилу не тільки мають значне поширення на території Північного Причорномор'я, а й зазнають інтенсивних агротехнічних заходів. Саме для прогнозу розвитку площинного змиву на цих схилах варто насамперед зосереджувати увагу.

Комплекс гравітаційних процесів. Перебіг та наслідки *зсування* також легкодоступні для візуального спостереження або вивчення за допомогою дистанційних методів. Детальне геоморфологічне знімання на ключових ділянках вивченої території (Палиенко, Стецюк и Пономарь, 1980) дає змогу встановити серед усіх розвинених на вивченій території зсувів райони розвитку зсувів-блоків (фронтальних і ниркоподібних), зсувів-опливів і зсувів-зривів. Зазначена група гравітаційних процесів не має повсюдного поширення у Північному Причорномор'ї, її роль у трансформації ґрунтового покриву регіону обмежується ділянками межиріч, що прилягають до крутих схилів причорноморських лиманів, окремих ярів та балок, і полягає в агресії зсувних цирків на сусідні сільгоспугіддя.

Зсуви-блоки фронтального вигляду поширені в межах морського узбережжя від с. Санжейка до м. Чорноморська та від гирла Тилігульського лиману до м. Очакова, а також на деяких інших лиманах. Розвиваються вони в межах стрімких ділянок берегового схилу моря і лиманів, складених переважно породами лесової формації і пліоценовими алювіальними відкладами, залягають на глинах понтичного або меотичного ярусів, якими й відбувається сповзання. Зрідка спостерігають 2–3 сходинки зсувних блоків, що ускладнюють вигляд зсувного тіла. У випадку злиття окремих зсувів довжина зсувних ділянок сягає (по фронту) декількох кілометрів (на захід від м. Очакова), довжина окремих блоків 30–100 м. Розвиток фронтальних зсувів-блоків майже завжди супроводжується попереднім закладенням ровів відсідання.

Фронтальні зсуви-блоки на дослідженій території можна розділити на сучасні активні і сучасні стабілізовані. Стабілізація зсувів зазначеного типу зумовлена урівноважуванням схилу, цьому часто сприяє перехід ділянки берега до акумулятивної стадії розвитку (унаслідок формування поблизу підніжжя широкої смуги пляжу або коси). Зсуви-блоки циркоподібної форми трапляються на ділянках морського берегового схилу і на лиманах, де висота схилу має значне перевищення (30–40 м) над рівнем моря або лиману. Це, насамперед, райони м. Одеси та одеських лиманів, де значні перевищення зумовлені неотектонічними підняттями.

Зсуви відбуваються, здебільшого, на меотичних глинах, розміри цирків становлять від 100 м до кількох сотень метрів. За морфологічними ознаками циркоподібні зсуви-блоки поділяють на сучасні активні, сучасні стабілізовані і давні, що стабілізували. Останні трапляються зрідка, їх виявлено лише під час зйомки в районах с. Паліївка і с. Алестарова на Хаджибейському лимані. За інтенсивної господарської діяльності вони, безперечно, перейдуть у розряд активних зсувів на деяких ділянках обох берегів Тилігульського лиману і на

правому березі Дністровського лиману. Зсуви-опливини та зсуви-зриви на вивченій території зафіксовано в районах абразійних схилів лиманів, їхні діагностичні ознаки майже не відрізняються від ознак аналогічних зсувів на штучних водосховищах. Головна причина їхнього генезису – абразія берегів лиманів, пов'язаних з морем або підтоплених (в обох випадках рівень лиманів повільно підвищується): розвинені зсуви переважно в породах лесової формації, глибина захоплення не перевищує 20 м. Форма зсувних тіл різноманітна. Речовинні маси, які зірвалися або спливають уздовж схилу, негайно зазнають абразії хвильовою діяльністю або перебувають поблизу підніжжя до першого шторму. Рослинність на тілі зсуву, у разі його повільної течії, зникає, що дає змогу визначити динаміку зсуву.

В Одеській і Миколаївській областях виявлено зсуви, пов’язані з балтськими, новоросійськими, пізньосарматськими, меотичними глинистими відкладами неогену. Зсувні товщі представлені плейстоценовими лесоподібними суглинками, підстеленими червоно-бурими глинами. У межах поширення балтських відкладів розвиваються, здебільшого, зсуви-потоки, зрідка – блоково-пластичного зміщення. Інтенсивного розвитку набули зсуви на узбережжях Чорного та Азовського морів (Одеса, Бердянськ, Маріуполь). Зсуви на абразійних берегах значні за площею, за механізмом зміщення порід – структурні, зрідка – структурно-пластичні. Тут трапляються блокові та лінійно-блокові зсуви довжиною 0,5–2,5 км. і шириною 0,3–1,5 км. Повільне зміщення товщі, що несуть зсуви на узбережжі, може спричинити і спричиняє катастрофічні наслідки, передусім щодо інженерних об’єктів.

У районі Одеси зсуви, залежно від положення шару вапняків у розрізі, можуть бути одно – або двоярусними. У складних двоярусних зсувах поверхня зміщення верхнього ярусу розміщена на глибині покрівлі новоросійських вапняків, якими зміщуються пліоценові глини та плейстоценові суглинки. Базис зміщення нижнього ярусу знаходиться на рівні моря; основним горизонтом, що деформується, є товща мотичного ярусу. Видавлювання мотичних глин супроводжується значним просіданням товщі, що залягає вище. В одноярусних зсувах здвигу-ковзання у зміщення втягнуті породи неогену та четвертинного віку, які є основним горизонтом, що деформується. Зсуви на Азовському узбережжі суттєво відрізняються процесом випливання пісків.

Відзначаються активністю зсуви на берегах Каховського водосховища. Основним горизонтом, що деформується, є глини сарматського ярусу. Головним чинником їхнього утворення та активізації є переробка берегів.

Обвальні процеси легко розпізнають за майже прямовисною формою берегових і схилових уступів у районах розвитку порід лесової формації або понтичних чи сарматських вапняків. Профіль таких уступів дещо увігнутий, їхня висота 3–10 м; пляж, зазвичай, відсутній. Поблизу бровки уступу спостерігаються тріщини відсідання на відстані перших метрів від бровки. У випадку обвалу вапняків і пісковиків поблизу підніжжя тривалий час перебувають розвали великих брил. Через безпосередній контакт з водою нижня частина уступу до висоти 1–2 м волога, що зумовлює розрідження лесів та утворення ніш, а також спричиняє подальше обвалювання.

Обвальними процесами переробляються також нижні частини зсувних тіл, з'їдаються абразією (у цьому випадку обвальні процеси парагенетично пов'язані з розвитком зсувних процесів).

Серед гравітаційних процесів для оцінювання їхнього значення щодо трансформації ґрунтового покриву певне непряме значення належить процесам зсування, оскільки внаслідок цього втрачаються угіддя загалом, а також подальші процеси розмивання порушених зсувами речовинних мас посилюють акумуляцію продуктів розмивання при підніжжях схилів і спричиняють певні зміни у стані ґрунтового покриву в таких місцях. Окрім того, важливими непрямими обставинами еколого-геоморфологічного вивчення ґрунтового покриву Північного Причорномор'я є морфологічні та орографічні характеристики дослідженого регіону. Оскільки гравітаційні процеси визначають певний вид денудації суходолу і беруть участь у транспортуванні продуктів руйнування гірських порід та зміщення їхніх верхніх рівнів на нижні, доцільно формалізувати райони їхнього поширення у межах певних сучасних денудаційних рівнів (Демчишин, 1994).

Процеси лінійної ерозії фіксують за наявністю форм, що засвідчує про різні стадії розвитку ярів. На дослідженій території виокремлено два типи ярів: схилові яри і вторинні донні яри. Перші поширені на схилах крутістю переважно 5–15°. Їхні морфологічні особливості тісно залежать від літологічної будови схилів. У разі прорізання яром однорідної лесової товщі розвивається яр, що має У-подібний профіль: довжина його невелика (не перевищує довжини схилу); матеріал, що виноситься, постійно накопичується в гирлі та, відповідно, не закріплюється рослинністю. У разі неоднорідної літологічної будови схилу У-подібний профіль зберігається тільки до досягнення тальвегом щільніших порід, після чого морфологічні особливості набувають характеру, що супроводжується протіканням селективної денудації. Яр інтенсивно росте в довжину, виходячи на периферію межиріччя. Завдяки збільшенню ширини днища стік зливового паводка відбувається не надто інтенсивно, а днище яру і конус виносу поступово закріплює рослинність.

Вторинні донні яри закладаються в днищах балок ближче до їхнього гирла і часто засвідчують зникнення рослинності після діяльності людини, що спричиняє зростання ерозійних показників паводків.

Для кількісної еколого-геоморфологічної оцінки розвитку лінійної ерозії можна скористатися результатами досліджень з визначення зв'язків між проявами ерозії та крутістю схилів (Палієнко, Максимів і Стецюк, 1979).

З'ясовано, що на вивчених ключових ділянках (у басейнах лиманів) яружна ерозія приурочена переважно до схилів крутістю 5–15°. Авторами проаналізовано схили, обмежені в плані долинами малих річок, балок, тимчасових водотоків і великих вироблених ярів. Схили зазначеної крутості обрані завдяки їхній однорідній геологічній будові (схили складені породами лесової формації). Такий підхід мав мету максимально унеможливити вплив на розвиток ерозійних процесів такого чинника, як гетерогенність літологічної основи, щоб підвищити достовірність кореляції, яка через вплив зазначеного чинника могла бути істотно знижена. Під час аналізу отриманих даних у межиріччі Хаджибейський лиман – Тілігул простежується не тільки

факт переважаючого розвитку лінійної ерозії на схилах крутістю 5–15º, а й зв'язок між кількістю схилів зазначеної крутості й тенденціями у коливаннях рівнів лиманів. Наприклад, Куяльницький лиман протягом останніх століть не має зв'язків з морем і його рівень повільно знижується. Рівень Тилігульського лиману, пов'язаного з морем, відчуває повільне підвищення, відповідне сучасній чорноморській трансгресії, а рівень Хаджибейського лиману, завдяки скиду стоків Одеси, досяг перевищення 1,5–2,0 м над рівнем моря і сьогодні стабілізований. Відмінності в загальній кількості уражених ерозією схилів крутістю 5–15º (90 % у басейні Куяльника, 75 %, 76 % в басейнах Тілігула та Хаджибея) наочно відображають збільшення ерозійної енергії рельєфу Куяльника, пов'язане зі зниженням базису денудації та зменшення її в басейнах Тілігула і Хаджибея. Такі відмінності набувають великої наочності, якщо порівнювати басейни Хаджибея і Куяльника, де базиси денудації розташовані на відстані лише 4–5 км один від одного за ідентичності інших чинників розвитку ерозії на схилах, а відмінність тенденції в розвитку базисів денудації визначають кількісні показники розвитку ерозійних процесів.

Оскільки території дослідження притаманні певне розчленування рельєфу, наявність ярів і балок, то це спричиняє утворення спрямовано-анізотропних ґрунтово-географічних одиниць, які називають мікрокатенами. Вони приурочені до форм лінійної (ярково-балкової мережі) та площинної ерозії, отож є парагенетичними у суміжних ландшафтних типологічних одиницях. Завдяки цим парагенетичним взаємозв'язкам на схилах утворюються просторово суміжні парагенетичні ландшафтні мікрозони, що характеризуються взаємозв'язаними умовами ґрунтоутворення (Корсунов, Красеха, 1990). Із зазначених парагенетичних взаємозв'язків і випливає їхнє еколого-геоморфологічне значення.

Процеси флювіальної акумуляції виразно фіксують специфічні форми рельєфу – конуси виносу і делювіальні шлейфи підніж схилів. Зокрема, пролювіальні відклади, що складають конус виносу, вирізняються несортованим матеріалом, тобто присутні і піски, і суглинки, і щебінь, і брили. Натомість флювіальна акумуляція в межах заплав малих річок дослідженої території доволі повільна, а її результати часто завуальовані впливом антропогенного чинника.

Сьогодні формування речовинних мас, здатних слугувати материнськими породами, не має значної динаміки: індикаційні ознаки флювіальної акумуляції стабілізовані, отож зазначена стабільність природних умов у долинах річок та балок стала основою для завершеного формування ґрунтових відмін. Останні тут вельми строкаті відповідно до строкатості місцевих природних умов. Ґрунти долин малих і середніх річок є полігенетичними і поліхронними утвореннями, що відображають давні етапи педогенезу та літогенезу, геоморфолого-геологічної будови річкових долин, зонально-фаціальні і локальні умови, природну трансформацію чинників ґрунтоутворення та антропогенний вплив. Серед основних чинників функціонування певних структур ґрунтового покриву в заплавах річок вирізняються ті, що зумовлюють формування літологічного профілю ґрунтів, процеси накопичення гумусу, оглеювання і засолення. Потужнішим

чинником диференціації ґрунтового покриву заплав є галогенез, що проявляється в різних типах і ступенях соленакопичення і має місцеві особливості прояву залежно від зонально-кліматичних та геоморфолого-геологічних умов долинно-заплавних ландшафтів.

У долинах малих і середніх річок та річок-балок Причорномор'я майже не відбуваються заплавно-алювіальні процеси, і ґрунтоутворення на їхніх заплавних терасах має багато спільних рис із гігроморфним позазаплавним. Отож ланцюжок профільно-генетичної класифікації (сімейства ґрунтів – літогенні групи ґрунтів – типи ґрунтів (Михайлюк, 2001)) дає змогу визначити перспективи еколого-геоморфологічної оцінки, а саме – об'єднати синлітогенні (алювіальні, делювіальні) і постлітогенні (позазаплавні) типи ґрунтів з однаковими ознаками, властивостями і будовою.

Також важливе значення для оцінки взаємозв'язків флювіального рельєфу і процесів формування ґрунтового покриву мають відомі факти про те, що у межах флювіальних форм рельєфу також добре розрізняються лучно-болотні та болотні ґрунти, локально розповсюджені дернові, переважно оглеєні, піщані, глинисто-піщані та супіщані ґрунти у гирлі Дністра та лучні солонцюваті ґрунти у заплаві Інгулу.

Для еколого-геоморфологічної оцінки утворення ґрунтового покриву має певне значення те, що зволоження зумовлене паводками і близькістю ґрунтових вод, отож алювіальні лугові ґрунти поширені на плоских рівнинних ділянках, пологих схилах центральної заплави під вологолюбною та різнотравно-злаковою рослинністю чи вологими лісами.

Можливостями зазначеної оцінки є вказівки, що алювіальні болотні грунти формуються у притерасній заплаві, старицях, глибоких зниженнях на важкому алювії під болотно-трав'янистою (інколи з чагарниками) рослинністю за умов постійного перезволоження внаслідок дії делювіальних процесів (площинний змив), близького розташування ґрунтових вод та сезонних паводків. Типи алювіальних болотних ґрунтів: алювіальні болотні мулисто-перегнійні – глеєвомулисто-торф'яні (Хабаров і Яскін, 2001).

Такі форми рельєфу, як конуси виносу дослідженої території мають виразне поширення в гирлових частинах ярів і балок і доволі наочно вказують на динаміку флювіальних процесів у межах цих форм. У гирлах ярів конуси свіжі, поверхня їхня позбавлена зрілої рослинності (тут лише піонерні форми, такі як чистотіл, буркун і т. д.), яскраво вирізняються піщано-глинисті продукти виносу, у тому числі деяка кількість грубого уламкового матеріалу. У гирлах балок поверхня конусів сплощена, на них з'являються багаторічні трави та чагарники (глід, шипшина, дика маслина). Сучасний цикл врізання донних ярів у днища балок, зумовлений впливом антропогенного чинника (розораність і короткочасність зливових паводків), також нерідко фіксується свіжим піщано-глинистим матеріалом з відповідними відмінами у видах ґрунтового покриву, який формується під піонерною рудеральною рослинністю.

Карстові процеси. Традиційні ознаки цього процесу – лійки, провальні рови, суходільні коритоподібні пониження тощо на дослідженій території відсутні, карст тут закритого типу. Карстові процеси відбувалися у минулому

переважно в межах зон тріщинуватості понтичних вапняків, отож сьогодні у зонах тріщинуватості карстової товщі можна ідентифікувати райони їхнього можливого відновлення у зв'язку з сучасними кліматичними змінами та інтенсивною господарською діяльністю. Вагомого впливу на формування, зміни та деградацію ґрунтового покриву цей геоморфологічний процес не має, проте його можна ідентифікувати за ділянками розвитку хлорозу ґрунтів і зниженням їхньої родючості.

У ґрунтах з нейтральною або лужною реакцією де переважають окислювальні процеси, рослини можуть відчувати нестачу заліза, що проявляється через хлороз (пожовтіння листя при зниженні вмісту й активності хлорофілу).

Процеси просідання та оглеювання. Місця поширення цих процесів ідентифікуються на місцевості у вигляді мікрозападин. Розміри западин на дослідженій території коливаються від 20–25 м до 1 км, глибина западин 1–2 м (у межиріччі Дунай–Дністер та Дністер–Дніпро). Дрібні западини невеликих розмірів зосереджені на ділянках межиріч Дністер–Барабой, Дністер–Алкалія, а западини діаметром до 1 км властиві межиріччю Березань – Південний Буг. Тут обриси западин часто збігаються з контурами ділянок підвищеної потужності порід червоноколірної формації (першого від поверхні водотривкого шару), а в районах розвитку дрібних западин потужність водотривкого шару становить 1–5 м.

Наявність таких безстічних ділянок у межах районів експлуатації зрошувальних систем спричиняє застій поливних вод і тут спостерігаються виразні ознаки перезволоження (межиріччя Алкалія–Дністер). Зазначена обставина вказує на початок процесу оклеювання, отож такі ділянки необхідно враховувати, як вимагають норми дренуючих меліорацій.

Інша картина поширення процесів просідання властива лівобережній частині Дніпра у межах Причорномор'я. Значна рівнинність рельєфу земної поверхні, наявність потужних товщ порід лесової формації, складна історія формування рельєфу, поширення слідів давніх мерзлотних процесів, що спричинили наявність строкатого складу осадових комплексів зумовили значний потенціал процесів просідання, які часто-густо мають своїми наслідками перезволоження лесових відкладів значної потужності і відповідних особливостей формування ґрунтового покриву у їхніх межах. Численні групи уявлень про походження подів півдня України (Молодых, 1982; Пономар і Мигуля, 1975; Яснюк, 1971), на наш погляд, стосуються лише походження подів як форм рельєфу земної поверхні упродовж тривалого часу зміни природних умов в антропогені, проте не дають достовірної інформації про генезис ґрунтів цих місцевостей. Як засвідчують отримані дані (карти ґрунтового покриву України, масштаб 1:200 000, карта ґрунтів Української РСР, 2004, масштаб 1:430 000), найпоширенішими типами ґрунтів цих форм рельєфу є лучно-південно-чорноземні поверхнево-оглеєні, дернові поверхнево-глеєві, дерново-поверхнево-глейові осолоділі які сформувалися унаслідок відомих причин палеогеографічного (додаткового ущільнення лесових товщ унаслідок перезволоження та участі кріогенних процесів у давньому тундростепу) та ґрунтознавчого характеру (біохімічні

процеси у перезволоженому ґрунтовому середовищі в умовах значного позитивного балансу температур).

Доволі виразні ознаки розповсюдження лесових рівнин зі значною потужністю порід лесової формації властиві лівобережній частині дослідженої території. Тут рівнини займають великі площі на межиріччях і являють собою пласку поверхню без значних коливань відносних висот. Як відомо, у центральній частині такої рівнини унаслідок просідання значної товщі порід лесової формації, складної палеогеографічної історії, діяльності кріогенних процесів у колишньому тундростепу утворюються значні ізометричні зниження – поди. Крупні поди Агайманський, дно поду височіє на абсолютних позначках 25–30 м, а навколишні простори субгоризонтальної плаской рівнини на неогенових відкладах розташовані на 10–20 м вище. На тлі плаской рівнинної поверхні зазначені, на перший погляд, незначні перевищення, здатні спричиняти на схилах поду незначний площинний змив і погіршення стану ґрунтового покриву.

Великий Чапельський під утворився у степовій улоговині, висота днища близько 20 м н. р. м. Сезонні танення снігу та літні опади зумовлюють непостійне існування тимчасових водойм, подекуди завдяки артезіанським підземним водам є водойми, що використовують як водопій заповідної фауни. Ґрунти навколишніх рівнинних просторів – характерні південні чорноземи і темно-каштанові, у подових пониженнях – глейово-солодові лучні.

Зазначені вище поди мають власну балкову систему (місцева назва – роздоли), що засвідчують тривалий час їхнього формування і, безперечно, їхні днища містять відмінні від навколишніх різновиди ґрунтів.

Придолинні та приморські ділянки лесової рівнини зазвичай порізані ярами та балками з типовими для південних ерозійних форм відмінами ґрунтового покриву у їхніх днищах і виявом слідів площинного змиву на схилах.

Процеси суфозії, приурочені здебільшого до ділянок поширення першого водотривкого шару, мають вияв у межах урвистих схилів річкових долин, балок і ярів. Фіксують процеси за характерними плямами зволоження, яке супроводжує розвантаження підземного стоку, розвитком гідрофільної рослинності, а також за натічними утвореннями, представленими затверділими стягненнями. Ґрунтового покриву зазвичай немає, у місцях виносу дрібного речовинного матеріалу можна простежити деякі ознаки просідання і, відповідно, погіршення якості ґрунтів, проте площі розвитку цих процесів загалом незначні.

Інтенсивність суфозійного процесу узалежнена від ступеня неоднорідності гранулометричного складу ґрунтів. Чим вищий ступінь неоднорідності, тим за менших гідравлічних градієнтів виникає суфозія. Сьогодні відомостей щодо будь-яких ознак взаємозв’язку суфозійних форм рельєфу та типів ґрунтів не існує, можна лише стверджувати про можливе розрізнення незначних за площею ділянок відмін у ґрунтовому покриві, які не мають суттєвого значення у використанні земельних ресурсів.

Процеси абразії доволі легко розпізнають за такими індикаторами розвитку основних берегових процесів, як наявність форм рельєфу сповзання,

обвалювання, осипання. Характерна планова фізіономічна риса абразійного процесу на дослідженій території – виразні абразійні дуги. Розміри дуг різняться в межах берегового схилу Чорного та Азовського морів, також – лиманів, передусім тих, що втратили інтенсивний зв'язок з морськими акваторіями нещодавно. Зазвичай, немає необхідності спроб вказувати на роль процесів абразії у формуванні та трансформації ґрунтового покриву.

Лиманна акумуляція простежується на дослідженій території такими формами, як пересипи коси, пляжі, і користується увагою при оцінюванні її речовинних мас у процесах утворення ґрунтового покриву. Зокрема, це стосується відмерлих, переважно верхових ділянок колишніх лиманних акваторій. Для встановлення певної стадійності лиманної акумуляції доцільно застосувати фітоіндикаційні ознаки, які, своєю чергою, можуть вказувати на особливості локальної трансформації ґрунтового покриву. Наприклад, на деяких косах Куяльницького лиману чергування густоти солелюбної рослинності засвідчує циклічне зниження його рівня, а розвиток галофітів на косах лиманів, що сполучаються з морем (у надводній частині), – про голоценові епізодичні підвищення рівнів (Вахрушев, Ковальчук і Комлєв, 2010). Такі ознаки спрямованості, інтенсивності й поширення сучасних процесів формування рельєфу на ключових ділянках (у басейнах лиманів) дають змогу певніше вивести чинники активізації процесів у вигляді передумови їхнього прогнозування і розуміння спрямованості природної та антропогенної трансформації ґрунтових відмін регіону за подальшого використання земельних ресурсів.

4. Висновки

1. Сучасні екзогенні геоморфологічні процеси, які завдяки своїй діяльності денудаційного, транзитного та акумулятивного характеру, здійснюють постійне продукування речовинних мас, є важливим чинником формування ґрунтів. Їхнє урахування дає значно детальнішу картину поширення відмін ґрунтового покриву Північного Причорномор’я.

2. На дослідженій території спектр сучасних екзогенних процесів є значним і багатофакторним щодо вияву і розвитку, що зумовлює необхідність їхнього розпізнавання та оцінки у формуванні, використанні та трансформації ґрунтового покриву.

3. Існують морфологічні, генетичні, вікові та динамічні ознаки того, що речовинні маси, утворювані певними геоморфологічними процесами на дослідженій території, так чи інакше, впливають на формування різновидів ґрунтових відмін регіону.

4. Спроба знайти взаємозв’язки та взаємообумовленості екзогенних геоморфологічних процесів, площ їхнього поширення та встановити існуючий, очікуваний та припустимий ймовірний вплив процесу на показники властивостей ґрунтів вказує на перспективність еколого-геоморфологічного оцінювання утворення, функціонування та трансформації ґрунтового покриву Північного Причорномор’я.

СПИСОК ВИКОРИСТАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ

Демчишин М. Г. Современная динамика склонов на территории Украины (инженерно-геологические и экологические аспекты) : дисс... д-ра техн. наук: 11.00.11; 04.00.07 / Демчишин Михаил Гордеевич; НАН Украины, Институт геологических наук. – Киев, 1994. – 489 с.

Корсунов В. М. Пространственная организация почвенного покрова / В. М. Корсунов, Е. Н. Красеха. – Новосибирск: Наука, 1990. – 200 с.

Максимов А. Некоторые вопросы индикации эрозионных склонов в одесском Причерноморье методами геоморфологического и гидролого-метеорологического анализа / В. А. Максимов, Э. Т. Палиенко, В. В. Стецюк // Теоретические основы противоэрозионных мероприятий: материалы Всесоюзного совещания. Ч. 2. – Одесса, 1979.

Михайлюк В. І. Ґрунти заплав малих та середніх річок північно-західного Причорномор'я: Дис... д-ра геогр. наук: 11.00.05 / В. І. Михайлюк. – Одеса, 2001. – 393 с.

Молодых И. И. Грунты подов и степных блюдец субаэрального покрова Украины (гидрогеологические и инженерно-геологические особенности) / И. И. Молодых. – Киев: Наук. думка, 1982. – 160 с.

Палиенко Э. Т. Учет современных экзогенных процессов в сухих степях Украины при гидротехническом строительстве / Э. Т. Палиенко, В. В. Стецюк // Физическая география и геоморфология. – Киев, 1980. – Вып. 24.

Палиенко Э. Т. Использование инженерно-геоморфологических карт для целей мелиорации / Э. Т. Палиенко, В. В. Стецюк, В. С. Пономарь // Тез. Докладов IV съезда ГО УССР. – Ворошиловград, 1980.

Пономар В. С. Поди півдня України / В. С. Пономар, В. М. Мигуля // Географічні дослідження на Україні. – 1975. – Вип. 4. – С. 83–92.

Рельєф України : навчальний посібник / Вахрушев Б. О., Ковальчук І. П., Комлєв О. О. та ін. За заг. ред. В. В. Стецюка. – Київ : Слово, 2010. – 688 с.

Хабаров А. В. Ґрунтознавство / А. В. Хабаров, А. А. Яскин. – Москва : Колос, 2001. – 225 с.

Яснюк В. Г. Деякі питання будови та походження подів межиріччя Південний Буг / В. Г. Яснюк // Географічні дослідження на Україні. – 1971. – Вип. 3. – С. 80–89.

REFERENCES

Demchishin, M. G. (1994). *Sovremennaja dinamika sklonov na territorii Ukrainy (inzhenerno-geologicheskie i ekologicheskie aspekty)* [The modern dynamics of the slopes in Ukraine (engineering-geological and ecological aspects)]. Text: the dissertation of a doctor of technical. sciences: 11.00.11; 04.00.07. NAN Ukrainy, Institut geologicheskih nauk. Kyiv, 489 (In Ukrainian).

Khabarov, A.V., Yaskyn, A. A. (2001) *Gruntoznavstvo* [Soil science]. Moskva: Kolos, 225 (In Russian).

Korsunov, V. M., Kraseha, E. N. (1990). *Prostranstvennaja organizacija pochvennogo pokrova* [Spatial organization of soil cover]. Novosibirsk: Nauka, 200 (In Russian).

Maksymov, V. O., Palienko, E. T., Stetsyuk, V. V. (1979). Nekotoryie voprosyi indikatsii erozionnyih sklonov v Odesskom Prichernomore metodami

geomorfologicheskogo i gidrologo-meteorologicheskogo analiza [Some issues on the indication of erosion slopes in the Odessa Black Sea region by methods of geomorphological and hydrological and meteorological analysis]. In *Teoret. osnovyi protivoeroz. meropr*. Ch 2, Odessa (In Russian).

Molodyh, I. I. (1982). *Grunty podov i stepnyh bljudec subajeral'nogo pokrova Ukrainy (gidrogeologicheskie i inzhenerno-geologicheskie osobennosti)* [Soils of hearths and steppe saucers of the subaerial cover of Ukraine (hydrogeological and engineering-geological features)]. Kyiv: Nauk. dumka, 160 (In Ukrainian).

Mykhailiuk, V.I (2001). *Soils of floodplains of small and medium rivers of the northwestern Black Sea region*: The dissertation of a doctor of geographical sciences: 11.00.05; Odesa, 393 (In Ukrainian).

Palienko, E.T., Stetsuk, V. V. (1980). Uchet sovremennyh ekzogennyh processov v suhih stepjah Ukrainy pri gidrotehnicheskom stroitel'stve [Accounting for modern exogenous processes in the dry steppes of Ukraine during hydraulic engineering]. In *Fizicheskaja geografija i geomorfologija*. Kyiv, 24 (In Ukrainian).

Palienko, E. T., Stetsuk, V. V., Ponomar, V. S. (1980). Ispol'zovanie inzhenerno-geomorfologicheskih kart dlja celej melioracii [The use of engineering-geomorphological maps for land melioration]. In *Tez. Dokladov IV sezda GO USSR*. Voroshilovgrad (In Ukrainian).

Ponomar, V. S., Myhulia, V. M. (1975). Pody pivdnia Ukrainy [Pody South of Ukraine]. In *Heohrafichni doslidzhennia na Ukraini*, 4, 83–92. (In Ukrainian).

Vakhrushev, B. O., Koval'chuk I. P., Komlyev O. O., Stetsyuk V. V. (Ed.). (2010). *Rel'yef Ukrayiny : navchal'nyy posibnyk* [Relief of Ukraine: Textbook]. Kyiv: Slovo, 688 (In Ukrainian).

Yasniuk, V. H. (1971). Deiaki pytannia budovy ta pokhodzhennia podiv mezhyrichchia Pivdennyi Buh [Some questions of structure and origin pody South Bug interfluve]. In *Heohrafichni doslidzhennia na Ukraini*, 3, 80–89 (In Ukrainian).

УДК 913.1:912.43-134; DOI 10.30970/gpc.2019.1.2801

ПЕРЕДУМОВИ ФОРМУВАННЯ СУЧАСНИХ ЛАНДШАФТІВ МЕЖИРІЧЧЯ ЗАХІДНОГО БУГУ, РАТИ І СОЛОКІЇ (Частина 2)

Євген Іванов
Львівський національний університет імені Івана Франка,
eugen_ivanov@email.ua; orcid.org/0000-0001-6847-872X

Анотація. Розглянуто актуальні проблеми виникнення, формування, антропогенної трансформації та зникнення сучасних геосистем межиріччя Західного Бугу, Рати і Солокії. Особливу увагу присвячено дослідженню умов формування Яструбецької дельти як нехарактерної для регіону ділянки річкової долини Західного Бугу. На основі ретроспективно-географічного аналізу літературних і картографічних джерел XVIII–XX ст. поетапно простежено умови розвитку геосистем Яструбецької дельти та оточуючих ландшафтів межиріччя.

У другій частині статті продовжено аналіз великомасштабних (1 : 25 000) картографічних творів, зокрема дешифровано австрійські карти Третього топографічного знімання (1869–1887), польські карти Військового географічного інституту (1929–1939) і радянські карти Генерального штабу СРСР (1968–1989). Огляд топографічних карт останніх трьох з п'яти історико-географічних зрізів дав змогу дослідити та інтерпретувати умови функціонування і розвитку малополіських ландшафтів у другій половині XIX – другій половині XX ст. Для уточнення географічної і ландшафтно-екологічної ситуації використано карти масштабу 1 : 50 000 – 1 : 300 000.

Проаналізовано головні тенденції трансформації ландшафтів межиріччя Західного Бугу, Рати і Солокії за останні 240 років. Найкраще напрям перетворення природних умов відображають зміни у річковій мережі та залісненості і заболоченості території. Результати аналізу картографічних матеріалів засвідчують обміління і пересихання більшості русел і рукавів Західного Бугу та його приток, передусім у межах Яструбецької дельти, та суттєве скорочення заліснених і заболочених площ.

Ключові слова: ландшафт; геосистема; річкова долина; русло; дельта; межиріччя.

THE PRECONDITIONS OF MODERN LANDSCAPES FORMING BETWEEN WESTERN BUG, RATA AND SOLOKIA RIVERS (Part 2)

Eugen Ivanov
Ivan Franko National University of Lviv

Abstract. Actual problems of origin, formation, anthropogenic transformation and disappearance modern geosystems between Western Bug, Rata and Solokiya rivers are considered. Special attention devoted to formation conditions research of Yastrubetska Delta as uncharacteristic for region of the Western Bug river valley. Based on retrospective-geographic analysis of literature and cartographic sources of the XVIII–XX centuries are traced stages of the Yastrubetska delta geosystems development and surrounding landscapes of between-river basin.

In the second part of article analyzes the large-scale (1 : 25,000) cartographic works, in particular, the Austrian maps of the Third Topographic Survey (1869–1887), the Polish maps of the Military Geographical Institute (1929–1939) and the USSR Soviet General Staff maps (1968–1989).

An overview of last three of five historical and geographical stages topographic maps made it

© Іванов Євген, 2019.

possible to investigate and interpret conditions of Small-Polissya landscapes functioning and development in second half of XIX-th – second half of XX-th centuries. Maps of scale 1 : 50,000 – 1 : 300,000 used for clarifying geographical and landscape-ecological situation.

The main tendencies of Western Bug, Rata and Solokiya rivers interfluve landscapes transformation for the last 240 years was analyzed. The best indicator for natural conditions transformation are changes in river network, forestation and territory bogging. The analysis of cartographic materials shows that the majority of channels and distributaries of Western Bug and its tributaries, especially within limits of Yastrubetska Delta and a significant reduction of forested areas and wetlands.

Key words: landscape; geosystem; river valley; channel; delta; rivers interfluve.

Вступ. Пропонована стаття є завершенням опублікованої раніше праці (Іванов, 2018), що містить результати дослідження передумов формування частини річкової долини Західного Бугу, в історичних документах зазначеної як Яструбецька дельта, та оточуючих геосистем межиріччя Західного Бугу, Рати і Солокії.

Дешифрування австрійських карт Третього топографічного знімання (1869–1887). Карти цього топографічного знімання складено у процесі проведення третього кадастрового земельного опису за часів правління імператора Франца-Йосифа I (нім. *Franzisco-Josephinische* (*Kuhn'sche*) *Kataster, Landesaufnahme*). Після Йосифинської і Францисканської метрик, зазначене знімання стало третім проектом картографування Австро-Угорської імперії. Інколи, щоб не плутати із попередніми метриками, кадастровий опис називають на честь ініціатора його проведення – барона Франца Куна. Як і попередні метрики, його супроводжували топографічні карти, проте у масштабі 1 : 25 000. Вони відзначаються вищою точністю вимірювання та, на відміну від попередніх, їх виконано у метричній системі. Порівняно з Другим топографічним зніманням, географічну ситуацію суттєво уточнено.

Попри значну частку заліснення і заболочення території, зникло чимало дрімонімів і гелонімів. Підписаною заболоченою ділянкою залишилося урочище Рочин. Водночас серед припіднятих еолових форм рельєфу змін у назвах топонімів фактично не відбулося, окрім урочища Гірки, яке, щоправда, картограф помилково позначив як Курки (*Kurki*). Яструбецьку дельту підписано великим написом БУГ (*BUG Fl.*). Інші підписи русел і рукавів річки відсутні. На листи карти нанесено три водяні млини у Новому Дворі, Пархачі і Сільці (останній зберігся донині).

Яструбецька дельта станом на сьогодні залишається заболоченою, однак у її центральній частині формуються зарослі верболозами сухіші ділянки, які регулярно затоплюють повеневі і паводкові води. У річковій мережі, порівняно з попереднім історичним зрізом, суттєвих змін не відбулося. Однак відбувалися зміни у співвідношенні між широкими повноводними і вузькими рукавами на користь перших та зникли окремі затони. Волсвинське русло і надалі відігравало важливу роль у функціонуванні водної системи Західного Бугу, однак Рата була ширшою і повноводнішою за Волсвинське і Городищенське русла. Район злиття цих русел з Ратою залишається практично незмінним протягом усього досліджуваного періоду, зміщення місць впадіння не перевищує 200–300 м. Доцільно наголосити на появі системи осушувальних каналів поблизу с. Поздимир у заболоченому водозборі безіменного потоку.

На картах Третього топографічного знімання якнайкраще відображено уступи першої і другої надзаплавних терас та схили еолових форм рельєфу (рис. 1). Помітна різниця між лівим і правим корінними берегами долини Західного Бугу.

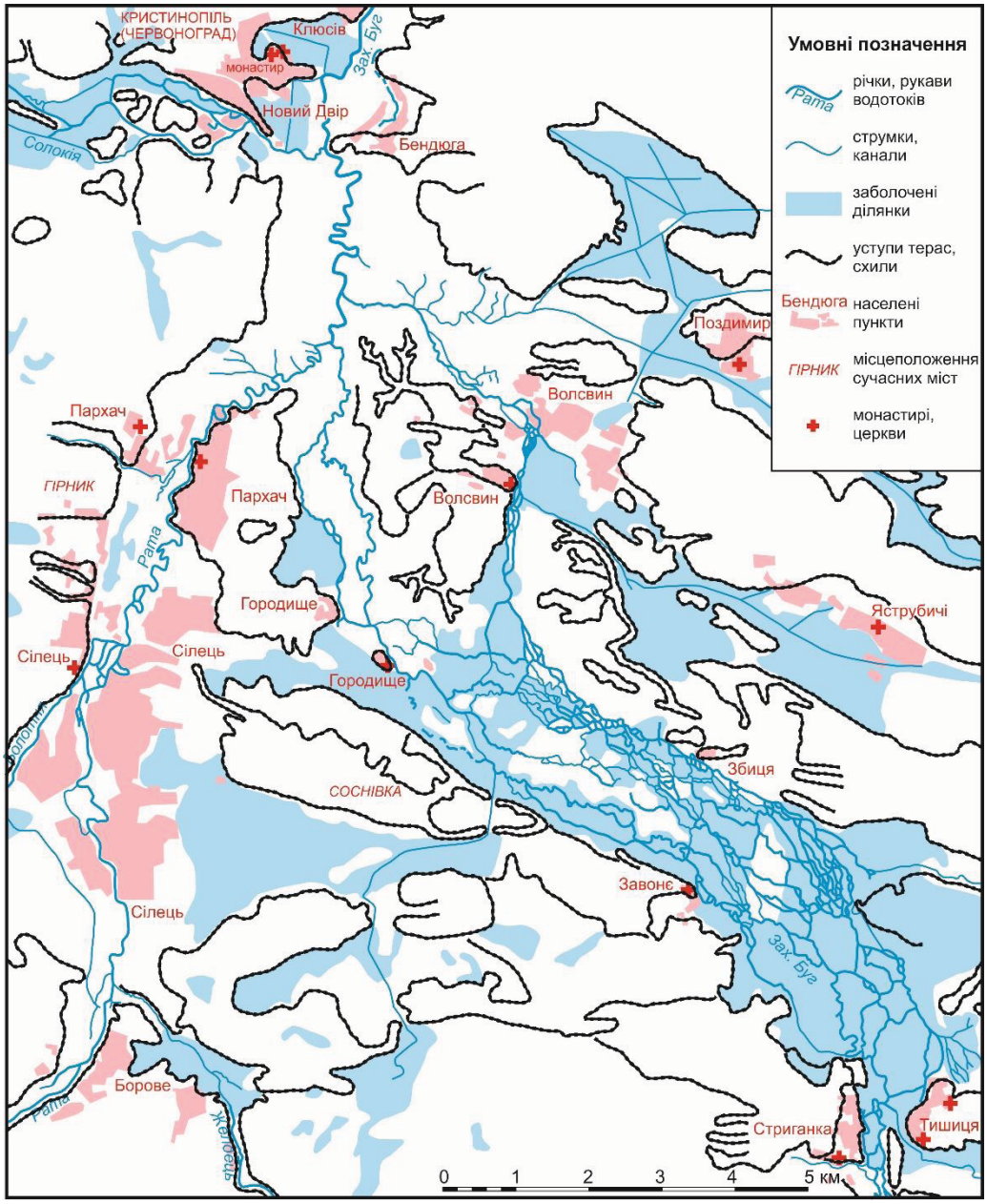


Рис. 1. Формування сучасних ландшафтів межиріччя Західного Бугу, Рати і Солокії на основі дешифрування австрійських карт Третього топографічного знімання масштабу 1 : 25 000 (карт метрики Франца Куна, 1869–1887 рр.)
Fig. 1. Modern landscapes formation of Western Bug, Rata and Solokiya rivers interfluve based on Austrian maps of the Third Topographic Survey in scale 1 : 25,000 (Franz Kuhn metric maps, 1869–1887) decoding

Уздовж більшої частини лівого берега сформовано чітку брівку першої надзаплавної тераси висотою 2–3 (до 5-ти) метрів, яка має декілька розмивів у місцях їхнього з'єднання з пониженими прадолинами. Доволі виразне таке з'єднання долин Західного Бугу і Рати помічаємо між Городищем і Сільцем. Правий берег не утворює єдиної брівки, його сильно розмило, а вздовж умовної межі спостерігаємо підняття-останці еолових форм рельєфу. Загалом перша надзаплавна тераса на правому березі Західного Бугу розмита, відчутна різниця між останцями палеодюн і пасм та пониженими заболоченими ділянками.

Дешифрування польських карт Військового географічного інституту (1929–1939). За основу взято оригінальні топографічні карти масштабу 1 : 25 000, що розроблені Військовим географічним інститутом протягом 1929–1939 рр. Ці картографічні твори відзначаються належною якістю і точністю, їх оновлено та стандартизовано інститутом на заміну старим німецьким, російським та австрійським топокартам.

Перед Другою світовою війною польською владою реалізовано комплекс гідротехнічних заходів зі спрямлення і заглиблення русла Західного Бугу. Метою цього масштабного проекту задекларовано осушення земельних угідь у межах Ястубецької дельти, освоєння заболоченої та перезволоженої місцевості. Після будівництва утворилося нове прямоточне крутосхиле русло довжиною 17 км, яке заглибили на 1,5–3,0 м щодо рівня попередніх русел і рукавів у дельті. На жаль, не вдалося відшукати документацію цього проекту, проте на основі аналізу тогочасних картографічних матеріалів можемо визначити орієнтовний період спрямлення і заглиблення русла. Зокрема, на топокарті масштабу 1 : 25 000, виданій 1933 р., проект каналу ще не реалізовано, однак уже створено водовідвідний канал з метою перекидання повеневих вод із північно-східної частини Яструбецької дельти та від Волсвинського до Городищенського русла. Ймовірно, цей канал відводив надлишкові води під час будівництва головного каналізованого русла. За допомогою космознімків вдалося дешифрувати заглиблення фрагмента водовідвідного каналу.

Своєю чергою, на польській топографічній карті масштабу 1 : 100 000, виданій 1936 р. і створеній на основі опрацювання протягом 1935–1936 рр. детальніших топооснов, позначено спрямлене і на більшості власної протяжності заглиблене головне каналізоване русло Західного Бугу, тобто гідротехнічне будівництво, найімовірніше, виконали упродовж 1933–1935 років. Історико-культурними пам'ятками, пов'язаними з будівництвом і маркуванням каналу, які збереглися до наших днів, є чавунні стовпці на його березі, геодезичні репери (репери такого взірця використовували упродовж 1926–1936 рр., їх описано у праці (Zając, 2016). Завдяки останнім спостерігали за водністю річки і розвитком руслових процесів. Чимало жителів Соснівки помилково вважало їх прикордонними знаками, хоча кордону на цій ділянці річки ніколи не було.

Інша докорінна зміна на карті – нанесення залізничної лінії Кристинопіль – Сапіжанка, прокладеної вздовж долини Західного Бугу – на топооснові масштабу 1 : 25 000 сліди залізниці відсутні. Найімовірніше, це результат технічної неточності картографа, оскільки залізничну колію позначено на аркушах давніших польських топографічних карт масштабу 1 : 300 000 (1924–1932). Однак між ними також існують невідповідності маршруту колії. Наприклад, на

топооснові 1924 р. залізницю прокладено по заплаві Західного Бугу і вона двічі пересікає Городищенське русло. Спорудження цих об'єктів у міжвоєнний час невипадкове: воно мало військово-стратегічне значення. На основі інших джерел (*www.sokal.lviv.ua*) дізнаємося щодо будівництва залізниці російськими військами ще за часів Першої світової війни (1914–1915 рр.). Тогочасна залізнична дільниця, побудована нашвидкуруч за 52 доби, ймовірно, була тимчасовою, виконувала тактичні завдання із перекидання військ уздовж лінії фронту, отож після закінчення війни її знищили або розібрали. Насипи цієї колії використано для відбудови залізниці поляками у 20-х роках минулого століття.

Загалом для району дослідження приклад будівництва військово-стратегічних залізниць тимчасового характеру непоодинокий. На початку Другої світової війни, на основі пакту Молотова–Ріббентропа, сфери впливу між Радянським Союзом і Німеччиною поділили вздовж річок Солокія і Західний Буг, отож район знову виявився прикордонним. Спорудження укріплених районів лінії Молотова 1940–1941 рр. супроводжувало будівництво мережі залізничних вузькоколійок. На серії німецьких карт масштабу 1 : 100 000 (1940–1944), створеної відповідно до об'єднаних аркушів польських карт, нанесено бункери, смуги заслону та оборони та інші військові об'єкти лінії Молотова. Вузловим залізничним пунктом для спорудження Рава-Руського укріпленого району стала станція Сілець-Завонє (тепер Соснівка), від якої відходили дві гілки вузькоколійок. Північна гілка пересікала долину Західного Бугу і проходила через Городище, Волсвин і Бендюгу до лісу маєтку Поториця (*Las majatku Potorzyca*). Упродовж 1960–1980-х років цей великий лісовий масив неподалік Червонограда використовували для створення військової бази ракетних військ стратегічного призначення. На вузькоколійці існували мостові переходи через Городищенське і Волсвинське русла, залишки дерев'яних опор та насипу першого з них збереглися досі. Прикладом іншої прикордонної залізничної ділянки у межиріччі Західного Бугу і Рати є колія Старий Добротвір – Реклинець – Рава-Руська, що діяла у повоєнні часи і насипи якої збереглися у задовільному стані.

Відзначимо інформативність польської карти, насиченої географічними назвами. Здебільшого топоніми збережено з часів панування Австрійської імперії, при цьому використано назви географічних об'єктів з карт Другого і Третього топографічного знімання. До них у межиріччі Західного Бугу і Рати додано тогочасні дрімоніми: Острівок (*Ostrywok*), У лісі (*Wlisi*), На соснах (*Na sosnach*), За ставком (*Za stawkiem*) та ін. Нові топоніми з'явилися в межах Яструбецької дельти, такі як На гострому (*Na ostrum*) і Маковисько (*Makawiska*). Найвищу щільність заселення спостерігаємо у долині Рати, де розростаються села Сілець і Пархач. Ці території, поряд із районом сіл Поздимир і Яструбичі, добре освоєні та використані у сільському господарстві. Водночас під час Другої світової війни 1944 року німецькі війська спалили с. Завонє, а після її завершення спустошили присілки Збиця і Козак. Зниклі поселення знаходилися в межах піднять-островів Яструбецької дельти, що спричинило занепад його осушених, однак малородючих площ.

Розглянемо ландшафтно-екологічну ситуацію, яка сформувалася перед початком будівництва каналізованого русла Західного Бугу (рис. 2). Порівняння з австрійськими картами Третього топографічного періоду дає змогу виявити скорочення кількості русел і рукавів та ознаки їхнього замулення у нижній

частині Яструбецької дельти. Її верхня частина залишилася практично незміненою, водночас у нижній частині дельти зменшилися площі заболочених і перезволожених земель. Також існує тенденція до зміщення повноводних водотоків

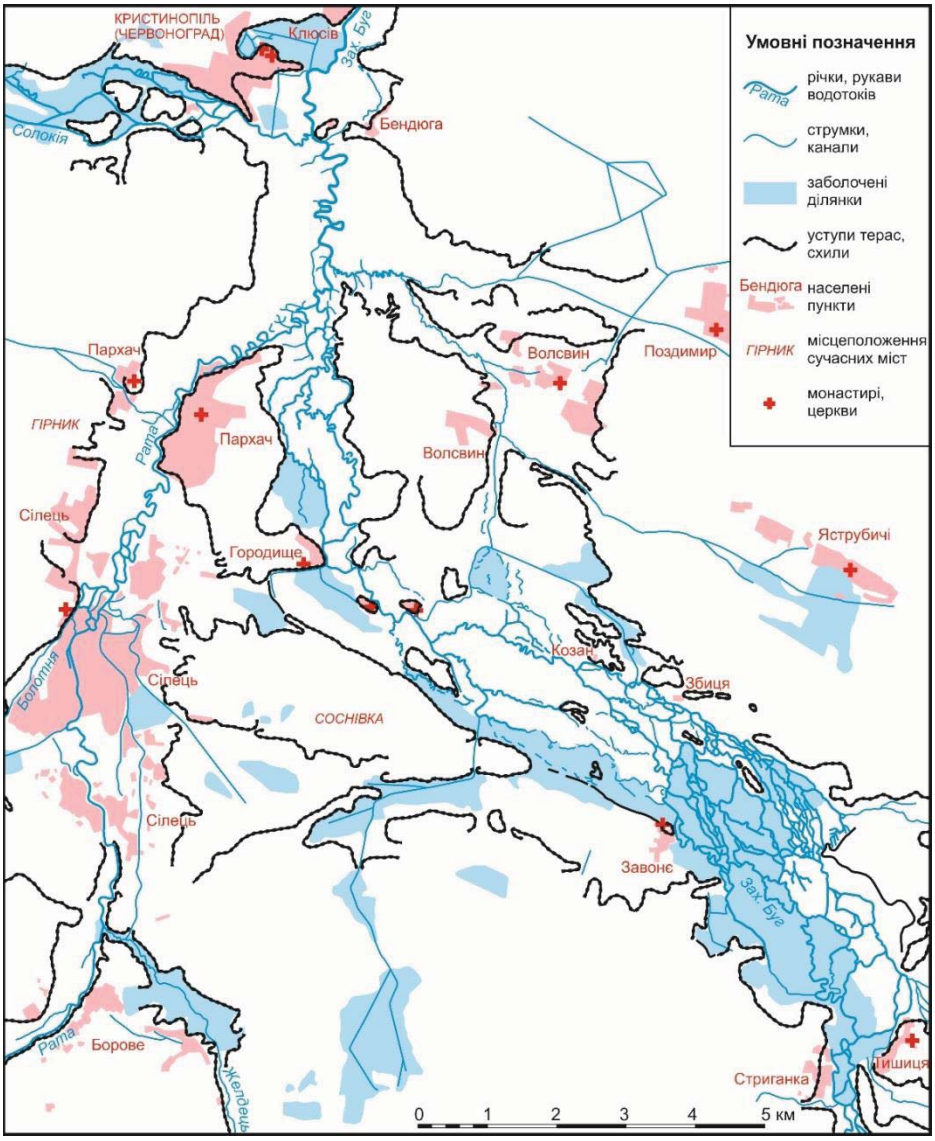


Рис. 2. Формування сучасних ландшафтів межиріччя Західного Бугу, Рати і Солокії на основі дешифрування польських карт Військового географічного інституту (WIG) масштабу 1 : 25 000 (1929–1939 рр.)
Fig. 2. Modern landscapes formation of Western Bug, Rata and Solokiya rivers interfluve based on polish maps of Military Geographical Institute (WIG) in scale 1 : 25 000 (1929–1939 years) decoding

дельти у північно-східному напрямі. Волсвинське русло існує досі, хоча втрачає розгалуженість і стає мілководнішим. Скидання водовідвідним каналом води у

Городищенське русло остаточно перетворює його в головне річище Західного Бугу.

Будівництву головного каналізованого русла Західного Бугу передували водовідвідні роботи на його малих притоках для осушення оточуючих лісових масивів. З метою запобігання підтопленню забудови й угідь у Сільці (проблеми із затопленням і підтопленням села існували до початку видобування кам'яного вугілля і просідання земної поверхні) проведено спрямлення русла та інші водовідвідні роботи у долині Рати. Окремий канал відводив надлишкові води із заболоченого урочища Рочин, що сприяло його осушенню. Отже, ще перед спрямленням русла Західного Бугу площі під заболоченими землями зменшилися. Наприклад, від часу експлуатації осушувальної мережі у районі с. Поздимир землі перестали бути заболоченими і перезволоженими.

Одразу після спрямлення і заглиблення головного русла Західного Бугу бічні підняті й перегороджені у верхній частині русла і рукави, здебільшого, пересихають або замулюються. Нижні подовжені (понад 2–3 км) і часом спрямлені частини рукавів є заводненими і слугують для відведення поверхневих вод у річку. Довкола каналізованого русла залишилися сухі меандрові пониження річки. Волсвинське русло втрачає пряме з'єднання з головним річищем і перетворюється у локальний водозбір, яким стікають води старих рукавів і малих приток Західного Бугу.

Дешифрування радянських карт Генерального штабу СРСР (1968–1989). Незважаючи на те, що фактично усю територію Радянського Союзу відображено на топографічних картах масштабу 1 : 25 000, інформацію приховували від населення та навмисно спотворювали картографічне зображення. Радянські карти повоєнного періоду мали нижчу від попередніх топографічних знімань інформативність, маскуючи чимало географічних об'єктів. Серед топонімів на карті позначені лише великі лісові масиви, такі як Рочин і Потужиця (залишено написання з польської топокарти, оригінальна назва Поториця).

Побудоване понад 50 років тому головне каналізоване русло Західного Бугу практично не зазнало змін. Після запуску Добротвірської ДРЕС 1955 р. в межах каналу прискорилася швидкість течії, що сприяло його поглибленню. Ширина русла становить 25–30 м, а глибина – 1,5–1,6 м. Незважаючи на те, що Волсвинське русло на радянській карті показано з'єднаним з головним руслом, ставимо під сумнів його дієвість (вірогідно таке лише під час повеней і паводків). Існування цього з'єднання не підтверджено спогадами місцевого населення. Здебільшого малі потоки каналізовано, розширено мережу каналів, що спричинило подальше осушення заболочених і перезволожених територій. Південніше Соснівки спостерігаємо біфуркацію водотоків, чому сприяє плоский понижений характер прадолини Західного Бугу.

Головною відмінністю від попередніх топокарт є поява вуглевидобувних і вуглезбагачувальних підприємств Львівсько-Волинського басейну. Перші вугільні шахти здано в експлуатацію упродовж 1958–1961 рр. Мережу гірничо-промислових об'єктів (шахт, відвалів, відстійників тощо) закладено практично повністю. Антропогенне навантаження на ландшафти межиріччя Західного Бугу, Рати і Солокії зростає, проте ще максимально не проявилося. Наслідки трансформації природно-господарських систем швидше окреслилися у районі Червонограда, де знаходяться найстаріші вугільні шахти однойменного

гірничопромислового району. Рівень антропогенного пресингу на ландшафти спадає у напрямі до Соснівки, де він зріс 1979 р., після введення в експлуатацію Червоноградської *центральної збагачувальної фабрики* (ЦЗФ). Зазначимо, що невдало обрали місце для будівництва фабрики проектанти. Межиріччя Західного Бугу і Рати обмежило його просторовий розвиток, а інтенсивне розроблення кам'яного вугілля шахтами посилило спектр геоекологічних проблем у густозаселеному районі. Не враховано також домінування західного переносу повітряних мас і винесення геохімічного забруднення безпосередньо на Соснівку, яка розміщена в 1 км від головних його джерел.

На заплавних поверхнях Західного Бугу і Рати побудовано гідротехнічні споруди – хвостосховища, відстійники і стави-накопичувачі шахтних вод. Найбільшими з них є об'єкти ЦЗФ (рис. 3). На карті зображено дамби і секції намивання хвостосховища № 1 (так званого старого, 72 га) і ставів-накопичувачів шахтних і технологічних вод (63 га). Побудовані споруди суттєво трансформували гідрогеологічні умови довкола них, змінили та сповільнили поверхневий і підземний стік, спричинили підтоплення і заболочення оточуючих територій.

Затоплені і підтоплені площі з'явилися на заплаві Західного Бугу. На карті зображено водойми, що виникли внаслідок затоплення площ у межах шахтних полів шахт № 1, 2 і 3 "Великомостівські" і № 1 "Червоноградська". Тобто затоплені і заболочені ділянки сформувалися, здебільшого, нижче від злиття Західного Бугу і Рати, неподалік Червонограда. Окремі затоплені фрагменти зафіксовано на першій надзаплавній терасі. Найбільші дві зони затоплення (25–30 га) нанесено у районі с. Городище, поряд зі ставами-накопичувачами ЦЗФ. Одну із цих зон затоплення прорізає русло річки, у цьому місці формується епіцентр депресійної лійки із просіданнями земної поверхні до 1,5–3,0 м.

Відзначимо подальше зменшення заболочених площ у межах Яструбецької дельти. Завершився процес обміління і зневоднення значної кількості малих рукавів і залишилося шість–сім основних русел, які продовжують дренувати дельту. Одне з найдовших і сильнозвивистих русел у місцевих отримало назву Старого Бугу. Це заболочене річище із берегами, зарослими деревами і чагарниками, й сьогодні відмінно зберіглося. Поряд із шахтою № 2 "Великомостівська" чітко виокремлені інші сильнозвивисті стариці у сосновому лісі, які позначено ще на австрійських картах Другого топографічного знімання. Посилення візуалізації їхніх обрисів зумовлено просіданням і заводненням пересохлих русел. Загалом закріплені деревами піщанисті схили старичних русел дали змогу останнім зберігатися у задовільному стані понад 200 років. Сьогодні найдовшу старицю пересікає молодий безіменний потік.

Будівництво вугільних шахт і вуглезбагачувальних фабрик супроводжувало спорудження розгалуженої мережі залізниць і комунікацій. До кожної шахти підведено залізничні колії, що порушують поверхневий стік води і посилюють підтоплення та заболочення територій. Одна із залізничних гілок пересікає долину Західного Бугу, однак в іншому місці ніж передвоєнна залізниця часів спорудження укріпленого району лінії Молотова. Для цього побудовано новий суміщений залізнично-автомобільний міст. Колія, що обслуговувала шахти № 2 і 5 "Великомостівські", після їхньої ліквідації закинута і фрагментарно заросла.

Аналіз тенденцій зміни природних умов. На завершення проаналізуємо головні тенденції трансформації ландшафтів межиріччя Західного Бугу, Рати і

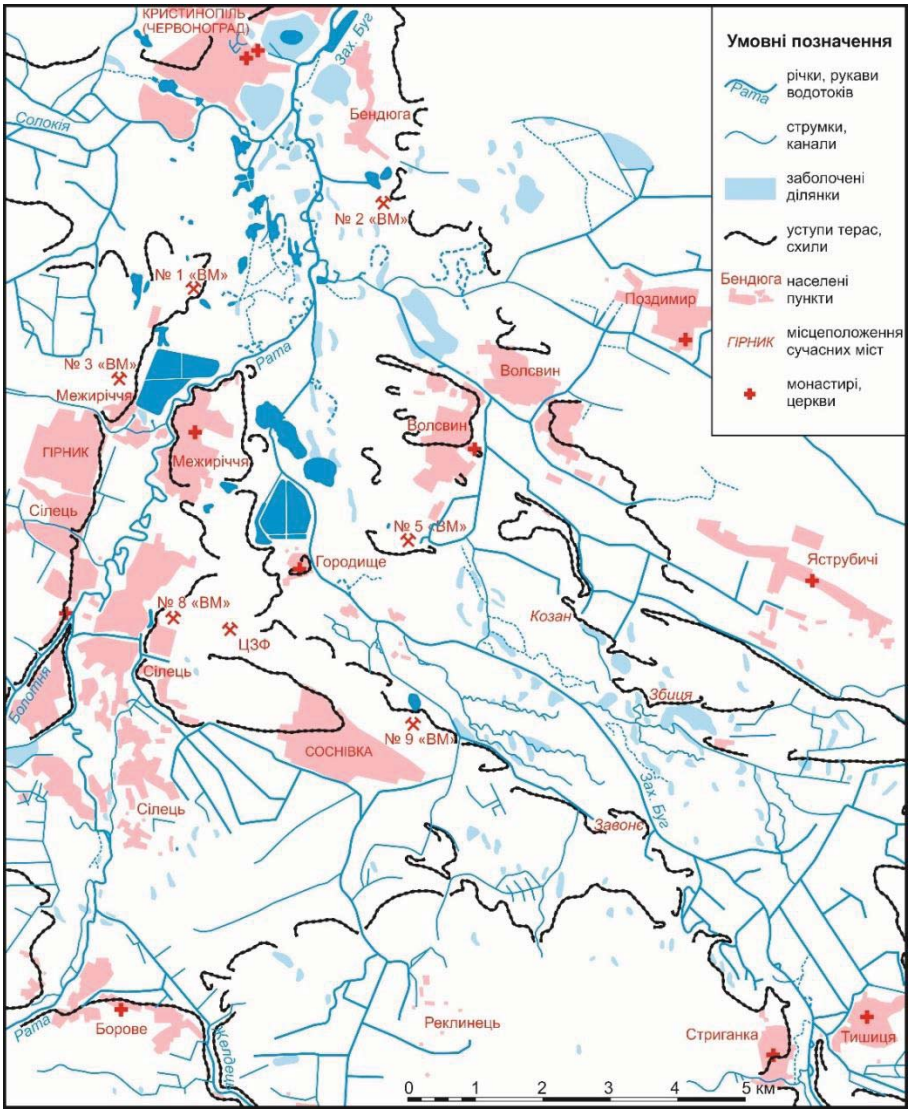


Рис. 3. Формування сучасних ландшафтів межиріччя Західного Бугу, Рати і Солокії на основі дешифрування радянських карт Генерального штабу СРСР масштабів 1 : 25 000 і 1 : 50 000 (1968–1989 рр.)

Fig. 3. Modern landscapes formation of Western Bug, Rata and Solokiya rivers interfluve based on USSR Soviet General Staff maps in scales 1 : 25 000 and 1 : 50 000 (1968–1989 pp.) decoding

Солокії за останні 240 років. Найкраще напрям перетворення природних умов у районі дослідження відображають зміни у річковій мережі. Під час дешифрування різночасових топографічних карт детально опрацьована мережа річок, потічків і каналів із виокремленням головних і другорядних (шириною до 3 м) водотоків. Зважаючи на розгалуженість річкової мережі, оцифрування водотоків здійснено окремими ділянками (відтинками) між рукавами, каналами і старицями, що сприятиме зручності їхнього подальшого обліку. Обрахування

кількості водотоків проведено для п'яти історичних періодів у розрізі цілого району дослідження та окремо в межах Яструбецької дельти.

Результати аналізу картографічних матеріалів XVIII–XX ст. засвідчують повільне обміління і пересихання більшості русел і рукавів Західного Бугу та його приток (табл. 1). Однак цей процес розпочався ще до будівництва головного каналізованого русла Західного Бугу. Найбільшу кількість водотоків (451 од.) обраховано на австрійських топокартах Другого топографічного знімання, проте найбільше головних повноводних водотоків (298 од.) обліковано на старіших

Таблиця 1. Динаміка зміни річкової мережі в межах межиріччя Західного Бугу, Рати і Солокії
Table 1. River network changes dynamics within Western Bug, Rata and Solokiya rivers interfluve

Параметри водотоків / Топографічні карти	Головні водотоки	Другорядні водотоки	Разом	У тім числі в межах Яструбецької дельти	Частка від загальної кількості водотоків, %
Австрійські карти Першого топографічного знімання (1779–1783)	298	85	383	248	64,8
Австрійські карти Другого топографічного знімання (1819–1820)	143	308	451	285	63,2
Австрійські карти Третього топографічного знімання (1869–1887)	196	136	342	227	66,8
Польські карти Військового географічного інституту (1929–1939)	172	168	340	211	62,1
Радянські карти Генерального штабу СРСР (1968–1989)	108	139	247	62	25,1

топокартах. Найімовірніше, специфіка картування у другій половині XVIII ст. не давала змоги нанести окремі другорядні водотоки, тогочасна кількість яких була значно більшою. Осушувальна меліорація не змогла суттєво вплинути на скорочення водотоків у районі дослідження. Загальна кількість водотоків зменшилася фактично вдвічі і сьогодні становить 54,8 % від їхньої максимальної кількості.

Розглянемо детальніше особливості гідроекологічної ситуації в межах Яструбецької дельти. До будівництва головного каналізованого каналу тут було зосереджено 62,1–66,8 % водотоків району дослідження. Щонайбільше вдалося облікувати 285 рукавів Західного Бугу (рис. 4). Після цього кількість водотоків поступово зменшувалася і перед Другою світовою війною становила 211 водних об'єктів. Сьогодні кількість водотоків у Яструбецькій дельті суттєво скоротилася – до 62 водних об'єктів, більшість з яких є затонами і старицями. Швидке зменшення водотоків у дельті випереджає тенденції щодо їхнього загального

скорочення, отож сьогодні тут нараховують лише 25,1 % водних об'єктів району дослідження.

Рис. 4. Динаміка зміни річкової мережі в межах межиріччя Західного Бугу, Рати і Солокії
Fig. 4. River network changes dynamics within Western Bug, Rata and Solokiya rivers interfluve

Важливими показниками трансформації природного середовища у районі дослідження вважаємо частки залісненості і заболоченості території. Контури площ лісів і боліт за останні 240 років неодноразово змінювалися. Відзначимо загальні тенденції до зменшення заліснених і заболочених площ, однак процес їхнього скорочення відбувався по-різному.

Історично соснові, дубово-соснові і заплавні ліси у межиріччі Західного Бугу, Рати і Солокії домінували над іншими земельними угіддями. Поступове освоєння малородючих і перезволожених малополіських земель спричинило зменшення лісових масивів, яке відбувалося рівномірно і відносно повільно. У 1780-х роках показник залісненості становив 62,9 %, у 1880-х роках – 49,7 %, у 1980-х роках – 37,2 % від загальної площі району дослідження. Попри істотне скорочення лісових угідь, лісистість залишилася високою і перевищує загальний регіональний (28,5 %) показник.

Здебільшого заболочені і перезволожені площі трапляються у долинах Західного Бугу і Солокії, а також у межах їхніх дрібних і малодіяльних приток. Аналіз різночасових топокарт вказує на регулярні зміни розміщення заболочених ділянок, передусім у межах Яструбецької дельти. До спорудження головного каналізованого русла Західного Бугу, спрямлення русел Рати і Солокії та осушувальних робіт на малих водотоках показник заболоченості залишався високим і коливався у межах 14,6–23,1 %. Чимало заболочених площ знаходилося у великих лісових масивах. Після завершення комплексу русло-

спрямлювальних та осушувальних робіт частка заболоченості впала до 7,8 % від загальної площі району дослідження. Найімовірніше, ця частка була б нижчою, проте обчислення площ заболочених і перезволожених ділянок зроблено на основі радянських карт 1970–1980-х років, на які нанесено тогочасні зони затоплення і підтоплення, утворені внаслідок експлуатації вугільних шахт і ЦЗФ.

У формуванні сучасних ландшафтів межиріччя Західного Бугу, Рати і Солокії важливу роль відіграли новітні тектонічні рухи. Інтенсивність тектонічних рухів встановлюють за геоморфологічними ознаками і, зокрема, за результатами вивчення змін річкових заплав і терас. Дешифрування топокарт дало змогу визначити тенденції прояву неотектонічних рухів. Свідченням тектонічної активності досліджуваної території є землетрус із епіцентром у районі с. Сілець, який відбувся 17 вересня 1875 р. Сила землетрусу становила 6 балів за шкалою MSK-64 (Бень, Волошин і Назаровець, 2004). Сучасна геодинамічна активність та неотектонічні рухи підтверджують високу ймовірність повторного землетрусу у регіоні.

Висновки. Окреслені тенденції змін природних умов району дослідження дають змогу сформулювати такі головні підсумки:

1. Межиріччя Західного Бугу, Рати і Солокії відзначає складна тектонічна структура, геологічна і геоморфологічна будова, що вплинули на формування сучасних ландшафтів. На основі історичних літературних і картографічних джерел вдалося відстежити активні перетворення геосистем долин цих водотоків за останні 240 років, інтерпретувати ймовірні напрями стоку поверхневих вод і домінуючих повітряних потоків у післяльодовиковий період.

2. Яструбецька дельта, як частина долини Західного Бугу між Стриганкою і Червоноградом, є динамічним гідрологічним утворенням, яке зазнає постійних природних та антропогенних “потрясінь”. Інтенсивність руслових процесів, нестійкість піщаних відкладів та активні неотектонічні рухи неодноразово перетворювали рисунок дельти. Дешифрування різночасових топографічних карт дало змогу окреслити тенденції зміни щільності рукавів і заболочених ділянок, визначити чинники її трансформації і фактичного зникнення.

3. Критична екологічна ситуація в межах Червоноградського гірничо-промислового району значною мірою спричинена умовами формування сучасних малополіських ландшафтів, складними трансформаційними змінами заплавних і надзаплавних геосистем межиріччя Західного Бугу, Рати і Солокії. Це необхідно враховувати у процесі розроблення оптимізаційних заходів щодо покращення екологічного стану природного середовища району дослідження.

СПИСОК ВИКОРИСТАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ

Бень Я., Волошин І., Назаровець І. Особливості геопатогенних зон динамічно активних територій та захворювань населення // Вісн. Львів. ун-ту. Сер. геогр. –2004. – Вип. 30. – С. 331–338.

Іванов Є. Передумови формування сучасних ландшафтів межиріччя Західного Бугу, Рати і Солокії (Частина 1) // Проблеми геоморфології і палеогеографії Українських Карпат і прилеглих територій. – 2018. – Вип. 1 (8). – С. 171–184.

Habsburg Empire (1869–1887). Third Military Survey (1 : 25 000). Режим доступу : https://mapire.eu/en/map/thirdsurvey25000/

Mapa Szczegolowa Polski 1 : 25 000 (1929–1939). Режим доступу : http://igrek.amzp.pl/mapindex.php?cat=WIG25

Zając D. Tajemnicze żeliwne słupki w dolinie Wisłoki [електрон. ресурс]. Режим доступу : http://www.beskid-niski-pogorze.pl/artykuly/tajemnicze_slupki.php.

REFERENCES

Ben, Ya., Voloshyn, I., Nazarovets, I. (2004) Osoblyvosti heopatohennykh zon dynamichno aktyvnykh terytorii ta zakhvoriuvan naselennia. In *Visn. Lviv. un-tu. Ser. heohr.*, 30, 331–338. (in Ukrainian).

Ivanov, Ye. (2018) Peredumovy formuvannia suchasnykh landshaftiv mezhyrichchia Zakhidnoho Buhu, Raty i Solokii (Chastyna 1). In *Problemy heomorfolohii i paleoheohrafii Ukrainskykh Karpat i prylehlykh terytorii*, 1 (8), 171–184. (in Ukrainian).

Habsburg Empire (1869–1887). Third Military Survey (1 : 25000). Retrieved from https://mapire.eu/ en/map/thirdsurvey25000/.

Mapa Szczegolowa Polski 1 : 25 000 (1929–1939). Retrieved from http://igrek.amzp.pl/mapindex. php?cat=WIG25 (in Polish).

Zając, D. (2017) Tajemnicze żeliwne słupki w dolinie Wisłoki. Retrieved from http://www.beskid-niski-pogorze.pl/artykuly/tajemnicze_slupki.php (in Polish).

УДК 911.52; DOI 10.30970/gpc.2019.1.2803

TERRAIN MORPHOLOGY AS FACTOR OF LOCAL TEMPERATURES DISTRIBUTION IN UKRAINIAN CARPATHIANS

Alexander Mkrtchian[1], Ivan Kovalchuk[2]
[1] *Ivan Franko National University of Lviv,*
alemkrt@gmail.com; orcid.org/0000-0002-3496-0435;
[2] *National University of Life and Environmental Sciences of Ukraine,*
kovalchukip@ukr.net; orcid.org/0000-0002-2164-1259

Abstract. Ukrainian Carpathians like other mountainous areas are susceptible to the modern climate changes manifested mainly in accelerated warming. There are several main mechanisms of the orographic effects on temperature distribution, operating on different scales. The well-known and universally observed cooling with elevation is still often used as an over-simplified model of terrain relation to temperature regime, yet there are other significant orographic effects connected with the position of terrain features respective to incoming solar radiation angle and the large-scale movements of air masses. In Ukrainian Carpathians these effects are manifested mainly in more mild and less continental conditions on south-western macroslope that is also warmer due to larger solar radiation intake. Another important factor of temperature distribution is the formation of near-ground temperature inversions that often emerge in narrow valleys and inter-mountain troughs.

The mapping of land surface temperatures can be effectively achieved by applying spatial imagery with thermal infrared bands; in our case, Landsat 8 images allowed to obtain detailed maps of temperature distribution in Bystrytsia river basin for three different seasons of the year. An analysis has been performed of relationships between temperatures and a set of morphometric parameters, by means of *raster* package and appropriate functions of R software environment. Rather strong negative relationship between elevation and temperature has been revealed in all the three cases. Direct relationship between slope and temperature was not confirmed, while potential incoming solar radiation values for the date and time of the imagery appeared to have a moderate effect on temperature, its effect varying from season to season.

Key words: mountain climate; Carpathians; terrain morphology; temperature gradient; spatial analysis.

МОРФОЛОГІЯ РЕЛЬЄФУ ЯК ФАКТОР ЛОКАЛЬНОГО РОЗПОДІЛУ ТЕМПЕРАТУР В УКРАЇНСЬКИХ КАРПАТАХ

Олександр Мкртчян[1], Іван Ковальчук[2]
[1] *Львівський національний університет імені Івана Франка;*
[2] *Національний університет біоресурсів і природокористування України*

Анотація. Українські Карпати, як і інші гірські райони, вразливі до сучасних змін клімату, які проявляються головним чином прискореним зростанням температур. Існує кілька основних механізмів орографічного впливу на розподіл температури, які діють у різних масштабах. Загальновідоме та повсюдно спостережуване падіння температур з висотою досі часто використовують як спрощену модель залежності температурного режиму від рельєфу місцевості, проте існують й інші значимі орографічні ефекти, пов'язані з положенням місцевості щодо кута падіння сонячних променів та великомасштабних рухів повітряних мас. В Українських Карпатах ці впливи

© Mkrtchian Alexander, Kovalchuk Ivan, 2019.

проявляються, здебільшого, дещо м'якшими та менш континентальними умовами південно-західного макросхилу, якому також властиві порівняно тепліші умови завдяки більшому надходженню сонячної радіації. Ще одним важливим чинником розподілу температур є утворення приземних температурних інверсій, які часто виникають у вузьких долинах та міжгірських улоговинах.

Картування розподілу температур підстильної поверхні можна ефективно здійснювати шляхом обробки та аналізу даних супутникового знімання у далекому (тепловому) інфрачервоному діапазоні спектра. У нашому випадку за допомогою зображень платформи Landsat 8 вдалось отримати детальні карти розподілу температур підстильної поверхні у басейні річки Бистриця протягом трьох різних сезонів року. Проаналізовано залежності між цими температурами та набором морфометричних параметрів за допомогою пакета *raster* та відповідних функцій програмного середовища R. В усіх трьох випадках виявлено доволі сильний негативний зв'язок між абсолютними висотами і температурою. Прямої залежності між величиною похилу поверхні і температурою не підтверджено. З іншого боку, значення потенційної сонячної радіації, що надходить на земну поверхню станом на дату і час знімків, певною мірою впливали на температуру підстильної поверхні, причому сила цього впливу змінювалась залежно від сезону року.

Ключові слова: гірський клімат; Карпати; морфологія рельєфу; градієнт температури; просторовий аналіз.

Introduction. Terrain is a well-known factor that influences the distribution of climate parameters, among which – the mean, maximal and minimal monthly and annual air and land surface temperature. Studies of the relationships between terrain characteristics and the distribution of air and ground temperatures are important for a wide range of applied fields, among which the agriculture (especially horticulture and viniculture), forestry and forest ecology, water management, etc. The importance of these studies will grow as the increasing rates of global warming pose the challenges to the adaptation of ecosystems, human populations and local economy to new climatic environment. It is natural that terrain influences on climatic parameters are more pronounced in mountainous areas that are characterized by large gradients of morphometric parameters. On other hand, mountainous areas are among the most vulnerable places concerning the climate changes and their consequences. Ukrainian Carpathians are definitely of such a kind, taking also into account deteriorating socio-economic situation in the region for the last several decades, poor environmental regulation, spontaneous forest cutting, recreation facilities development, poaching, unregulated tourism, etc. The aim of the present study is to characterize the main types and mechanisms of the relationships between terrain and climate, and to analyze the main features of the manifestation of these relationships in Ukrainian Carpathians, based on the analysis of published literature, as well as on our recent study of the distribution of land surface temperatures by means of spatial image data analysis. As terrain is directly discernable and easily mappable by modern remote sensing methods, these relationships can be the useful tool for detailed mapping of regional and local climate parameters (current as well as future prospective).

Firstly some comprehensive theoretical works on the topic should be mentioned. The book by R. Barry (Barry, 1992) presents an exhaustive analysis of factors and mechanisms of orographic effect on climate, including influences on atmospheric circulation and pressure fields, the redistribution of inbound solar radiation, and the formation of orographic precipitation. Some ecological consequences of these effects

are also considered, like those reflected in the position of mountain treelines, determined by the combined effects of temperature regime, wind intensities and snow cover depth and duration of stay.

The book by A. Olenev (Olenev, 1987) is also noteworthy, as the author tries to make theoretical reflections on the whole complex of orographic effects on climate and landscape features conditioned on the latter. He notes first of all that the influences of relief on climate are determined in the first place by its orographic features irrespective of the relief genesis and rocks composition. Olenev introduces the notion of oroclimatogenic complexes as the total complexes of natural features that are conditioned by the orographic effects on climate. These as a type of natural complexes are characterized by a set of peculiar properties, namely: they don't usually have precise boundaries; they can have a nested structure, with complexes formed by smaller terrain forms being nested inside those generated by the forms of higher orders; they do not form a continuous cover of land surface; they arise in certain zonal and sectoral conditions which together with orographic conditions determine the character and the intensity of oroclimatogenic complexes. Olenev classifies oroclimatogenic complexes by their main forming factors into several basic types, namely: altitudinal, windward, leeward, depressional, trough.

Methods. Considering specifically the orographic effects on temperature distribution, there are several main mechanisms operating on different scales. First of them is the well-known and universally observed cooling with elevation, connected with the physical process of adiabatic cooling of arising air with the drop in pressure. It even brings about an analogy of altitudinal zones with latitudinal ones. However, while temperature decrease with latitude is usually accompanied with an increase of its annual range (winter temperatures decrease faster than summer ones), the temperature ranges on high elevations are either similar to or somewhat smaller than those on adjacent low-lying areas. As an example, in Ukrainian Carpathians the vertical temperature gradient in January (the coldest month) ranges from 0.45°C/100 m in elevation levels 500–600 m to 0.3°C/100 m in elevation levels 1100–1200 m, while on April temperature gradient increases significantly, up to 0.7°C/100 m and 0.65°C/100 m on the elevation levels 500–600 and 1100–1200 m, respectively (Ukrainskie.., 1988). The altitudinal drop in mean temperatures is naturally reflected in the derivative ecological indices: thus, active temperatures drop on average by 100°C for every 100 m altitude (Klimat.., 1967).

It is known that climate becomes less continental with an increase in elevation, which is further supported by increases in precipitation with elevation. The annual temperature range in Ukrainian Carpathians decreases from 22–23°C on foothills to 17–20°C on high mountains (Ukrainskie…, 1988). Increased elevation not only usually lessens the annual temperature variability, but also shifts the seasonality in thermal conditions: summer temperature peaks shift to later in the year, spring being much colder than autumn. This also imparts to mountain climate some "maritime" features.

The monotonous dropping of temperatures with elevation, being the coarsest possible model of relationship between terrain morphology and temperature regime, is still sometimes used solely for the purpose of climatic regionalization. An example is the climatic zoning scheme proposed by M. Andrianov in (Pryroda.., 1968), that has been highly cited by Ukrainian authors for half a century. Its zones and their boundaries are based on the averaged values of altitudinal temperature gradients

calculated from weather stations data. It was noted that the boundaries of these climatic zones, hardly tied to altitudinal values, often do not coincide with observed vegetation zones (Ukrainskie…, 1988). As noted in (Lookingbill & Urban, 2003), temperature estimates that has important implications for ecological analysis still frequently rely upon the simplifying assumptions associated with lapse rates.

Another kind of orographic effect refers to the position of terrain features respective to the large-scale movements of air masses. Mountains can influence the movement of atmospheric waves of different scales, the deformation of cyclones and atmospheric fronts, the cyclogenesis in the lee side of mountains, the formation of high-pressure ridges over the mountain ranges crossed by air flow, the increase of air convectivity, and some other effects (Barry, 1992). The barrier (windward and leeward) effects in Ukrainian Carpathians are manifested mainly in much larger precipitation values on south-western macroslope windward relative to wet air masses from Atlantic. There is also a manifestation of this effect in higher temperature gradients on south-western macroslope (on average 0.3°C higher annually than on north-eastern macroslope) (Klimat…, 1967). Barrier effect also somewhat affects seasonality in temperature: the differences in mean monthly temperatures between locations in similar elevations on different macroslopes is only 0.1–0.2°C in June, but increases to 0.6–1.1°C in August (Buchynskyi, Volevakha & Korzhov, 1971).

Terrain morphology directly affects the redistribution of solar radiation depending on slope and aspect. “Warming” effect of larger solar radiation on southern oriented slopes comparing to northern ones (in the Northern hemisphere) is well-known, some researches claiming that aspect differences can be even more important than elevation in controlling temperature (McCutchan & Fox, 1986).

There are also some more delicate effects of terrain aspect: for instance, differences in solar radiation incidence between northern and solar slopes are less noticeable in summer, and steep northern slopes in summer can be even warmer than southern ones. Due to convective processes, eastern slopes can receive more direct solar radiation in summer then western slopes. Complex terrain forms may have peculiar local climatic conditions influenced by their morphology. Thus, deep longitudinal valleys are mostly shadowed during mornings and evenings thus receiving relatively less total insolation, especially on summer. On the other hand, deep latitudinal valleys may be completely devoid of direct solar radiation on winter months (Buchynskyi, Volevakha & Korzhov, 1971).

To more precisely capture the effect of solar radiation redistribution on surfaces (slopes) of different slope and aspect, the potential relative radiation index can be calculated, which is a measure of how topography translates to spatial differences in relative radiation. It both accounts for hillshading and shadowing effects and integrates over time to account for the fact that solar position changes over the course of the day and year (Lookingbill & Urban, 2003).

Another mechanism of terrain influence on temperature distribution is the formation of near-ground temperature inversions that cause decline in temperature in lowest topographic locations compared to those on higher altitudes. This effect mostly concerns the distribution of minimal temperatures, but those can in turn affect the mean temperatures also. Because of it, minimal air temperatures in the region are usually observed on weather stations located in negative forms of terrain – troughs, valleys of small rivers, etc. (Klimat…, 1967). Frequent temperature inversions are the main cause

of relatively small altitudinal temperature gradients in winters. Research of (Bolstad et al., 1998) showed that for a five-station network located within the research watershed covering 694–1439 m elevation range, mean daily minimum temperatures observed at the valley bottom station were generally lower than the mean daily minima at the higher elevation stations when averaged over the entire year and growing season (May through mid-October), even though the valley bottom was at an elevation 500 to 700 m lower. Daily minima averaged approximately 2°C lower at a valley bottom location than nearby sideslope measurement stations.

Temperature inversions in Carpathians are peculiar of narrow valleys and inter-mountain troughs (like Yasynia and Vorokhta troughs), where they can last in winters up to several days under anticyclonic conditions (Buchynskyi, Volevakha & Korzhov, 1971). In some extreme cases, inverse temperature gradients can reach 15°C/1000 m (Mukha, 2008). It appears that temperature inversions are more frequent during relatively cold winters with prevailing anticyclonic conditions. Our study (Mkrtchian & Shuber, 2009) showed that in January 1985, when mean winter temperatures in Western Ukraine were 1,5–6°C below norm, correlation between temperature and elevation was nearly absent. It is also reported that in the harsh winter of 1964 the mean January temperature in Pozhizhevska weather station lying near the crest of the highest Chornohora range at 1434 m was 3,3°C higher than that in Kolomyia lying at the foothills at 298 m altitude (Buchynskyi, Volevakha & Korzhov, 1971).

The study by (Laughlin & Kalma, 1990) reports that the spatial distribution of minimal temperatures in winter depends upon the genesis type of frost that can be either of the advective or of radiation type. Under advective frosts (that develop as a result of a large scale influx of cold air and are characterized by moderate-to-strong winds and a well-mixed atmosphere), differences in (minimum) air temperature at the local scale are usually small and exposed hilltops are usually slightly colder than protected valleys. On the contrary, under radiation frosts (that occur at night and result from strong long wave radiation cooling in calm, clear and dry atmospheric conditions) strong surface inversions develop and significant horizontal temperature differences in undulating or dissected terrain are observed, determined by the three-dimensional cold air drainage (which is affected by shelter and surface roughness) and subsequent cold air ponding; thus valleys and depressions are usually colder than hilltop sites (Laughlin & Kalma, 1990). To evaluate the frequency and intensity of cold air ponding under radiation frosts conditions, no local morphometric parameters would be sufficient, and spatial context should be taken into account. As (Dietrich & Böhner, 2008) note in more general context, the relation between a terrain segment and its environment further away plays a key role for topoclimate, therefore, the spatial relation to the surrounding area is absolutely indispensable for a sufficient characterization of a specific terrain segment

The phenomenon of temperature inversions is connected with the appearance of “warms belts” on slopes on certain altitudinal ranges. Contrary to the standard “linear” model of vertical zonality this assumes the bidirectional gradient of temperature, when it reaches maximal values inside the certain altitudinal range and drops above as well as below this range. This phenomenon is most characteristic of inversion episodes, when temperature inversion embraces the lower parts of long and high mountain slopes, whereas above the inversion layer an ordinary altitudinal gradient takes over. In locations with frequent inversions this can reflect in climatic parameters. Another

cause of the formation of "warms belts" can be the larger values of solar radiation falling on steep mountain slopes of southern aspects, in comparison with lower lying neighboring flat areas. This phenomenon is well expressed and studied for the Transcarpatian region of Ukraine, which agriculture has been specialized in relatively heat-loving crops. It has been determined that most favorable conditions for viniculture and heat-loving fruit crops are located on southern slopes at 150–250 m elevation, while below as well as above this altitudinal range these conditions become significantly worse (Buchynskyi, Volevakha & Korzhov, 1971).

Many regional studies have been published that aim at the analysis of terrain-climate relationships on regional and local scales and the detailed characteristisation of regional and local climate based on information on terrain as a driving factor. Study of (Hiebl et al., 2009), aimed at the creation of a high-resolution (1×1 km) monthly temperature dataset for the Greater Alpine region using multilinear regression techniques, analyzed the relationships between temperature and a set of geographic factors, like latitude, longitude, elevation, and distances from the coast. The elevation appeared to be the single variable that has the strongest influence among all, explaining 69% of temperature variance averaged over the year, reaching the maximum explained value in May (85 %) and minimum in January (45%). A somewhat similar task has been set out by the CARPATCLIM project teem aimed at the creation of grids of daily distributions of a large set of meteorological variables and climatic indicators for the entire Carpathian Region with spatial resolution of 30 arc-second, employing records from 231 weather stations and 469 rain gauges (Spinoni et al., 2015). While the study of the relationships between land surface topography and climatic parameters was not the aim of the task, the data interpolation algorithm applied was based on regression-kriging in which explanatory variables (predictors) were the principal components derived from a set of elevation differences calculated in local neighborhood, supposed to reflect the orographic variability (so-called AURELHY method developed in 1980-th at the French Meteorological Service) (Spinoni et al., 2015).

In our study (Mkrtchian & Shuber, 2009) the terrain morphology information in the form of SRTM digital elevation model (DEM) was used for the purpose of the mapping of mean monthly temperature distribution for the Western region of Ukraine, which include Ukrainian Carpathians as well as some flat and moderately dissected plains. Mapping was performed with the interpolation of weather station data by the regression kriging method, that combines multiple regression modeling (which utilizes DEM-derived morphometric data interpreted as factors influencing temperature) with the geostatistical interpolation of regression residuals (Mkrtchian & Shuber, 2009). As was expected, the absolute elevations appeared to be the parameter most closely related to temperatures. Terrain ruggedness appeared to be the second most significant factor, yet its influence on temperature can be of opposite directions depending on synoptic conditions prevailing in the certain month. Regional aspect (calculated in the floating window with 3.6 km radius) also had varying influence on temperature field: areas with prevailing southern aspects were not always significantly warmer than areas with northern ones; eastern aspects were warmer than western in the periods with prevailing dry and sunny conditions, while on months with prevailing cyclonic circulation type (indicated by lowest mean atmospheric pressure) western aspects appeared to be slightly warmer than eastern ones.

The results of the study by (Lookingbill & Urban, 2003) suggest that temperature estimates that consider additional fine-scale topographic variability describe temperature more accurately for the study area (located in old-growth forest of the Oregon Western Cascades covering 6400 ha and ranging in elevation from 410 to 1630 m) than do estimates derived from simple lapse rate models. For daily maximum temperature, the simple lapse rate model is significantly improved upon by including radiation, while distance from stream appeared more important than any of the radiation proxies in explaining variability in daily minimum temperature (Lookingbill & Urban, 2003).

Results and discussion. Our recent research was aimed at mapping of land surface temperature for the Bystrytsia river basin located in Western Ukraine, part of which lies in the Gorgany range of Ukrainian Carpathians, reaching altitude of 1836 m (summit of mt. Syvulia Velyka) (Kovalchuk, Mkrtchian & Kovalchuk, 2018) (Fig. 1). The mapping was achieved using Landsat 8 imagery with two thermal infrared bands, that capture emissivity values closely related to land surface temperature. As the latter is not equivalent to an above-ground air temperature, the both are pretty well correlated and the land surface temperature easily measured with remote sensors can serve a good proxy to the temperature of air directly above land surface. The applied method of land surface temperature estimation consists of several successive steps which are described in (Kovalchuk, Mkrtchian & Kovalchuk, 2018). Three multispectral images referring to different seasons (autumn, winter and summer) were used to obtain three rasters of land surface temperature for the Bystrytsia river basin, referring to different seasons (autumn, winter and summer) (Tab. 1, Fig. 2). The big spatial detail of these temperature rasters allowed to perform a detailed analysis of relationships between temperature and a set of morphometric parameters.

Tab. 1. General characteristics of the scenes of Landsat 8 images used in the study

Date	Local time	Sun height	Cloud cover percentage of the scene	Air above-ground temperature (Ivano-Frankivsk weather station)
2013, October 5	12:16	35,07˚	6,73%	9°C
2015, February 13	11:14	24,99˚	0,67%	1.4°C
2016, August 10	12:14	53,17˚	7,89%	26°C

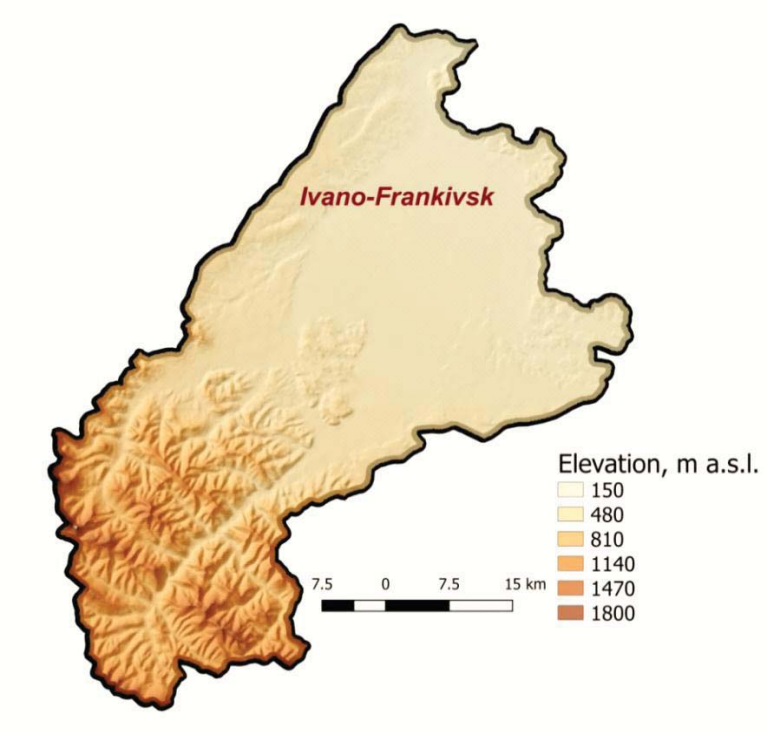


Fig. 1. The terrain of the Bystrytsia river basin

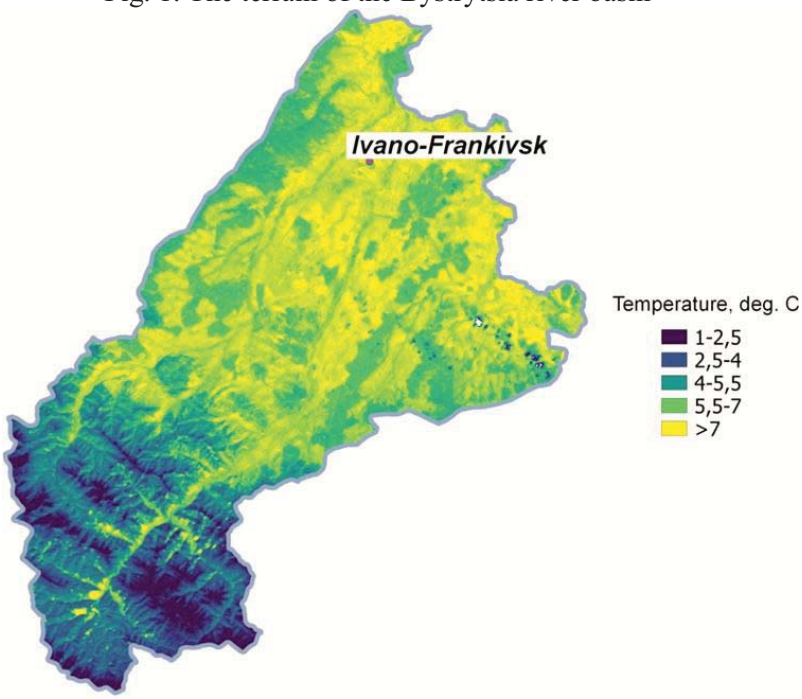


Fig. 2. Distribution of land surface temperature for the Bystrytsia basin for October 5, 2013

The analysis was performed in R language and free software environment for statistical computing. A set of morphometric parameters was generated for the analysis from SRTM DEM with *terrain* function of *raster* package. These parameters included elevation, slope, as well as the terrain indices according to (Wilson et al., 2007). The latter included TRI (Terrain Ruggedness Index) – the mean of the absolute differences between the value of a cell and the value of its 8 surrounding cells; and TPI (Topographic Position Index) – the difference between the value of a cell and the mean value of its 8 surrounding cells (Wilson et al., 2007). Additionally, potential incoming solar radiation for the date and time of the imagery have been calculated with the SAGA GIS. Relationships between the mentioned terrain morphometry parameters and land surface temperature were calculated with *lm* function of R, and the values of Pearson correlation coefficient were used to assess the strength of the relationship.

Results of the analysis are given in Tab. 2. For slope parameter, two different correlation coefficients were calculated: standard and partial, that takes into account the correlation between elevation and slope. As in many areas the latter values are strongly correlated (low elevations being occupied by plains and plain river valley bottoms, high elevations – by steep mountain slopes), strong correlation between elevation and temperature will also mean phony correlation between the temperature and the slope, even if the latter two are not interrelated at all. Partial correlation coefficient takes into account such a possibility and characterizes proper relationship between slope and temperature, elevation being equal.

Tab. 2. Correlation coefficients between terrain morphometry parameters and land surface temperatures, measured for the Bystrytsia river basin

Variable / ***Date***	Elevation	Slope		TRI	TPI	Insolation
		Standard	Partial			
2013, October 5	-0.86	-0,73	-0.08	-0,73	0.01	0.23
2015, February 13	-0.75	-0,62	-0.02	-0,61	0.1	0.26
2016, August 10	-0.76	-0,65	-0.08	-0.65	0.02	0.15

As can be seen from Tab. 2, negative relationship between elevation and temperature is rather strong in all the three cases. Relationship between slope and temperature also seem strong at a first glance (from a standard coefficient), but almost disappear when the partial correlation coefficient is calculated and the confounding elevation variable is accounted upon. Correlation coefficients with TRI index seem rather equal to standard coefficients with slope. And indeed, correlation coefficient between slope and TRI layers was as high as 0.998. Thus, TRI index (the mean of the absolute differences between the value of a raster cell and its neighbors) looks totally redundant, conveying in fact the same information as slope index. Correlation of temperature with TPI index was also rather non-existent, meaning that local morphoform in this area is not informative as a factor influencing temperature. Insolation appears to have a moderate effect on temperature, and this effect varies from season to season, being stronger in winter and weaker in summer. It should be mentioned that all the satellite data were taken around midday, thus better characterizing the distribution of maximum temperatures.

Conclusion. Terrain morphology is a well-recognized factor that strongly influences regional and local climate. This influence is rather complex and its analysis should not be reduced to mere calculation of regional lapse rates. The analysis for the Bystrytsia river basin revealed that slope angle was not noticeably related to land surface temperatures, the same being true for the indices of terrain ruggedness and topographic position that characterize local terrain morphometry. On the contrary, land surface temperatures appear to be significantly influenced by potential incoming solar radiation, the latter being a complex function of slope angle and aspect. It emphasizes the utility of process-based models in the study of relationships between local climate and topography. Other processes that relate to terrain morphology and affect temperature distribution are worth further studies, first of all – the influence of topography on the frequency and depth of temperature inversions that form in the terrain hollows and significantly influence the distribution of minimum temperatures. Further studies could also be directed towards the differences in relationships between the temperature and the terrain variables under the different weather conditions (e.g. prevailing cyclonic or anticyclonic conditions, cloud cover, wind speed and direction, etc.)

Taking into account the relationships between terrain morphology and climatic characteristics will allow to produce precise and accurate climatic surfaces that convey the regional and local distribution of climatic parameters, among which – those characterizing temperature regime. The distribution of near-surface air temperatures can also be inferred from the land surface temperature measurements taken from satellite-born remote sensors and preprocessed with appropriate algorithms. Combination of different data sources would possibly allow to obtain the most accurate land surface and near-surface air temperature maps applicable to a wide range of applied fields.

REFERENCES

Barry, R. G. (1984). *Pogoda i klimat v gorah* [Mountain Weather and Climate]. Leningrad: Gidrometizdat.

Barry, R. G. (1992). *Mountain Weather and Climate*. Routledge.

Bolstad, P. V., Swift, L., Collins, F., Regniere, J. (1998). Measured and predicted air temperatures at basin to regional scales in the southern Appalachian mountains. In *Agricultural and Forest Meteorology,* 91, 161–176.

Buchynskyi, I. O., Volevakha, M. M., Korzhov, V. O. (1971). *Klimat Ukrajinskyh Karpat* [Climate of Ukrainian Carpathians]. K.: Nauk. Dumka. (in Russian).

Dietrich, H., Böhner, J. (2008). Cold air production and flow in a low mountain range landscape in Hessia (Germany). In *Hamburger Beiträge zur Physischen Geographie und Landschaftsökologie,* 37–48.

Golubets, M. A., Gavrusevych, A. N., Zahajkevych, I. K. et al. (Ed.) (1988). *Ukrainskie Karpaty. Priroda.* [Ukraine Carpathians. Nature]. Kyiv: Nauk. Dumka. (in Ukrainian).

Herenchuk, K. I. (Ed.). *Pryroda Ukrajinskyh Karpat* (1968). [Nature of Ukrainian Carpathians]. Lviv: Pub. Lvivs. un-tu. (in Ukrainian).

Hiebl, J., Auer, I., Bohm, R., Schoner, W., Maugeri, M., Lentini,.G., Spinoni, J., Brunetti, M., Nanni, T., Tadic, M.P., Bihari, Z., Dolinar, M., Muller-Westermeier,

G. (2009). A high-resolution 1961-1990 monthly temperature climatology for the greater Alpine region. In *Meteorologische Zeitschrift,* 18 (5), 507–530.

Kovalchuk, I. P., Mkrtchian, O. S., Kovalchuk, A. I. (2018). Modeling the distribution of land surface temperature for Bystrytsia river basin using Landsat 8 data. In *Journal of Geology, Geography and Geoecology,* 27(3), 453–465.

Laughlin, G. P., Kalma, J. D. (1990). Frost risk mapping for landscape planning: a methodology. In *Theoretical and Applied Climatology,* 42, 41– 51.

Lookingbill, T. R., Urban, D. L. (2003). Spatial estimation of air temperature differences for landscape-scale studies in montane environments. In *Agricultural and Forest Meteorology,* 114, 141–151.

McCutchan, M. H., Fox, D. G. (1986). Effect of elevation and aspect on wind, temperature and humidity. In *J. Clim. Appl. Meteorol.,* 25, 1996–2013.

Mkrtchian, O. S., Shuber, P. M. (2009). Geoinformatsijne modeluvannia temperaturnogo pola zahidnyh regioniv Ukrainy [Geoinformational modeling of the temperature field of western Ukrainian regions]. In *Physical geography and geomorphology,* 57, 104–112. (in Ukrainian).

Mukha, B. P. (2008). Termichni vlastyvosti topoklimatu Karpatskogo natsionalnoho parku [Termic properties of the Carpathian national park topoclimate]. In *Visnyk of the Lviv University. Seriya Geografichna,* 35, 250–266. (in Ukrainian).

Olenev, A. M. (1987). *Vozdejstvije makroreliefa na klimat i landshaftnyje kompleksy* [Impact of macrorelief on climate and landscape complexes]. Sverdlovsk. (in Russian).

Prihod'ko, G. F., Tkachenko, A. V., Babaichenko, V. N. (Ed.). (1967). Klimat Ukrainy [Climate of Ukraine]. Leningrad: Gidrometeoizdat. (in Russian).

Spinoni, J. and the CARPATCLIM project team (39 authors). Climate of the Carpathian Region in 1961-2010: Climatologies and Trends of Ten Variables. (2015). In *International Journal of Climatology,* 35 (7), 1322–1341.

Wilson, M.F.J., O'Connell, B., Brown, C., Guinan, J. C., Grehan, A. J. (2007). Multiscale terrain analysis of multibeam bathymetry data for habitat mapping on the continental slope. In *Marine Geodesy,* 30, 3–35.

УДК 551.436:551.796; DOI 10.30970/gpc.2019.1.2804

СОЛОНСЬКИЙ РОЗРІЗ І ПЕРСПЕКТИВИ ВИВЧЕННЯ ПЛЕЙСТОЦЕНУ ПЕРЕДГІР'Я КАРПАТ

Роман Гнатюк, Ігор Папіш
Львівський національний університет імені Івана Франка,
romanhnatyuk@ukr.net; orcid.org/0000-0001-6661-469;
igorpapish@gmail.com; orcid.org/0000-0001-5288-7481

Анотація. Наведено результати польових досліджень двох штучних відслонень плейстоценових відкладів, які розташовані на околиці с. Солонське поблизу м. Дрогобич. Відслонення (кар'єри) розміщені у межах тераси р. Тисмениця. Висота тераси становить близько 50 м над рівнем ріки і змінюється з віддаленням від гір. Головну увагу приділено вивченню будови верхньої (покривної) товщі тераси потужністю близько 26 м та характеристиці її зведеного стратиграфічного розрізу. Основу товщі творять шари безкарбонатних суглинків і глин, більшою чи меншою мірою оглеєних та озалізнених. Між ними розміщені чотири горизонти похованих ґрунтів інтергляціального та інтерстадіального рангу.

На підставі спостережень, здійснених у полі, з'ясовано, що відклади покривної товщі мають, здебільшого, річкове походження. Розглянуто умови їхнього нагромадження, а також умови формування та перетворення давніх ґрунтів; виокремлено вісім доголоценових літо- і педостратиграфічних шарів різного рангу. Обґрунтовано поділ покривної товщі тераси на три головні шари, еквівалентні стратиграфічним підрозділам льодовикового та міжльодовикового рангу.

Зіставлення солонського розрізу з іншими розрізами терас близької висоти, зокрема із відомим відслоненням поблизу с. Дубрівка (розріз Дубрівка), дає підстави вважати, що утворення місцевої тераси відбувалось під час 12-ї, 11-ї і 10-ї стадій морської ізотопної шкали. Отже, солонський розріз представляє короткий стратиграфічний інтервал середнього плейстоцену (а не три головні підрозділи плейстоцену, як засвідчують результати його попереднього дослідження) і може бути опорним для вивчення лише кількох (двох-трьох) горизонтів льодовикового/міжльодовикового рангу. Водночас це потенційно дуже важливий опорний розріз солонської (дубрівської, довгівської, варницької) тераси Придністер'я.

Вивчення солонських відслонень спонукає до перегляду популярних нині уявлень про походження й вік так званої покривної товщі річкових терас Передкарпатської височини та Подільського Придністер'я, її стратиграфічне наповнення й значення.

Ключові слова: алювіальні відклади; тераси; ґрунтово-лесова послідовність; середній плейстоцен; долина Дністра; передгір'я Карпат; розріз Солонське.

SOLONSKE SECTION AND THE PERSPECTIVES OF THE STUDY OF PLEISTOCENE CARPATHIAN FORELAND

Roman Hnatiuk, *Ivan Franko National University of Lviv;*
Igor Papish, *Ivan Franko National University of Lviv*

Abstract. The article presents the results of the field study of the two artificial outcrops of the Pleistocene deposits, which are located in the suburbs Solonske near

© Гнатюк Роман, Папіш Ігор, 2019.

Drohobych city. Outcrops (careers) are located within the terrace of the Tysmenytsia River. The height of the terrace is about 50 m above the river level and changes along the distance from the mountains. The main attention in the article is paid to the study of the structure of the upper (covering) stratum of the terrace with a thickness of about 26 m, and also to the characteristics of its consolidated stratigraphic section. The basis of this stratum consists of the layers of non-carbonate loams and clays. They are more or less enriched of iron compounds and gleyed. Between them there are four horizons of buried soils of the interglacial and interstadial rank.

Based on the observations made in the field, it was found that the sediments of the covering stratum have mainly river origin. The conditions of their accumulation, as well as the conditions for the formation and transformation of ancient soils, are considered; eight pre-Holocene lito- and pedostratigraphic layers of different rank are singled out. The division of the covering stratum of the terraces into three main layers is substantiated, which is equivalent to the stratigraphic units of the glacial and interglacial rank.

Comparison of the Solonske section with other sections of the similar height terraces, in particular with well-known outcrops near the village Dubrivka (section Dubrivka) gives grounds to assume that the formation of a local terrace occurred during the Marine Isotopic Stages 12 to 10. Consequently, the Solonske section represents a short stratigraphic interval of the Middle Pleistocene (not the three main Pleistocene units as stated in the results of its previous study). It can be the basis for studying only a few (two to three) horizons of the glacial/interglacial rank. At the same time, it is potentially a very important key section of the Solonske (Dubrivska, Dovhivska, Varnytska) terrace of the Pre-Dniester.

The studying of Solonske outcrops makes it necessary to revise the popular notions about the origin and the age of the so-called covering stratum of the river terraces of the Carpathian Foreland and Podolian Pre-Dniester, its stratigraphic filling and significance.

Key words: alluvial deposits; terraces; soil-loess sequence; Middle Pleistocene; Dniester valley; Carpathian Foreland; Solonske section.

Вступ. Відомо (напр., Адаменко та ін., 1996; Чепалыга, 1986; Gozhik, Lindner, 2007), що верхні, супіщано-суглинисті горизонти порівняно давніх (допізньо-плейстоценових) річкових терас рівнинного Придністер'я місцями досягають значної (до 20–30 м і більше) товщини і містять значну кількість (до 5–6 і більше) добре розвинених похованих ґрунтів. Останні розглядають (Веклич, 1982; Гнатюк, 2014 та ін.) як своєрідні стратиграфічні репери, важливі не лише для стратиграфії конкретних терасових розрізів, а й для розрізнення й розпізнавання різновікових плейстоценових терас, їхньої місцевої та регіональної кореляції. Утім, існують суттєво різні уявлення про стратиграфічний ранг викопних ґрунтів і шарів, що їх розділяють і вкривають, про вік і стратиграфічну повноту конкретних розрізів терасових відкладів Верхнього та Середнього Придністер'я, тісно пов'язані з різними уявленнями щодо будови та генезису супіщано-суглинистих горизонтів терас.

Згідно з поглядами, які домінують (напр., Адаменко та ін., 1996; Веклич, 1982; Чепалыга, 1986; Gozhik & Lindner, 2007; Łanczont et al., 2019; Lessy i paleolit …, 2002), зазначені горизонти місцевих терас є, зазвичай, субаеральними

еоловими та еолово-делювіальними покривами, накладеними на алювій, представлений, здебільшого, русловими відкладами; ці ж покриви, вміщуючи значну кількість викопних ґрунтів інтергляціального типу, творять основу опорних розрізів плейстоцену Придністер'я. На думку інших дослідників, зокрема першого автора статті (Гнатюк, 2008; Гнатюк, 2014), так звані багатоярусні покривні товщі (їх називають також ґрунтово-лесовими або лесово-ґрунтовими покривами, бо вони містять горизонти похованих ґрунтів) порівняно давніх річкових терас Верхнього та Середнього Придністер'я складені, зазвичай, із ярусів настеленого заплавного алювію і у верхній частині майже усіх відомих відслонень терасових відкладів (розрізи Дубрівка, Торгановичі 1, Торгановичі 2, Загвіздя та ін.) Українського Передкарпаття, які розглядають як опорні чи потенційно опорні розрізи місцевого плейстоцену (напр., Гляціал і перигляціал …, 2011; Lessy і paleolit …, 2002), наявні лише алювіальні яруси пилуватих (лесоподібних) відкладів, утворені, як і сформовані на них викопні ґрунти, за порівняно короткі проміжки часу, сумірні зі стадіалами, інтертермалами, інтерстадіалами тощо.

Для генетичної і вікової інтерпретації відкладів та ґрунтових утворень супіщано-суглинистих горизонтів ранньо- і середньоплейстоценових терас Українського Передкарпаття достатньо інформативним і показовим є штучне відслонення терасових відкладів, зведений розріз якого детально описаний у нещодавно опублікованій праці (Богуцький, Яцишин, Дмитрук і Томенюк, 2016). У пропонованій статті наведено деякі нові відомості, важливі для всебічної описової характеристики цього цікавого й масштабного розрізу і генетичної та стратиграфічної інтерпретації його головних шарів. Додано також інформацію про будову та стратиграфію двох інших штучних відслонень-кар'єрів, розміщених поблизу головного розрізу й не згаданих у зазначеній вище праці.

Розташування розрізів та стан їхнього вивчення. Вивчені нами розрізи (С-2 і С-3 на рис. 1) приурочені до глиняних кар'єрів, розміщених у центральній частині Дрогобицької височини біля південно-східної околиці с. Солонське. Основним об'єктом досліджень була протяжна (близько 350 м) одно- й двох'ярусна північно-східна стінка більшого глинища, розташованого безпосередньо біля цегельні. Це відслонення разом із невеликими ямами та ровами, локалізованими на дні кар'єру, називатимемо розрізом (відслоненням) Солонське 2. Саме його зведений розріз описаний у недавно опублікованій праці (Богуцький та ін., 2016). Інший розріз (С-3 на рис. 1) приурочений до південно-західного краю порівняно невеликого глинища, експлуатацію якого призупинено кілька років тому. Відповідно, розкритість товщі терасових відкладів тут значно гірша, ніж у головному кар'єрі; меншою є і його глибина. Ще один розріз (С-1 на рис. 1), просторово пов'язаний з уже рекультивованим кар'єром, свого часу опрацьований М. Векличем (фрагмент топографічної карти, поданий на рис. 1, відображає місцевість станом на 1989 р.; вихідний масштаб карти – 1:50 000). Його зображення у вигляді схематичної літолого-стратиграфічної колонки (рис. 42, г) подано, зокрема, у праці (Веклич, 1982).

Усі три розрізи розкривають будову річкової тераси, яка займає центральну частину передгірної ділянки межиріччя Тисмениці–Стрию і виступає у вигляді розлогої вершинної поверхні, розчленованої долинами невеликих постійних і тимчасових водотоків. Є вагомі підстави вважати, що тераса утворена діяльністю

кількох річок – насамперед Тисмениці та Стрию і, меншою мірою, Дністра. За назвою опорних розрізів, розміщених у районі с. Солонське, пропонуємо називати її солонською.

Поверхня солонської тераси на більшій частині її поширення у межах межиріччя Тисмениці–Стрию нахилена на північний схід. У цьому ж напрямку – з віддаленням від Карпат – дещо знижуються і відносні висоти тераси, які є помітно різними стосовно Тисмениці та Стрию. Зокрема, перевищення поверхні тераси над р. Тисмениця у районі Солонського досягає 50 м, тоді як навпроти північної околиці м. Стрий, яка розміщена приблизно на тій же відстані (19–20 км) від краю гір, що і с. Солонське, її перевищення над р. Стрий становить близько 25 м. Абсолютна висота найвищих фрагментів тераси поблизу Солонського сягає 312–315 м (рис. 1).

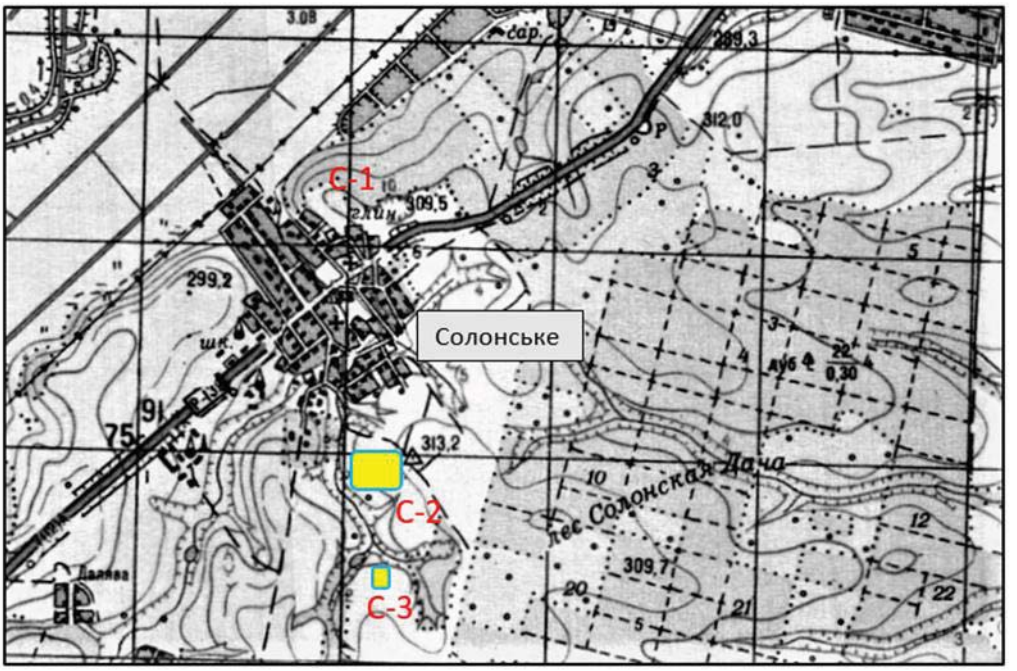


Рис. 1. Розташування розрізів Солонське 1–3 на топографічній карті.
Fig. 1. Location of Solonske sections 1–3 on the topographic map

У східній частині межиріччя Тисмениці–Стрию, де формування солонської тераси було пов’язане з р. Стрий (це засвідчує передусім відповідний загальний нахил її поверхні), її рівень можна простежити від краю Карпат до долини Дністра. На прикладі цієї ділянки легко виявити, що висота тераси над р. Стрий спочатку швидко спадає з віддаленням від гір (від 60 м біля с. Любинці до близько 30 м навпроти південної околиці м. Стрий), потім зниження поверхні тераси сповільнюється і, починаючи від району с. Ланівка, її висота повільно зростає. Ще далі до півночі – північніше с. Кавськє, де максимальні абсолютні висоти тераси стабілізуються на рівні 300–302 м (тут і північніше солонська тераса є спільною для Стрию та Дністра), висота тераси починає швидко зростати і досягає 50–52 м над меженним рівнем Дністра. Терасу такої відносної

висоти у Прибескидському Передкарпатті традиційно розглядають як п'яту (міндельську) надзаплавну терасу (Демедюк, 1986; Кравчук, 1999, с. 49).

Беручи до уваги морфологічні особливості чотирьох похованих ґрунтів, розкритих у товщі надгалечникових оглеєних лесів північного солонського кар'єру (розріз Солонське 1), М. Веклич зробив висновок про дещо молодший, завадівсько-дніпровський вік тераси; останню визначено також як п'яту надзаплавну терасу (Веклич, 1982). До групи середньонеоплейстоценових терас (нерозчленованої четвертої і п'ятої) зачислили її і автори державної геологічної зйомки (Герасімов та ін., 2005).

Суттєво інші уявлення про вікову приналежність солонської тераси представлені у статті, підготовленій працівниками ЛНУ імені Івана Франка (Богуцький та ін., 2016). Згідно із результатами їхніх досліджень, у головному кар'єрі с. Солонське розкрито утворення раннього, середнього та пізнього плейстоцену, у тому числі п'ять викопних ґрунтів, а алювіальна частина розрізу репрезентує будову одного із рівнів поверхні Лоєвої (шостої надзаплавної тераси Дністра).

Зведений розріз товщі терасових відкладів, стислий опис якого подано нижче, складений із окремих розчисток-розрізів, зроблених восени 2018 року головно у західній і центральній частинах відслонення Солонське 2. Західний фрагмент цього відслонення відповідає верхній частині схилу долини р. Ріпчанка, центральний і східний – прикрайовій частині вершинної поверхні, що представляє поверхню тераси. Остання біля брівки кар'єру розміщена на висоті 310–313 м, близькій до максимальної висоти (близько 315 м) солонської тераси у районі с. Солонське. У відслоненні Солонське 3, приуроченому до схилу долини (див. рис. 1), брівка кар'єру розміщена значно нижче. Як наслідок, у цьому кар'єрі відсутні два верхні шари (другий і третій), визначені у головному розрізі.

Основні результати дослідження. У товщі терасових відкладів, що розкрита в солонських кар'єрах, під сучасним (експонованим) ґрунтом можна виокремити щонайменше вісім шарів, потенційно важливих для її стратиграфії. Усі ці шари залягають майже горизонтально – без видимого загального нахилу до долини Ріпчанки або в іншому напрямку і знаходяться в певних інтервалах абсолютної висоти. Тому у відслоненнях, приурочених до схилів (розріз Солонське 3, західний фрагмент головної стінки розрізу Солонське 2), можна бачити, як експонований ґрунт або штучний зріз, здійснений більш-менш паралельно до його поверхні, послідовно зрізає шари верхньої частини товщі терасових відкладів – так званої лесово-ґрунтової серії, виокремленої нашими попередниками (Богуцький та ін., 2016).

Основу надгалечникової частини розрізу тераси творять шари безкарбонатних суглинків і глин, більшою чи меншою мірою оглеєних та озалізнених. Між ними розміщені два горизонти похованих ґрунтів. Верхній із них представлений комплексом із трьох ґрунтів, нижній – одним похованим ґрунтом. Назви деяких шарів (2-го, 3-го, 5-го), виокремлених у складі "лесово-ґрунтової серії" зведеного солонського розрізу тераси, доволі умовні.

1. Сучасний ґрунт (0,0–1,6/1,9 м) **лісового генезису**. Ґрунт вивчено в двох розчистках, зроблених у середній частині головної стінки розрізу Солонське 2

біля краю вершинної поверхні, що представляє поверхню тераси. Профіль ґрунту у цій частині кар'єру поділений на горизонти:

- HE(gl) (0–23 см) – *гумусово-елювіальний*: світло-сірий, зі слабким бурим відтінком, легкосуглинковий, тонкопористий, з незначною кількістю білястої присипки SiO_2, наявні Fe-Mn пунктуації та червоточини; перехід ясний, хвилястий;
- Ehgl (23–40 см) – *елювіальний слабкогумусований*: білувато-сірий, зі слабким бурим відтінком, легкосуглинковий, порохувато-плитчастий, тонкопористий; наявні червоточини, інтенсивна присипка SiO_2, рясні Fe-Mn пунктуації і бобовини; перехід ясний;
- EIgl (40–55 см) – *елювіально-ілювіальний*: сірувато-бурий з білуватими плямами, середньосуглинковий, горіхувато-призматичний, щільний, тріщинуватий; уздовж тріщин біляста присипка SiO_2, наявні темно-бурі гумусово-глинисті кутани, Fe-Mn бобовини менш рясні; перехід ясний;
- Itgl (55–155/160 см) – *ілювіально-текстурний*: жовтувато-бурий, з білясто-сизими прожилками та сизувато-бурими плямами оглеєння, важкосуглинковий, грубопризматичної і брилуватої структури, дуже щільний, тріщинуватий; наявні глинисті кутани на стінках призм і тріщин та залізисто-манганові стяжіння; перехід поступовий;
- PIgl/F (155/160–195 см) – горизонт *сильно ілювійованої материнської породи з ознаками фраджипену*: світло-бурий до жовтого із сизуватим відтінком і бурувато-сизими прожилками, важкосуглинковий, призматично-брилуватий, розбитий транзитними вертикальними тріщинами; дуже щільний у сухому стані і крихкий у вологому; наявні Fe-Mn пунктуації і бобовини; нижній контакт хвилястий, виразність і потужність горизонту помітно змінюються за простяганням.

На нерозчищеній поверхні відслонення для верхньої частини ґрунтового профілю характерний бурий наліт. Нижня частина ґрунту (ілювіальний горизонт разом із ілювійованою материнською породою) розбита крупними тріщинами, на стінках яких наявні колоїдні натіки, які мають сизе забарвлення у вологому стані і темно-буре – у сухому. Деякі з цих тріщин простежуються аж до основи наступного шару.

Морфологічні ознаки описаного ґрунтового профілю засвідчують його приналежність до текстурно-диференційованих профільно-оглеєних ґрунтів, фонових для Передкарпатської височини. Класифікаційна, номенклатурна та генетична ідентифікація цих ґрунтів є предметом тривалих наукових дискусій (напр., Паньків, Позняк, 1998; Польчина, 2012; Польчина, 2013). За визначенням одного із авторів статті діагностований ґрунт *дерново-підзолистий глеюватий*[1] *на безкарбонатному лесоподібному суглинку.*

2. Верхній горизонт оглеєних лесоподібних суглинків (1,95–4,75 м) – суглинки бурувато-палеві та буруваті, з сизими плямами оглеєння та смужками озалізнення, добре помітними у середній і нижній частинах шару (рис. 2);

[1] На думку С. Польчиної (Польчина, 2012; Польчина, 2013), профільно-диференційовані оглеєні ґрунти Українського Передкарпаття займають перехідне положення між дерново-підзолистими та бурими лісовими ґрунтами і є гетерогенними утвореннями, тому зачисляти ці ґрунти до типу буроземів або дерново-підзолистих ґрунтів не доцільно.

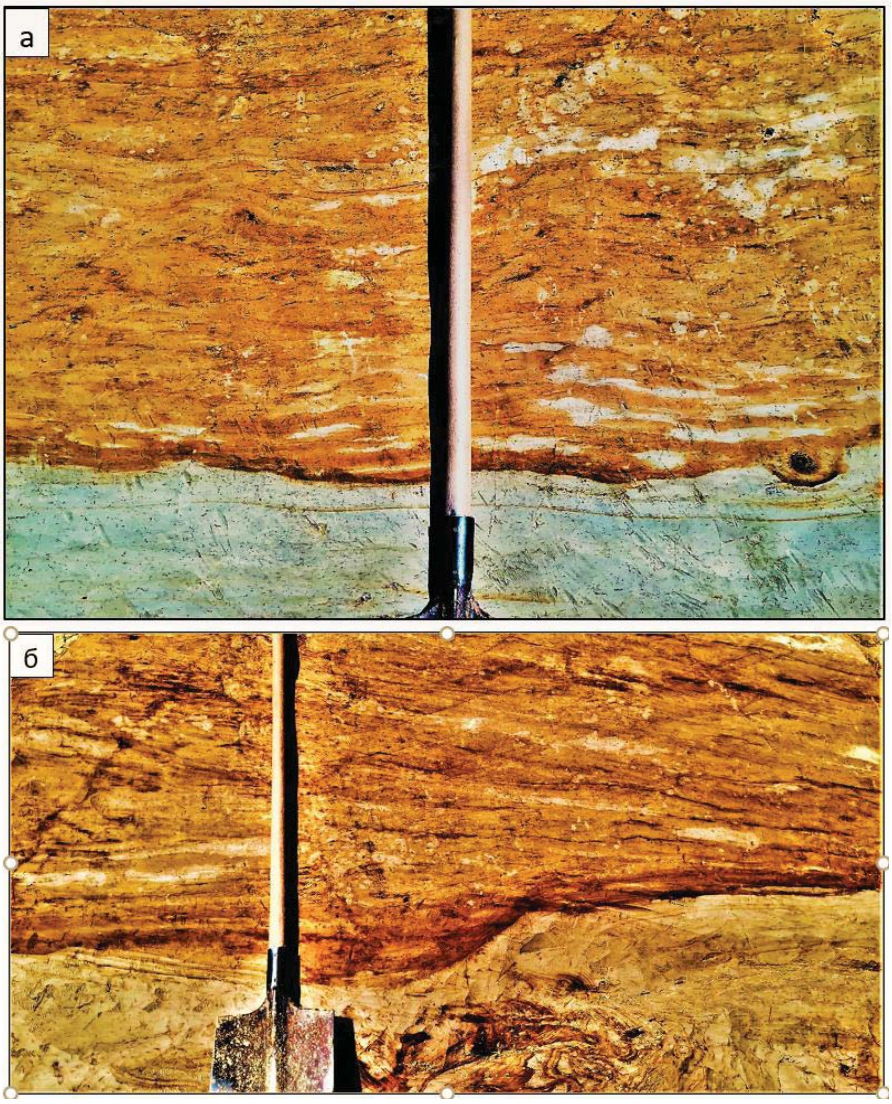


Рис. 2. Вигляд нижньої частини розрізу верхнього горизонту оглеєних суглинків та його контакт з верхнім глейовим горизонтом
Fig. 2. View of the lower section of the upper horizon of gleyed loams and its contact with the upper gley horizon

наявні численні залізисто-манганові стяжіння, здебільшого чорні й дрібні. Поблизу покрівлі і у середній частині шару суглинки легкі, сизувато-палеві та жовтуваті, лесоподібні. Суглинки середньої частини розрізу місцями близькі до супісків, порівняно слабко оглеєні і невиразно шаруваті (шаруватість унаочнена тонкими смужками озалізнення). Для нижньої частини розрізу властиві смужки, збагачені залізом і манганом. Смуги озалізнення місцями мають виразний нахил і проникають у нижче розміщений глейовий горизонт, утворюючи мульдоподібні структури (див. рис. 2, *б*).

У горизонт проникають вертикальні тріщини, пов'язані з денним ґрунтом. Його потужність досить витримана і, зазвичай, коливається від 2,8 до 2,9 м. Перехід до наступного шару ясний і різкий за забарвленням.

3. Верхній глейовий горизонт (4,75–7,10 м) – суглинки здебільшого сизуватого, сизого та сизувато-темно-палевого кольору, з іржавими хвилястими смужками озалізнення різної виразності та товщини (рис. 3), місцями зі значною

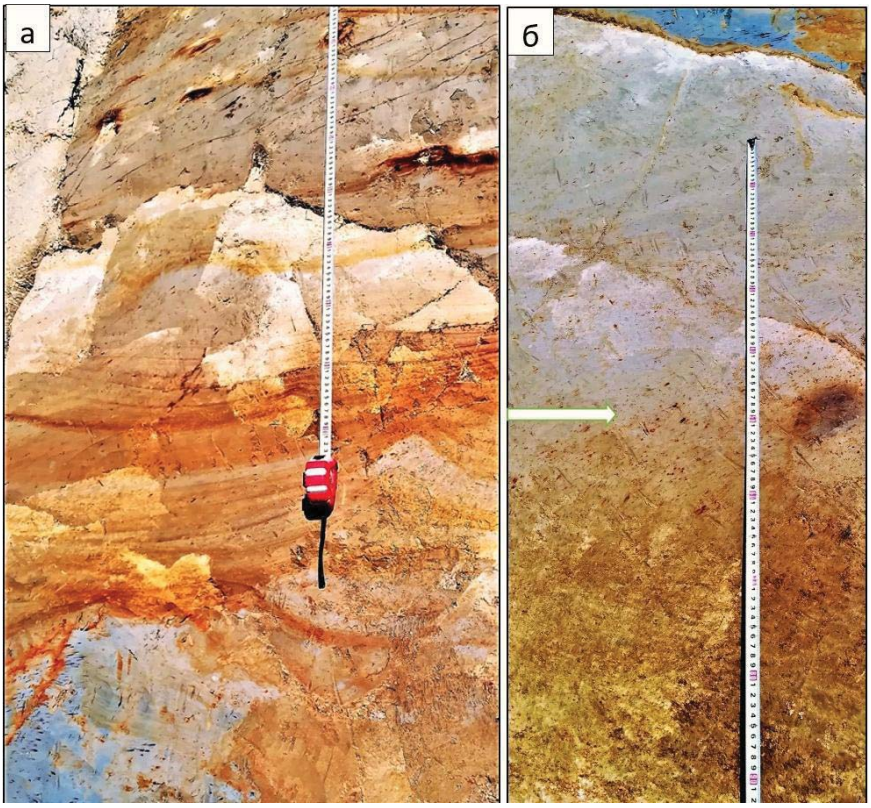


Рис. 3. Вигляд середнього (*а*) та нижнього (*б*) інтервалів розрізу верхнього глейового горизонту та його поступовий перехід у бурий лісовий ґрунт (білою стрілкою позначено положення невиразної межі глейового горизонту та ґрунту)
Fig. 3. View of the middle (*a*) and lower (*b*) intervals of the section of the upper gley horizon and its gradual transition to the brown forest soil (the white arrow indicate the position of the indistinct boundary of the gley horizon and the soil)

концентрацією бурих залізистих стяжінь; трапляються темні прошарки, збагачені манганом, крупні плями та конкреції іржавого кольору типу кілець Лізеганга. Рівень оглеєності осаду та інші макроскопічні характеристики шару, зокрема, його товщина, помітно змінюються за простяганням відслонення. Місцями у його нижній частині наявні слабко оглеєні лесоподібні породи, схожі на породи 2-го горизонту.

У розрізі Солонське 2, попри добру розкритість шару і підготовку розчисток на різних ділянках глинища, закономірних змін у його вертикальному зрізі виявити не вдалося. Натомість у різних частинах цього відслонення виявлено

обкатані, частково обкатані та гострокутні уламки (дрібна галька, жорства, гравій) карпатських порід. Зауважено, що уламки частіше трапляються у нижній частині шару і виявляють приуроченість до основи його розрізу (рис. 4, 5). Місцями вони фактично фіксують положення поверхні давнього ґрунту, що підстеляє глейовий шар.

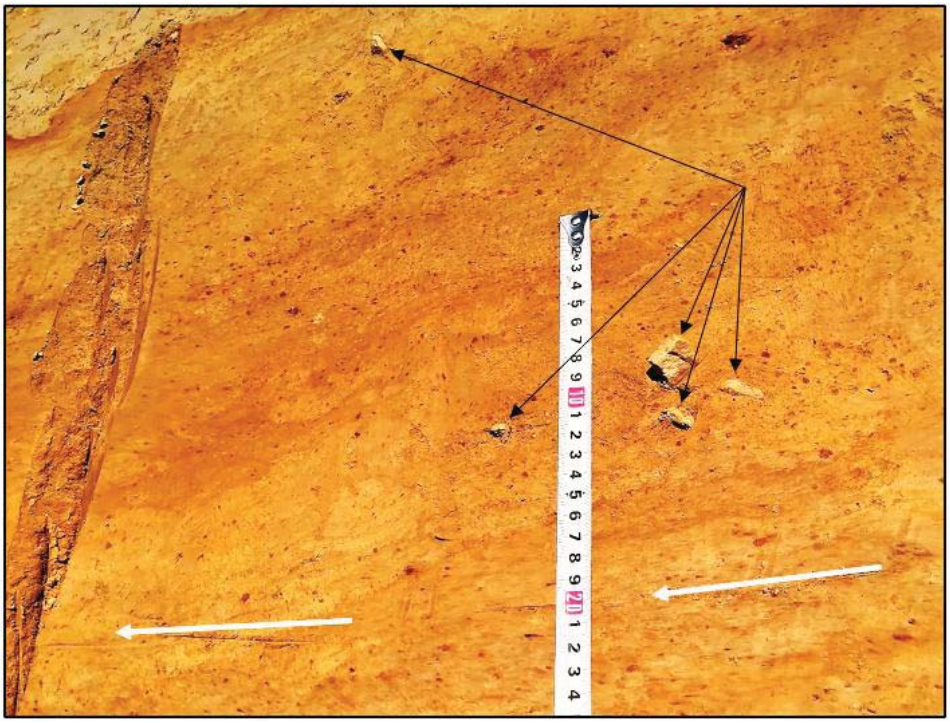


Рис. 4. Уламки карпатських порід у нижній частині верхнього глейового горизонту та його поступовий перехід у викопний ґрунт
(білими стрілками позначено положення невиразної верхньої межі ґрунту)
Fig. 4. The fragments of Carpathian rocks in the lower part of the upper gley horizon and its gradual transition to the fossil soil
(white arrows indicate the position of the upper boundaries of the soil)

Потужність глейового горизонту змінюється від 2,35 м на центральному відрізку стінки до 2,95 м у її західній частині, де горизонт поступово “зрізається” схилом. Перехід до викопного ґрунту четвертого шару, зазвичай, поступовий і проявляється за сукупністю кількох ознак (з’являється оструктуреність, не властива глейовому горизонту, забарвлення стає мозаїчнішим і менш сизуватим/сизим, збільшується макропористість породи, зростає концентрація Fe-Mn стяжінь). Контакт шарів місцями підкреслений смужкою озалізнення. Але частіше інтенсивне епігенетичне оглеєння та озалізнення їхньої приконтактної області призводить до утворення візуально дуже виразної хвилястої межі, яка не відповідає первинному контакту шарів, приуроченому до покрівлі похованого ґрунту.

Хвиляста смугастість шару, властива різним інтервалам його вертикального розрізу (див. рис. 3), є наслідком міграції речовини, стимульованої глейовим процесом.

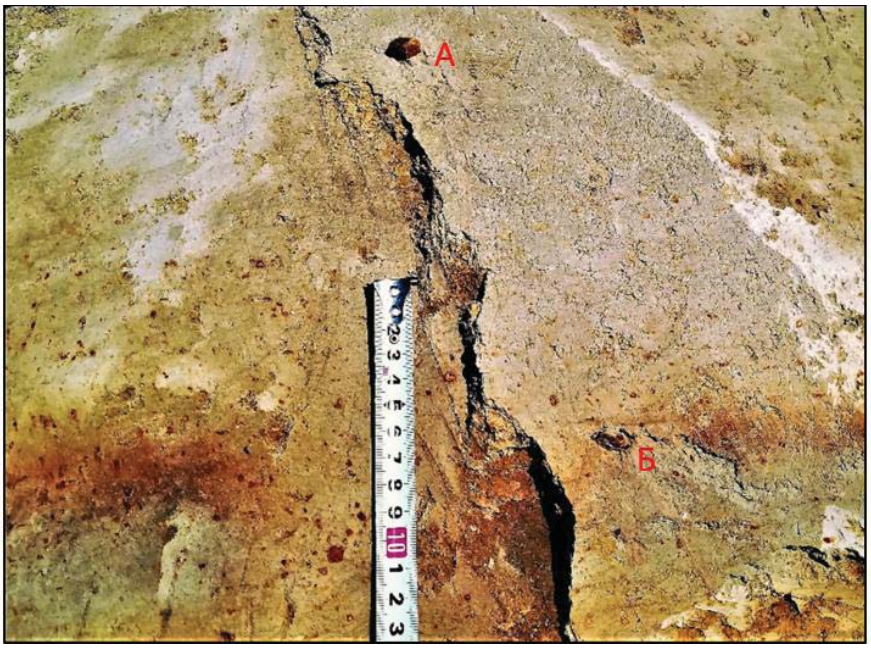


Рис. 5. Уламки карпатських порід у нижній частині верхнього глейового горизонту (А) та біля його межі з викопним ґрунтом (Б). Фрагмент розчистки, зображеної на рис. 6, *а*.
Fig. 5. The fragments of Carpathian rocks in the lower part of the upper gley horizon (A) and near its boundary with fossil soil (B). The fragment of the cut which is depicted in Fig. 6, *a*.

4. Комплекс із трьох викопних ґрунтів (7,1–12,1 м). Два верхні *викопні ґрунти* (ВГ) комплексу фактично утворюють ґрунтову світу, яку розділити на окремі ґрунти без закладання масштабних розчисток буває проблематично, і у морфолого-генетичному плані вони подібні. Їх визначено як зрілі ґрунти буроземного типу (бурі лісові) зі слабко диференційованим профілем. До групи буроземних ґрунтів можна зачислити і менш гідроморфну відміну порівняно слабко розвиненого нижнього ВГ. Останній відокремлений від світи верхніх ґрунтів малопотужним (до 0,5–0,6 м) шаром більш чи менш оглеєних суглинків, місцями виразно смугастих. Потужність ґрунтового комплексу сягає 5,0 м.

***Верхній ВГ* (*підгоризонт 4.1*)** має помітні ознаки текстурної диференціації ґрунтового профілю, у його верхній частині місцями видно присипку SiO_2. Гумусово-елювіальний горизонт (0–25 см) ВГ, зазвичай, вирізняється великою кількістю залізистих і залізисто-манганових стяжінь. Ілювіальний горизонт жовтувато- й іржаво-бурий, без виразної верхньої межі (рис. 6, *а*), глинистий, горіхувато-зернистої структури, з розвиненою міжагрегатною макропористістю; для горизонту властиві темно-бурі залізисто-глинисті кутани та субвертикальні білястосизі та сірі прожилки. Материнська ілювійована порода вгорі (110–140 см) темно-бура, з сизими та іржаво-бурими плямами, глиниста, горіхувато-

брилуватої структури, містить глинисті натьоки на стінках тріщин. Низ материнського горизонту, представлений слабко оструктуреними та безструктурними суглинками (140–165 см), має мозаїчне сизувато-буре забарвлення з крупними сизими плямами. Зазначені макроскопічні ознаки ВГ засвідчують його приналежність до групи підзолисто-буроземних глеюватих ґрунтів.

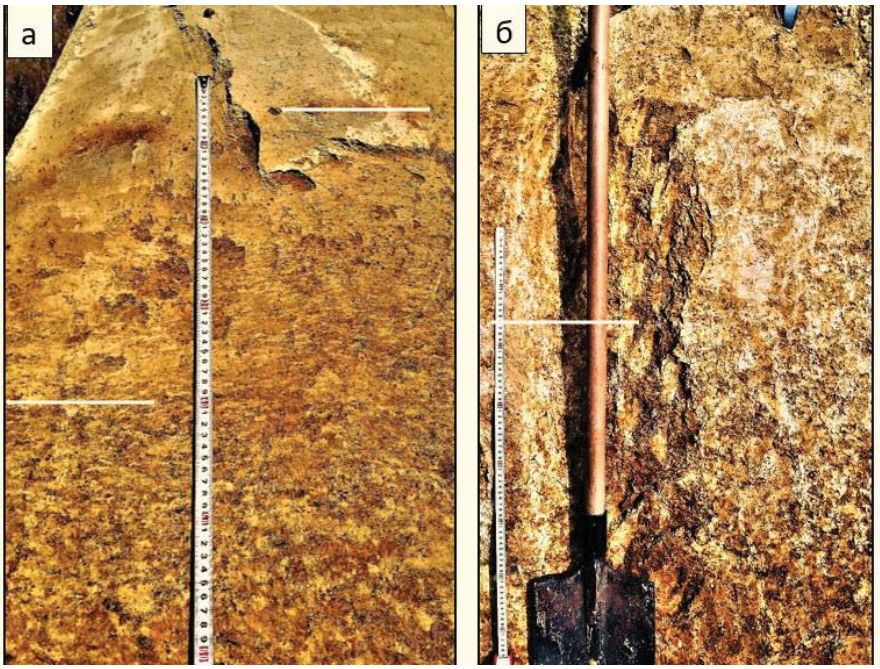


Рис. 6. Верхня частина верхнього викопного ґрунту (підгоризонту 4.1): *а* – порівняно слабко оглеєного; *б* – порівняно сильно оглеєного (білими стрілками позначено положення верхньої межі ґрунту та його ілювіального горизонту)
Fig. 6. Upper part of the upper fossil soil (subhorizon 4.1): *a* – relatively weak gleyed; *б* – relatively strongly gleyed (white arrows indicate the position of the upper boundary of the soil and its illuvial horizon)

У кар'єрі Солонське 2 верхній ВГ найліпше відслонений з-поміж усіх інших ґрунтів комплексу. Завдяки закладанню у західній і центральній частинах головної стінки кар'єру багатьох розчисток з'ясовано, що вигляд цього ВГ на різних ділянках відслонення різний (див. рис. 6) і визначається насамперед рівнем його син- і/чи постпедогенного оглеєння та озалізнення. Зокрема, існує певний зв'язок між рівнем оглеєння ВГ та виразність диференціації його ґрунтового профілю – на ділянках порівняно значного оглеєння та постпедогенної окислювальної сегрегації особливо виразно виокремлюється верхній, гумусово-елювіальний горизонт, насичений залізисто-мангановими стяжіннями. Верхня частина (до глибини 0,4 м) ВГ у таких місцях порівняно слабко агрегована, місцями смугаста – як і низ покривного глейового горизонту, містить присипку SiO_2; в ілювіальному горизонті з'являються сизувато-білясті вертикальні прожилки, обмежені смужками озалізнення, і він набуває

строкатого, мармуроподібного забарвлення (див. рис. 6,*б)*. Характерно, що простягання смужок оглеєння й озалізнення у смугастому різновиді ґрунту змінюється із субгоризонтального у його гумусово-елювіальному горизонті до субвертикального в ілювіальному. Місцями (рис. 7) найпомітніші глейові прошарки верхньої частини ґрунтового профілю безпосередньо змикаються із субвертикальними прожилками його ілювіального горизонту. Нормальна будова ґрунтового профілю в таких місцях порушена постпедогенною дефлюкцією (повільною соліфлюкцією).

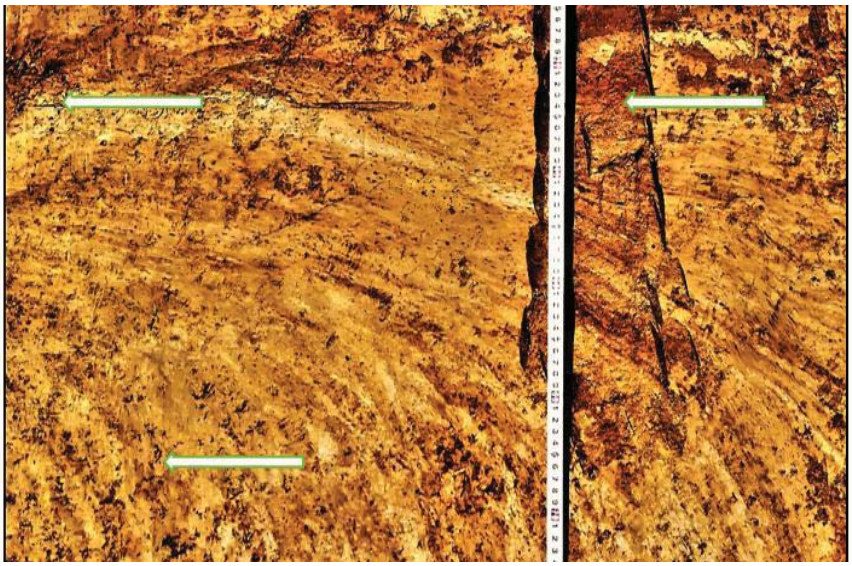


Рис. 7. Верхня частина верхнього викопного ґрунту, порушена внаслідок постпедогенної дефлюкції (білими стрілками позначено положення верхньої межі ґрунту та його ілювіального горизонту)
Fig. 7. The upper part of the upper fossil soil, dislocated as a result of postpedogenic defluction (white arrows indicate the position of the upper boundary of the soil and its illuvial horizon)

У верхній і середній частинах ґрунтового профілю трапляються уламки карпатських порід.

***Середній ВГ* (*підгоризонт 4.2*)** схожий до попереднього, але не має ознак опідзолення. Його приповерхнева частина (слабко виражений гумусово-елювіальний горизонт) також буває смугастою; смуги місцями утворюють концентрично-овальні форми складної конфігурації. Для середини й низу ґрунтового профілю характерні виразні білясто-сизуваті прожилки (зони оглеєння та відбілювання), обмежені іржаво-бурими смужками (зонами залізоглинистого насичення), менш помітними на жовтувато-бурому тлі ВГ (рис. 8).

Такі специфічні, з огляду на особливу виразність, утворення цього ґрунту засвідчують інтенсивне перенесення оксидів заліза і глинистих мінералів уздовж тріщин. Останні бувають нахиленими та субвертикальними. Обидва типи тріщин розпочинаються в межах ВГ безпосередньо біля верхньої межі його ілювіального горизонту.

Потужність ВГ сягає 1,7 м.

***Нижній ВГ* (*підгоризонт 4.4*)** розкритий у двох розчистках, зроблених у центральній частині відслонення Солонське 2. Попри близьку відстань між ними (близько 60 м) і більш-менш однакову потужність ґрунтового профілю (1,2–1,4 м), його вигляд у різних розчистках різний. Це засвідчує значну просторову неоднорідність давнього ґрунтового покриву.

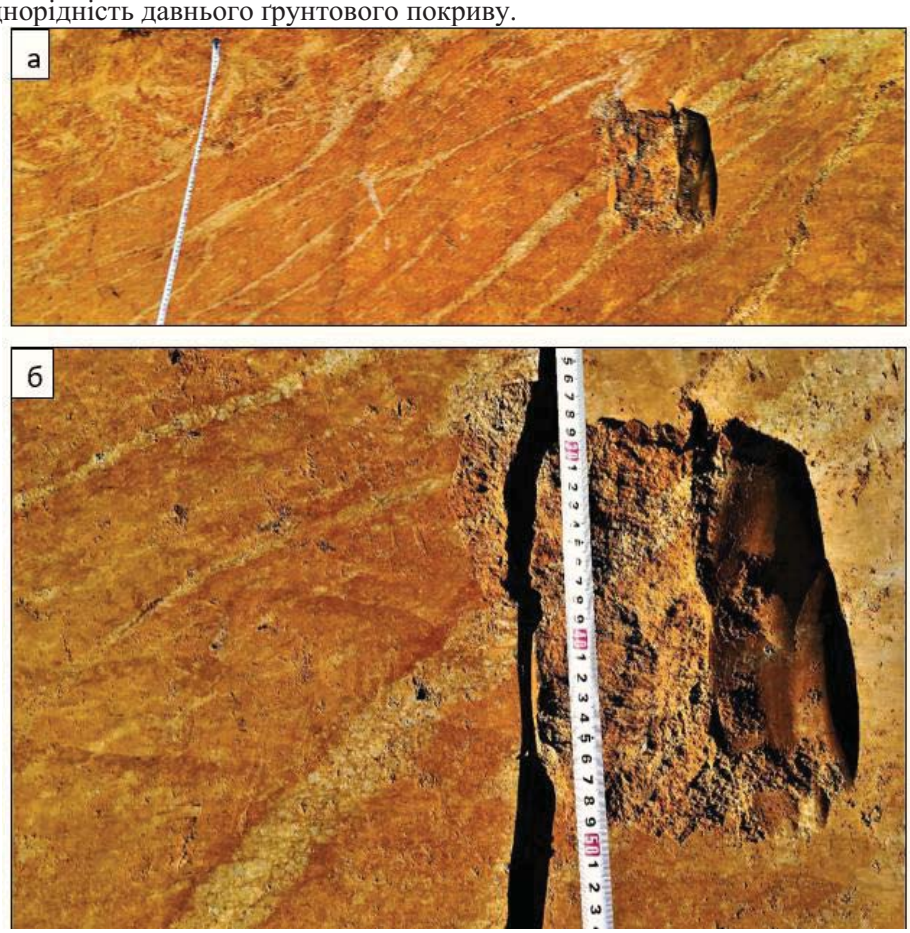


Рис. 8. Глейові прожилки в середній частині середнього викопного ґрунту (підгоризонту 4.2): розчистка (*а*) та її фрагмент (*б*)
Fig. 8. Gley veins in the middle part of the middle fossil soil (subhorizon 4.2): clearing (*a*) and its fragment (*b*)

У західній розчистці цього відслонення, розміщеній біля брівки сучасного схилу долини, ґрунт сильно оглеєний та озалізнений і поступово переходить у покривний підгоризонт 4.3. У межах його невиразно розчленованого профілю можна виокремити такі морфолого-генетичні горизонти:

- Hgl (0–30 см) – сизувато-бурий і темно-бурий із сизими плямами, сильно озалізнений, вологий, глинистий, щільний, брилувато-зернистої структури; характерні сизі плями сполук Fe_2^+ та іржаво-бурі Fe-Mn бобовини;
- PhGl (30–85 см) – мармуроподібного забарвлення з крупними натіками й плямами іржаво-бурого озалізнення у верхній частині, внизу здебільшого сизува-

тий, з іржаво-бурими плівками на стінках структурних агрегатів, вологий, глинистий; грудкувато-зернистої структури;

- GL (85–130 см) – сизий глей з нестійкими крупними агрегатами плитчастої форми, щільний, тугопластичний.

Ґрунт визначено як *лучно-болотний залізистий.*

У східній розчистці цей ВГ порівняно слабко оглеєний, із виразною покрівлею, яка різко відділена від плямисто-смугастого підгоризонту 4.3 і плікативно деформована разом з його різнобарвними оглеєними й озалізненими суглинками (рис. 9). Потужність підгоризонту 4.3 сягає тут 0,45 м і більше. У його межах поблизу розчистки наявні крупні включення-плями сильно оглеєних (сизих) суглинків, які, згідно з описом авторів праці (Богуцький та ін., 2016) нагадують плями-медальйони. Подібні за формою кулясті включення більш-менш однорідних суглинків у переважно смугастому підгоризонті 4.3 мають і сизувато-палевий колір (див. рис. 9). Сам ВГ у цьому місці відслонення схожий на ґрунт буроземного типу і принципово подібний до двох пізніше утворених ВГ четвертого шару. Лише його потужність (1,2–1,3 м) значно менша.

5. Нижній горизонт оглеєних лесоподібних суглинків (12,1–14,4 м) – суглинки жовто-бурі та буруваті, із сизуватими розводами та плямами оглеєння різної величини, злиті, важкі, з численними чорними примазками і залізисто-мангановими стяжіннями.

Шар розбитий крупними вертикальними тріщинами, стінки яких вкриті дендритами чорного кольору. Через погані фільтраційні властивості він вирізняється також як найбільш зволожена товща верхньої частини розрізу головної стінки кар'єру Солонське 2.

Потужність горизонту у розрізі Солонське 2 коливається від 2,0 до 2,3 м. У розрізі Солонське 3 його товщина становить близько 2,1 м. Перехід до нижнього шару виразний і чіткий за забарвленням.

Рис. 9. Верхня частина нижнього викопного ґрунту (підгоризонту 4.4) і його контакт із підгоризонтом 4.3
Fig. 9. Upper part of the lower fossil soil (of the subhorizon 4.4) and its contact with the subhorizon 4.3

6. **Середній глейовий горизонт** (14,4–17,3 м) – суглинки різнобарвні із перевагою сизого, сизувато-сірого та палево-сизуватого кольору, головно важкі, різною мірою оглеєні та озалізнені. Характерні виразні смуги епігенетичного озалізнення (рис. 10) й утворені ними плікативні псевдодеформації (псевдоструктури), властиві також і верхньому глейовому горизонту (див. рис. 3, *а*). Подекуди трапляються крупні форми типу кілець Лізеганга. Усі ці утворення є наслідком глеєвої міграції речовин.

Горизонт найліпше відслонений у центральній частині великого солонського кар'єру. Тут його можна поділити на три підгоризонти приблизно однакової товщини: верхній – порівняно слабко оглеєний і легкий за гранулометричним складом; середній – суцільний важкосуглинистий чи глинистий тугопластичний глей, здебільшого сизого кольору; нижній – складений із сизувато-сірого та сірувато-сизого тугопластичного глею. Щоправда, розмежувати два нижні шари місцями буває проблематично[2].

У цьому ж кар'єрі поблизу покрівлі (до глибини 0,7 м) глейового горизонту подекуди спостерігається виразна шаруватість суглинистих відкладів, зумовлена наявністю лінз і лінзоподібних прошарків крупного пилу та тонкозернистого піску (рис. 11). В усіх місцях її прояву фіксовано дрібну складчастість або осібно розміщені форми антиклінального типу, здебільшого шатроподібні.

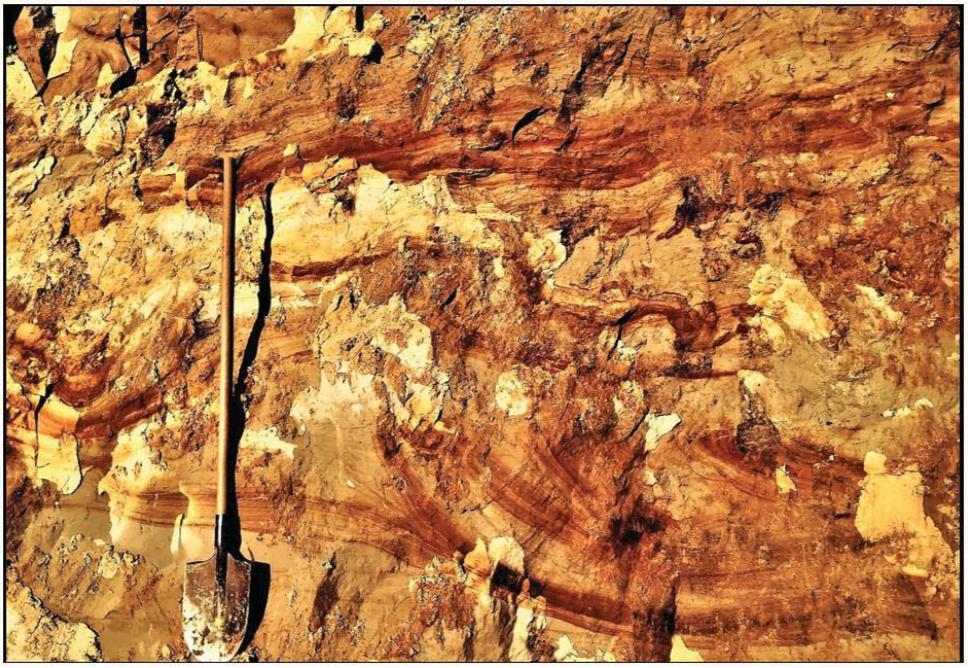


Рис. 10. Смуги озалізнення в середньому глейовому горизонті
Fig. 10. Strips enriched of iron compounds in the middle gley horizon

[2] Відслонена поверхня горизонту під впливом атмосферного повітря поступово змінює своє забарвлення і з часом стає оливковою (на зволожених ділянках відслонення) або сизувато-білястою (в сухіших місцях).

Рис. 11. Шаруваті суглинки у верхній частині середнього глейового горизонту
Fig. 11. Laminated loams in the upper part of the middle gley horizon

У нижній частині горизонту – на рівні близько 0,4 м від його основи – знайдено один частково обкатаний уламок (кременистий алевроліт сірого кольору), довжина довгої осі якого становила приблизно 7 см.

В центральній частині великого солонського кар'єру нижній контакт горизонту макрохвилястий, із довжиною "півхвиль" у кілька десятків метрів. Через хвилястість підошви шару його потужність у різних місцях цієї частини відслонення різна і змінюється від близько 2,8 м до 4,5 м.

У розрізі Солонське 3 горизонт принципово подібний і має порівняно незначну товщину (2,75–2,80 м); він теж сизувато-сірий у нижній частині.

Перехід до нижнього шару здебільшого чіткий.

7. Сірий глейовий ґрунт (17,3–18,6 м). Ґрунт помітно відрізняється від інших ВГ солонських розрізів завдяки специфічному сірому забарвленню верхньої частини ґрунтового профілю й наявності темно-сірого, майже чорного прошарку, що фактично фіксує його верхню межу (рис. 12). Він вирізняється також стабільністю ознак відновлювального глейового гідроморфізму, яка не властива для інших ВГ.

Зауважено, що прошарок темно-сірого кольору, приурочений до покрівлі ВГ, слабко розвинений або й відсутній в центральних частинах давніх піднять. У межах останніх власне і сам ВГ порівняно слабко розвинений. Підмічено також, що у місцях найліпшого розвитку темний прошарок має виразні межі і синій відблиск на гладкій поверхні розчистки, а безпосередньо під ним, зазвичай, добре видно смужку білуватого кольору, збагачену на присипку SiO_2. Вміст гумусу у прошарку сягає 1,2 %; його потужність, зазвичай, не перевищує 5–6 см. Глиниста маса прошарку після висихання набуває бурого забарвлення.

Зазначене дає підстави вважати, що формування темного прогумусованого прошарку зумовлене нагромадженням рослинних залишків на поверхні ґрунту (особливість ґрунтоутворення, характерна для лісових і заболочених ґрунтів), тому сам прошарок слід розглядати як органогенний, ймовірно, торф'янисто-перегнійний горизонт ВГ.

У розрізі Солонське 3 під прогумусованим прошарком темно-сірого кольору визначено чотири горизонти ВГ, генетична інтерпретація яких видається наразі проблематичною:

1. HegI (0–12, місцями до 15 см) – сизувато-сірий зі слабким бурим відтінком, з численними білястими плямами кремнезему, розміри й концентрація яких зменшуються із глибиною, супіщано-суглинистий, слабко оструктурений і безструктурний. У верхній частині шару трапляються гнізда кремнезему. Перехід донизу помітний і поступовий;

Рис. 12. Кріогенні деформації при контакті середнього глейового горизонту та сірого глейового ґрунту у розрізі Солонське 3
Fig. 12. Cryogenic deformations on the contact of the middle gley horizon and gray gley soil in the section Solonske 3

2. HPgl/Gl (12–35 см) – ліпше агрегований важкий суглинок, світліше забарвлений у верхній частині шару; характерні плями (структурні окремості) білясто-сизуватого кольору, а також розводи та плями іржаво-бурого озалізнення. Перехід поступовий;

3. PhGI (35–60 см) – слабко оструктурений сірувато-сизий суглинок з зернами сизого кольору, добре помітними на тлі поверхні структурних окремостей сизувато- та бурувато-сірого забарвлення; трапляються розводи та плями озалізнення, перехід поступовий;

4. PGI (60–85 см і глибше) – світліше забарвлений суглинок, щільніший і гірше оструктурений (структура головно пластинчаста), порівняно з попереднім шаром. Бурий відтінок, властивий розміщеним вище шарам, відсутній.

У нижній частині ґрунтового профілю на гладкій поверхні розчистки видно текстури, найімовірніше, кріогенного типу, розміщені в певній послідовності – від комірчастої у горизонті 3 до сітчастої та неповносітчастої в розкритому інтервалі нижнього горизонту. Аналогічні текстурні утворення у нижній частині цього ж ВГ можна бачити і в головному кар'єрі (розріз Солонське 2), де їхня наявність засвідчена раніше (Богуцький та ін., 2016). Зазначимо, що схожі текстури – від сітчастої до шаруватої – виявлено в різних інтервалах нижнього ВГ тричленного ґрунтового комплексу (рис. 13).

У розрізі Солонське 2 профіль глейового ВГ на ділянці його найліпшого розвитку принципово подібний. Без урахування торф'янисто-перегнійного горизонту у його межах можна виокремити три головні шари:

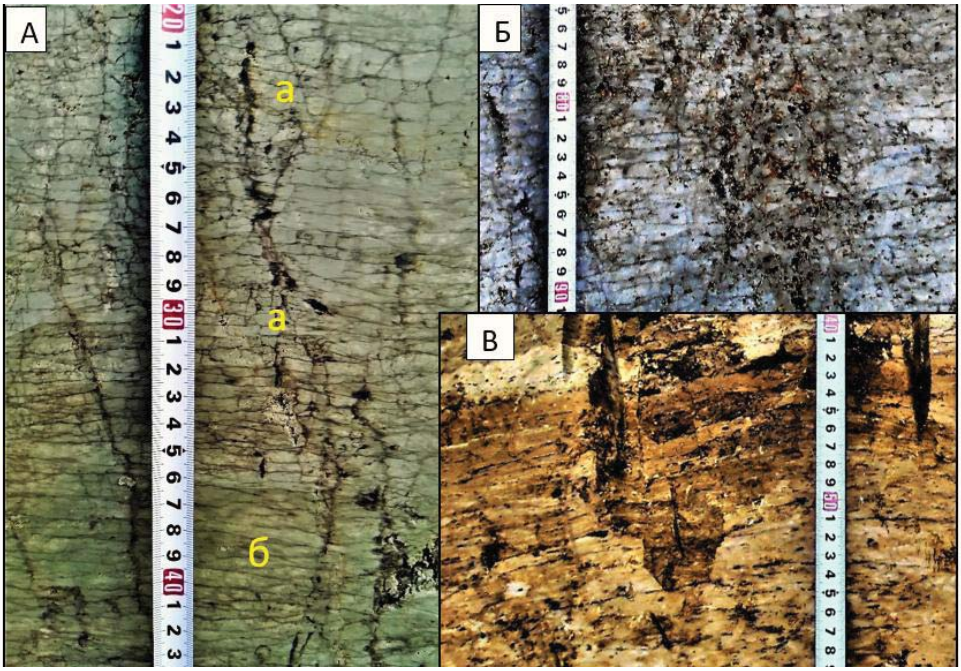


Рис. 13. Посткріогенні текстури у ВГ розрізу Солонське 2: А – неповносітчаста (а) і сітчасто-шарувата до шаруватої (б) у нижній частині сірого глейового ґрунту; Б – сітчасто-шарувата в середній частині нижнього викопного ґрунту (підгоризонту 4.4) у його гідроморфній фації; В – шарувата при покрівлі нижнього викопного ґрунту у його автоморфній фації

Fig. 13. Post-cryogenic textures in the paleosols of the section Solonske 2: A – in the lower part of gray gley soil; B – in the middle part of the lower fossil soil (subhorizon 4.4) in its hydromorphic facia; C – near the upper limit of the lower fossil soil in its automorphic facia

- Hgl товщиною від 20 см до 30–35 см (значні коливання товщини пов'язані з деформованістю верхньої частини ВГ) – сизувато-сірий у вологому стані і білясто-сірий у сухому, місцями зі слабким бурим відтінком, слабко

оструктурений і безструктурний, зі світлими зернами оглеєння, наявність яких зумовлює комірчасту текстуру породи, виразнішу у нижній частині шару;

- HPgl,Gl (20/35–60/70 см) – у верхній частині плямисто забарвлений з численними плямами (зернами) сизуватого кольору на сірому та бурувато-сірому тлі; у нижній частині шару оглеєні структурні окремості починають творити його тло; характерні тонкі переривчасті смужки іржавого озалізнення, виразно проявлені комірчаста (верх) та сітчаста (низ) текстури;

- PhGl (60/70–110/120 см) – сизуватий, із сизувато-сірими горизонтальними та вертикальними прожилками, щільність яких із глибиною поступово спадає; сітчаста текстура верхньої частини шару поступово "розріджується" і переходить у сітчасто-шарувату.

Ґрунт визначено як *опідзолений мерзлотно-глейовий.*

Прогумусований прошарок темно-сірого кольору в обох розрізах зазвичай плікативно деформований разом із низом сизувато-сірого шару середнього глейового горизонту і верхньою частиною власне ВГ; типові плавні деформовані з амплітудою до 0,25 м і довжиною "хвиль" до 1,0 м, але трапляються і вдвічі більші. Завдяки колірній контрастності цього прошарку місцями виразно проявляються морфологічно складніші зім'яття, схожі на кріотурбації (див. рис. 12). Їхнє утворення відбулось під час захоронення ВГ. Згідно з описом авторів праці (Богуцький та ін., 2016), на цьому ж стратиграфічному рівні у розрізі Солонське 2 широко розвинені крупні структури типу плям-медальйонів.

8. Нижній глейовий горизонт (18,6–25,1 м і більше) – суглинки переважно сильно оглеєні, сизі, сірувато- та зеленувато-сизі і сизуваті, зі смугами та плямами більш і менш інтенсивного озалізнення. Трапляються лінзи і прошарки, збагачені манганом. Суглинки здебільшого тугопластичні й важкі, близькі до глини.

У верхній і нижній частинах шару, а також безпосередньо біля його основи наявні підгоризонти піскуватих відкладів, явно та приховано шаруватих. Верхній підгоризонт таких відкладів виявлено в центральній частині палеопідняття, яке унаочнене порівняно високим положенням сірого ВГ. Він залягає на глибині до 2,0–2,5 м від верхньої межі горизонту. Потужність підгоризонту близько 0,4 м. Його представляють сірувато-сизі суглинки з лінзами та лінзоподібними прошарками світло-сірого тонкозернистого піску потужністю до 1 см.

Середній підгоризонт піскуватих відкладів невиразно шаруватий і озалізнений, має порівняно значну товщину (близько 0,6 м). Його покрівля розміщена на висоті близько 2,5 м над підошвою шару. В середній частині підгоризонту, безпосередньо над чорною смужкою оксиду мангану, наявний прошарок тонкозернистого мулистого піску. Зауважено, що нижче цього підгоризонту оглеєний суглинок крихкий, а над ним – звичайний, тугопластичний.

Нижній піскуватий підгоризонт (фактично, сильно озалізнений і зцементований тонкий прошарок потужністю до 10 см) приурочений до підошви шару – контакту товщі суглинисто-глинистих відкладів і підстильного галечникового горизонту (рис. 14).

У нижній частині горизонту – в інтервалі до 0,5 м від його основи – трапляються поодинокі включення дрібної гальки та гравію. Їхня кількість помітно збільшується з наближенням до підошви шару.

Видима потужність глейового горизонту в центральній частині розрізу Солонське 2 сягає 6,5 м. Дійсна потужність шару, визначена шляхом зіставлення цієї частини розрізу із крайнім західним відслоненням у кар'єрі, в якому розкрито його контакт із відкладами галечникового горизонту, близька до 7,5 м.

У разі такого визначення максимальної товщини горизонту потужність надгалечникового покриву тераси у зведеному розрізі відслонення Солонське 2 становитиме близько 26 м.

9. Галечниковий горизонт тераси розкритий у західній частині відслонення Солонське 2 поблизу дороги від кар'єру до цегельного заводу. Верхню половину його розрізу потужністю близько 2 м формує товща піщано-гравійно-галькових руслових відкладів з лінзою піску у середній частині. Нижче залягає валунний галечник, видима потужність якого перевищує 1,4 м. Крупні уламки галечнику представлені породами флішової формації Карпат.

Інтерпретація розрізу та обговорення головних результатів дослідження. Дискусійні питання, пов'язані з предметом дослідження, згрупуємо у три блоки.

Рис. 14. Контакт заплавних (оглеєні та озалізнені суглинки, пилуваті піски) і руслових (гравійно-галечник) відкладів у розрізі Солонське 2
Fig. 14. Contact of the floodplain deposits (loam, gleyed and enriched of iron compounds, silty sands) and channel (gravel) deposits in the section Solonske 2

1. Генетична інтерпретація покривних (надгалечникових) відкладів та умови їхнього нагромадження. Беручи до уваги залягання плейстоценових шарів (гор. 2–5) так званої лесово-ґрунтової серії зведеного розрізу солонської тераси та їхнє співвідношення із рельєфом земної поверхні, а також літологічні особливості відкладів цієї серії (зокрема, безкарбонатність і щільність порід так званих лесових горизонтів, їхній важкий гранулометричний склад), не властиві для покривних відкладів Придністер'я еолового та еолово-делювіального генезису, можна передбачати, що зазначені вище шари складені річковим

алювієм, нагромадженим в умовах заплави. Цей здогад підтверджують численні включення крупних уламків карпатських порід, виявлені у нижній частині (гор. 3) верхнього ярусу "лесу" та в верхньому ВГ розрізу Солонське 2, вододільне положення якого унеможливлює привнесення цих уламків в середовище нагромадження дрібно- й тонкозернистих осадів схиловими чи пролювіальними процесами, а також і відповідне походження відкладів, що вміщують крупноуламковий матеріал. Останній трапляється також і в нижніх суглинисто-глинистих шарах (гор. 6 і 8), які, як і яруси суглинистих відкладів, що стали основою для формування ґрунтів так званої лесово-ґрунтової серії головного солонського розрізу, слід розглядати як алювіальні утворення.

Зазначимо, що включення крупних уламків карпатських порід у різних інтервалах розрізу верхньої (надгалечникової) товщі терасових відкладів притаманні вододільним розрізам різновікових плейстоценових терас різних підрайонів Придністер'я та Передкарпатської алювіальної рівнини (Гнатюк, 2017), але у межах великого солонського відслонення вони трапляються значно частіше, ніж у товщі імовірно річкових надгалечникових відкладів інших відомих відслонень (Дубрівка, Загвіздя, Галич), що містять значну кількість похованих ґрунтів і сприймаються як опорні розрізи плейстоцену Передкарпаття (Гляціал і перигляціал …, 2011; Lessy i paleolit …, 2002). Ця обставина підносить науково-пізнавальне значення великого солонського розрізу.

Є вагомі підстави вважати, що нагромадження відкладів усіх або майже усіх ярусів покривної товщі солонських розрізів (кожен ярус увінчує ґрунт, який долучаємо до його складу) відбувалось у порівняно суворих кліматичних умовах, які були достатньо холодними для розвитку процесів і форм, властивих перигляціальному літо- і морфогенезу. Зокрема, верхня частина найнижчого надгалечникового ярусу має ознаки, характерні для місцевих терасових ярусів перигляціального та субперигляціального типу (Гнатюк, 2012): хвилястість покрівлі ярусу, пов'язану з утворенням локальних еолових піднять на поверхні заплави; підвищену піскуватість його розрізу, зумовлену наявністю піщаних прошарків і лінз еолового та річкового походження; виразну шаруватість відкладів ярусу чи окремих інтервалів його розрізу, пов'язану із наявністю цих же утворень.

Відклади наступного ярусу покривної товщі разом із верхньою частиною підстильного ВГ (гор. 7) зім'яті у пологі складки інволютного типу; на цьому ж рівні трапляються значно контрастніші зім'яття, схожі на кріотурбації. Плавні плікативні деформації зафіксовано також у вище розміщених інтервалах солонських розрізів, зокрема поблизу контакту підгоризонтів 4.4 і 4.3.

Утім у розрізах відсутні безсумнівні кріогенні деформації розривного (структурного) типу, особливо важливі для реконструкцій геокріологічних і палеокліматичних умов. Зазначимо також, що нема підстав для розгляду плямисто-смугастих шарів, що приурочені, зазвичай, до нижніх інтервалів ярусів, розміщених безпосередньо над ВГ, зокрема так званої надкоршівської соліфлюкційної пачки, як соліфлюкційних утворень. Не погоджуємось і з тим, що верхні горизонти цих ВГ були перевідкладені чи знищені соліфлюкцією (Богуцький та ін., 2016). Утворення різнобарвних форм, схожих на плями-медальйони (див. рис. 4 у зазначеній вище праці), ми схильні пов'язувати із міграцією речовини, стимульованою глейовим процесом.

2. Умови утворення глейових горизонтів і ВГ та їхнє

хроностратиграфічне значення. Малопотужні глейові горизонти, визначені авторами статті (Богуцький та ін., 2016) у верхній частині ґрунтово-лесової серії (гор. 2 і 3 нашого зведеного розрізу) й інтерпретовані як *поховані діяльні шари*, не творять витриманих за простяганням прошарків й не мають стратиграфічного значення (винятком може бути верхній глейовий прошарок, фіксований на глибині 1,6–2,5 м, який, імовірно, відповідає фраджипену денного ґрунту). Важливішими для стратифікації солонських розрізів є потужні глейові шари (гор. 3 і 6 нашого опису), приурочені до нижніх частин міжґрунтових суглинистих товщ. Утім навряд чи можна вважати, що ці шари відображають якісь палеогеографічні етапи (наприклад, етапи гумідизації клімату) і є повноцінними стратиграфічними виділами. Беручи до уваги принципову подібність обох шарів, виразну хвилястість позірної нижньої межі верхнього глейового горизонту, її явно вторинний (накладений) характер, а також значну неоднорідність у рівні оглеєння суглинків цього шару – аж до наявності крупних включень майже не оглеєних лесоподібних порід (див. рис. 4), які місцями займають значну частину його розрізу, можна передбачати, що глейові горизонти, утворені внаслідок перезволоження відповідних інтервалів покривної товщі ґрунтовими водами і нині фіксують положення її реліктових водоносних шарів. Отже, ці горизонти розрізу можуть мати суто епігенетичне (постседиментаційне) походження. Утім їхнє утворення могло відбуватись лише у певні палеогеографічні етапи, сприятливі для формування чи значного підняття верхнього горизонту підземних вод. Такі етапи могли бути зумовлені піднесенням днищ річкових долин у разі виповнення раніше утворених ерозійних врізів і/чи зволоженням клімату під час формування відповідного ярусу покривної товщі тераси або й пізніше. Отож питання щодо хроностратиграфічного значення двох зазначених вище шарів залишається все ще відкритим.

Утворення нижнього глейового горизонту покривної товщі тераси розпочалось мабуть ще на завершальному етапі першого (найдавнішого) ерозійно-акумулятивного циклу в умовах формування заплави і продовжувалось пізніше, зокрема, під час утворення середнього глейового горизонту (обидва горизонти фактично творять одну потужну товщу сильно оглеєних суглинистих відкладів, у верхній половині якої наявний похований глейовий ґрунт).

Стратиграфічний ранг похованих ґрунтів вивчених солонських розрізів різний. Два верхні ВГ (підгор. 4.1, 4.2) зведеного розрізу, з огляду на значну потужність ґрунтового профілю, близьку до потужності сучасного ґрунту, та його морфологічні ознаки, слід розглядати як утворення міжльодовикового типу. Натомість два нижні ВГ (підгор. 4.4 і гор. 6) з їхнім значно коротшим профілем та ознаками посткріогенних текстур у різних інтервалах їхнього розрізу можна доволі впевнено зачислити до інтерстадіальних утворень. Характерно, що верхні частини цих ґрунтів зазнали виразно проявленого зім’яття на початкових етапах їхнього поховання. Щодо деформацій дефлюкційного генезису, які локально проявлені у верхній частині ВГ гор. 4 (див. рис. 7), то вони разом із ознаками її епігенетичного оглеєння можуть засвідчувати перезволоження ґрунту, спричинене погіршенням кліматичних умов безпосередньо перед його похованням.

Зазначені висновки щодо умов формування ВГ та їхньої стратиграфічної зна-

чимості не узгоджені із результатами вивчення солонських розрізів, опублікованими раніше. Особливо значні розбіжності між нашою інтерпретацією та інтерпретацією М. Веклича (Веклич, 1982), який два верхні ВГ буроземного типу зіставив із витачівським палеогеографічним етапом (фактично, інтерстадіалом), а нижній, мерзотно-глейовий (?) ВГ вивчених нами розрізів, відніс до прилуцької міжльодовикової епохи.

3. Стратиграфія покривної (надгалечникової) частини розрізу. Вік тераси. Стратиграфічне розчленування покривної товщі солонських розрізів, здійснене попередніми дослідниками (Богуцький та ін., 2016; Веклич, 1982), попри однакову вихідну позицію у питанні походження відкладів так званої ґрунтово-лесової серії, виявилось суттєво різним. Фактично, жодний із легко впізнаваних спільних (одновікових) "ґрунтових" і "міжґрунтових" шарів, виокремлених у вивчених ними відслоненнях (Солонське 1 і Солонське 2), не отримав однакової чи навіть близької хроностратиграфічної інтерпретації.

За результатами наших досліджень, у покривній товщі солонської тераси під денним ґрунтом доцільно виокремити принаймні вісім шарів, що мають хроностратиграфічне значення. Верхній із них об'єднує 2-й і 3-й шари наведеного вище опису, 2-й і 3-й відповідають двом добре розвиненим ВГ міжльодовикового типу, 4-й – малопотужному "міжґрунтовому" підгор. 4.3, 5-й – верхньому ВГ міжстадіального типу (підгор. 4.4); 6-й хроностратиграфічний шар об'єднує два наступні шари зведеного розрізу – нижній горизонт оглеєних лесоподібних суглинків і середній глейовий горизонт; 7-й і 8-й шари відповідають однойменним шарам вивчених солонських відслонень. Як бачимо із переліку шарів, їхній стратиграфічний ранг різний.

Загалом, беручи до уваги висновки щодо палеокліматичних умов, у яких відбувалось нагромадження відкладів покривної товщі і формування та перетворення вміщених у ній ВГ, у доголоценовій частині її розрізу можна виокремити три стратиграфічні горизонти високого (льодовикового/міжльодовикового) рангу.

Нижній із цих шарів, утворений у льодовикову епоху, охоплює всю чи майже всю нижню частину покривної товщі до "міжґрунтового" підгор. 4.3 включно. Наступний – середній шар – відображає міжльодовикову епоху: йому відповідає світа добре розвинених ВГ буроземного типу (ґрунти коршівського викопного ґрунтового комплексу, згідно з описом авторів праці (Богуцький та ін., 2016)), утворених головно під час її термалів. Верхній горизонт високого стратиграфічного рангу об'єднує 2-й і 3-й шари описаного вище розрізу і представляє наступну льодовикову епоху (холодну стадію морської ізотопної шкали).

Вивчення солонської тераси – висотного положення її поверхні та будови покривної частини, імовірно її ж розрізів у басейні верхнього Дністра, – дає підстави вважати, що вона одновікова з терасою Стривігору–Дністра, будова якої розкрита в кар'єрі поблизу с. Дубрівка (Гляціал і перигляціал …, 2011). Важливо, що в цьому розрізі, принципово подібному до солонських відслонень, у стратиграфічній позиції, що відповідає "міжґрунтовому" підгор. 4.3 – наймолодшому підрозділу нижнього "льодовикового" горизонту покривної товщі солонської тераси, наявні окремо розміщені крупні уламки ератичних порід (у тому числі валуни довжиною понад 0,5 м), принесені, найімовірніше, з крижинами та брилами льоду, а, можливо, і справжні льодовикові та озерно-льодовикові

відклади, описані в публікаціях (Гляціал і перигляціал …, 2011; Łanczont et al., 2019). Ці включення засвідчують близьку чи безпосередню присутність скандинавського льодовика, окський вік якого в басейні Дністра вважають нині доведеним (Герасімов та ін., 2005; Krokhmal & Komar, 2018; Łanczont et al., 2019), на заключному етапі утворення нижнього алювіального (гляціо-алювіального) комплексу дубрівської тераси, а також і відповідний (окський, тилігульський, сан-2) вік нижнього "льодовикового" горизонту покривної товщі солонської тераси. Вік "міжльодовикового" середнього горизонту цієї ж товщі у разі такого визначення часу утворення її нижнього стратиграфічного горизонту (підгор. 4.3 і нижче) відповідно до кореляції палеогеографічних етапів четвертинного періоду України, Східної і Західної Європи (Просторово-часова кореляція …, 2009), буде ранньозавадівським-лихвинським-гольштейнським (11-та МІС), а верхнього – середньозавадівським (10-та МІС) .

Отже, згідно із результатами наших досліджень, утворення солонської тераси відбувалось під час трьох стадій морської ізотопної шкали – 12-ї, 11-ї і 10-ї. Якщо ж червоно-бурий лісовий ґрунт, визначений М. Векличем у розрізі Солонське 1, насправді існує і виявиться утворенням міжльодовикового типу, початок формування тераси слід зачислити до 13-ї МІС.

Відповідна тераса Галицького Придністер'я названа довгівською й віднесена до комплексу середніх терас (Гнатюк, 2012). У Молдовському Придністер'ї цю ж терасу віддавна називають варницькою (варніцкою) (Гнатюк, 2014; Чепалыга, 1986). Домінує уявлення (Гнатюк, 2014, табл. 2), яке, мабуть, не зовсім відповідає реальності (але до неї близьке), що тераса формувалась упродовж першої половини середнього неоплейстоцену.

Висновки та перспективи подальших досліджень. Розрізи плейстоценових відкладів у районі с. Солонське – типові відслонення добре збереженої покривної (надгалечникової) товщі порівняно високих терас пригірської частини Передкарпатської височини, складеної алювіальними суглинками та глинами. Тут, як і в інших типових розрізах місцевих терас, наявні лише алювіальні яруси лесоподібних та інших пилуватих порід, увінчані добре чи слабко розвиненими викопними ґрунтами. Важливо, що солонські розрізи представляють переконливі свідчення річкового походження відкладів цих ярусів і розкривають будову тераси, що має значне поширення у басейні верхнього Дністра і є порівняно легко впізнаваною з огляду на характерну будову товщі покривних (заплавних) відкладів.

Важливо також, що ці розрізи містять порівняно значну кількість похованих ґрунтів, у тому числі й доволі специфічний мерзлотно-глейовий ґрунт інтерстадіального типу. Завдяки цьому вони є стратиграфічно повнішими, ніж інші відомі відслонення цієї ж тераси, розміщені у Самбірському (Дубрівка, Торгановичі 1, 2) та Галицькому Придністер'ї (Довге). Зіставлення цих та інших розрізів із виділенням одновікових і різновікових алювіальних комплексів і, як наслідок, докладне обґрунтування віку солонської (дубрівської) тераси – завдання майбутніх досліджень і предмет окремої публікації чи публікацій.

Наразі зазначимо лише, що:

1) вивчення будови солонських розрізів не підтвердило нещодавно оприлюдненого уявлення про значно давніший, аніж це вважали раніше, ранньоплейстоценовий (донеоплейстоценовий) вік солонської тераси та необхідність

віднесення її до групи високих плейстоценових терас Українського Передкарпаття (рівня Лоєвої);

2) зведений солонський розріз не може бути опорним для стратиграфії нижнього-верхнього плейстоцену Передкарпаття, оскільки представляє невеликий стратиграфічний діапазон середньої частини середнього плейстоцену, у складі якого можна виокремити три або чотири стратиграфічні горизонти високого рангу, еквівалентні ярусам морської ізотопної шкали – 13-му (?), 12-му, 11-му і 10-му. Натомість він, як і інші багатоярусні розрізи "покривних товщ" порівняно давніх неоплейстоценових терас Українського Передкарпаття (Крукеничі, Дубрівка, Загвіздя, Галич та ін.), може бути опорним для вивчення кількох (двох-трьох) суміжних стратиграфічних горизонтів льодовикового та міжльодовикового рангу. Фактично, це один із найважливіших опорних розрізів солонської (дубрівської) тераси Верхнього Придністер'я.

СПИСОК ВИКОРИСТАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ

Адаменко А. Четвертичная палеогеография экосистемы Нижнего и Среднего Днестра / Адаменко А. В., Гольберт В. А., Осиюк Ж. Н. и др. – Киев : Феникс, 1996. – 200 с.

Богуцький А. Розріз Солонське і перспективи пізнання поверхні Лоєвої / А. Богуцький, А. Яцишин, Р. Дмитрук, О. Томенюк // Вісн. Львів. ун-ту. Серія геогр. – 2016. – Вип. 50. – С. 54–66.

Веклич М. Палеоэтапность и стратотипы почвенных формаций верхнего кайнозоя / М. Ф. Веклич – Киев : Наук. думка, 1982. – 202 с.

Герасімов Л. Державна геологічна карта України масштабу 1:200 000, аркуші М-34-XXIII (Пшемисль), М-34-XXIV (Дрогобич). Карпатська серія. Пояснювальна записка / Герасімов Л. С., Макарова І. В., Чалий С. В. та ін. – Київ : Держ. комітет природних ресурсів України, НАК Надра України, ДП Західукргеологія, Львівська геологорозвідувальна експедиція, 2005. – 133 с.

Гляціал і перигляціал Українського Передкарпаття: зб. наук. праць (до XVII укр.-пол. семінару. Самбір, 15–18 вересня 2011 р.) / за ред. А. Богуцького. – Львів: ВЦ ЛНУ імені Івана Франка, 2011. – 306 с.

Гнатюк Р. Десять позицій за річкове походження верхніх (супіщано-суглинистих) горизонтів плейстоценових терас Українського Передкарпаття та Середнього Придністер'я (частина 1) / Р. Гнатюк // Проблеми геоморфології і палеогеографії Українських Карпат і прилеглих територій: матеріали третього міжнар. семінару. – Львів : ВЦ ЛНУ ім. Івана Франка, 2008. – С. 111–127.

Гнатюк Р. Десять позицій за річкове походження верхніх (супіщано-суглинистих) горизонтів плейстоценових терас Українського Передкарпаття та Середнього Придністер'я (частина 3) / Р. Гнатюк // Проблеми геоморфології і палеогеографії Українських Карпат і прилеглих територій: зб. наук. праць. – Львів : ВЦ ЛНУ імені Івана Франка, 2012. – С. 203–218.

Гнатюк Р. Ще раз про покривні ґрунтово-лесові товщі на терасах Передкарпаття та Подільського Придністер'я та алювіальне походження лесів / Р. Гнатюк // Фізична географія та геоморфологія. – 2012. – Вип. 4 (68). – С. 187–193.

Гнатюк Р. Стан вивчення плейстоценових терас Середнього Придністер'я / Р. Гнатюк // Історія української географії. Всеукраїнський науково-теоретичний часопис. – 2014. – Вип. 29, 30. – С. 97–107.

Гнатюк Р. Десять позицій за річкове походження верхніх (супіщано-суглинистих) горизонтів плейстоценових терас Українського Передкарпаття та Середнього Придністер'я (частина 4) / Р. Гнатюк // Проблеми геоморфології і палеогеографії Українських Карпат і прилеглих територій: зб. наук. праць. – Львів : ВЦ ЛНУ ім. Івана Франка, 2017. – Вип. 01(07). – С. 85–101.

Демедюк Н. С. Антропогеновые отложения Украинских Карпат / Н. С. Демедюк // Антропогеновые отложения Украины. – Киев : Наукова думка, 1986. – С. 133–145.

Кравчук Я. С. Геоморфологія Передкарпаття / Я. С. Кравчук – Львів: Меркатор, 1999. – 188 с.

Паньків З. Дерново-підзолисті поверхнево-оглеєні ґрунти північно-західного Передкарпаття / З. П. Паньків, П.С. Позняк – Львів : Меркатор, 1998. – 132 с.

Польчина С. Гетерогенетичність профільно-диференційованих оглеєних ґрунтів Передкарпаття / С. М. Польчина // Наук. вісник Чернів. ун-ту. Біологія (Біол. системи). – 2012. – Т. 4. Вип. 2. – С. 197–201.

Польчина С. Процесна оцінка профільно-диференційованих оглеєних ґрунтів Передкарпатця / С. М. Польчина // Вісн. Львів. ун-ту. Серія геогр. – 2013. – Вип. 44. – С. 295–301.

Просторово-часова кореляція палеогеографічних умов четвертинного періоду на території України: Монографія / Ж. М. Матвіїшина, Н. П. Герасименко, В. І. Передерій та ін. – Київ: Наук. думка, 2009. – 193 с.

Чепалыга А. Террасы Днестра / А. Л. Чепалыга // Антропоген и палеолит Молдавского Приднестровья. Путеводитель экскурсий VI Всесоюзного совещания по изучению четвертичного периода. – Кишинев : Штиинца, 1986. – С. 57–62.

Gozhik P. Tarasy środkowego i dolnego Dniestru oraz ich znaczenie w badaniach nad plejstocenem Europy / P. Gozhik, L. Lindner // Systemy dolinne i ich funkcjonowanie. Prace Instytutu Geografii Akademii Świętokrzyskiej w Kielcach. – T. 16. – 2007. – S. 27–42.

Krokhmal A. Reconstruction of palaeolandscapes of Ukraine during MIS 20-12 obtained by palaeontological methods / A. Krokhmal, M. Komar // Annales Maria Curie-Skłodowska University, sect. B. – Vol. LXXIII. – 2018. – P. 83–105. doi:10.17951/b.2018.73.83-105.

Łanczont M. Stratigraphy and chronology of the periphery of the Scandinavian ice sheet at the foot of the Ukrainian Carpathians / Łanczont M., Bogucki A., Yatsyshyn A. et al. // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2019. 05.024 (у друці).

Lessy i paleolit Naddniestrza halickiego (Ukraina) / Pod red. T. Madeyskiej // Studia geologica Polonica. Krakow, 2002. – Vol. 119. Częsc III. – 391 s.

REFERENCES

Adamenko, A. V., Golbert, V. A., Osiiuk, Zh. N., Matviishyna, Zh. N., Medianyk, S. I., Motok, V. E. … Cherniuk A. V. (1996). *Chetvertichnaja paleogeografija jekosistemy Nizhnego i Srednego Dnestra* [Quaternary

paleogeography of ecosystems of Lower and Middle Dnister]. Kyiv: Feniks (in Ukrainian).

Bohutskyi, A., Yatsyshyn, A., Dmytruk, R., Tomeniuk, O. (2016). Rozriz Solonske i perspektyvy piznannia poverkhni Loievoi [Solonske section and the perspectives of the cognition of Loyeva level]. In *Visn. Lviv. un-tu. Seriia geohr.,* 50, 54–66 (in Ukrainian).

Veklich, M.F. (1982). *Paleojetapnost' i stratotipy pochvennyh formacij verhnego kajnozoja* [Paleo-stage and stratotypes of soil formations of the Upper Cenozoic]. Kyiv: Nauk. dumka (in Russian).

Herasimov, L. S., Makarova, I. V., Chalyi S. V., Plotnikov, A. A., Herasimova I. I., Polkunova, G. V., Evtushko, T. L. (2005). *Derzhavna heolohichna karta Ukrainy masshtabu 1:200 000, arkushi M-34-XXIII (Pshemysl), M-34-XXIV (Drohobych). Karpatska seriia. Poiasniuvalna zapyska* [State Geological Map of Ukraine in the scale 1:200 000, map sheets M-34-XXIII (Pshemysl) and M-34-XXIV (Drogobych). Carpathian Series. Explanatory Notes]. Kyiv: Derzhavnyi komitet pryrodnykh resursiv Ukrainy, NAK Nadra Ukrainy, DP Zakhidukrheolohiia, Lvivska heolohorozviduvalna ekspedytsiia (in Ukrainian).

Bohutskyi, A. (Eds.). (2011). Hliatsial i peryhliatsial Ukrainskoho Peredkarpattia [Glacjał i peryglacjał Wschodniego Podkarpacia]. In *Zbirnyk nauk. prats do XVII ukr.-pol. seminaru*. Sambir, 2011 r. Lviv: VC LNU im. Ivana Franka (in Ukrainian).

Hnatiuk, R. (2008). Desiat pozytsii za richkove pokhodzhennia verkhnikh (supishchano-suhlynystykh) horyzontiv pleistotsenovykh teras Ukrainskoho Peredkarpattia ta Serednoho Prydnisteria (chastyna 1) [Ten arguments in favor of the river origin of the upper (sandy-loam and loamy) horizons of the Pleistocene terraces of Ukrainian Pre-Carpathian and Middle Transnistria (part 1)]. In *Problemy heomorfolohii i paleoheohrafii Ukrainskykh Karpat i prylehlykh terytorii*: zb. nauk. prats. Lviv: VC LNU im. Ivana Franka, 111–127. (in Ukrainian).

Hnatiuk, R. (2012). Desiat pozytsii za richkove pokhodzhennia verkhnikh (supishchano-suhlynystykh) horyzontiv pleistotsenovykh teras Ukrainskoho Peredkarpattia ta Serednoho Prydnisteria (chastyna 3) [Ten arguments in favor of the river origin of the upper (sandy-loam and loamy) horizons of the Pleistocene terraces of Ukrainian Pre-Carpathian and Middle Transnistria (part 3)]. In *Problemy heomorfolohii i paleoheohrafii Ukrainskykh Karpat i prylehlykh terytorii*: zb. nauk. prats. Lviv: VC LNU im. Ivana Franka, 203–218 (in Ukrainian).

Hnatiuk, R. (2012). Shche raz pro pokryvni gruntovo-lesovi tovshchi na terasakh Peredkarpattia ta Podilskoho Prydnisteria ta aliuvialne pokhodzhennia lesiv. In *Fizychna heohrafiia ta heomorfolohiia*, 4 (68), 187–193 (in Ukrainian).

Hnatiuk, R. (2014). Stan vyvchennia pleistotsenovykh teras Serednoho Prydnisteria [Pleistocene terraces of the Middle trans-Dniester area: a research state]. In *Istoriia ukrainskoi heohrafii. Vseukrainskyi naukovo-teoretychnyi chasopys*, 29,30, 97–107 (in Ukrainian).

Hnatiuk, R. (2017). Desiat pozytsii za richkove pokhodzhennia verkhnikh (supishchano-suhlynystykh) horyzontiv pleistotsenovykh teras Ukrainskoho Peredkarpattia ta Serednoho Prydnisteria (chastyna 4) [Ten arguments in favor of the river origin of the upper (sandy-loam and loamy) horizons of the Pleistocene terraces of Ukrainian Pre-Carpathian and Middle Transnistria (part 4)]. In *Problemy*

heomorfolohii i paleoheohrafii Ukrainskykh Karpat i prylehlykh terytorii: zb. nauk. prats, 01(07). Lviv: VC LNU imeni Ivana Franka, 85–101 (in Ukrainian).

Demedjuk, N. S. (1986). Antropogenovye otlozhenija Ukrainskih Karpat [Anthropogenic deposits of the Ukrainian Carpathians]. In *Antropogenovye otlozhenija Ukrainy*, Kyiv: Naukova dumka, 133–145 (in Russian).

Kravchuk, Ya. S. (1999). *Heomorfolohiia Peredkarpattia* [Geomorphology of Precarpathian]. Lviv: Merkator. ISBN 966-7563-00-6 (in Ukrainian).

Pankiv, Z. P., Pozniak, S. P. (1998). *Dernovo-pidzolysti poverkhnevo-ohleieni grunty pivnichno-zakhidnoho Peredkarpattia* [Sod-podzolic surface-gleied soils of northwestern Precarpathian region]. Lviv: Merkator. ISBN 966-7379-06-X (in Ukrainian).

Pol'chyna, S. M. (2012). Heterohenetychnist profilno-dyferentsiiovanykh ohleienykh gruntiv Peredkarpattia [The heterogenetic of Precarpathians profile-differented gleied soils]. In *Nauk. visnyk Cherniv. un-tu. Biolohiia (Biol. systemy)*, 4/2, 197–201 (in Ukrainian).

Pol'chyna, S. (2013). Protsesna otsinka profilno-dyferentsiiovanykh ohleienykh gruntiv Peredkarpattia [Process evaluation of profile-differentiated gleied soils of Precarpathians]. In *Visn. Lviv. un-tu. Seriia geohr.* 44, 295–301 (in Ukrainian).

Matviishyna, Zh. M, Gerasimenko, N. P., Perederiy, V. I., Bragin, A. M., Ivtchenko, A. S., Karmazynenko, S. P. … Parkhomenko, O. G. (2009). *Prostorovo-chasova koreliatsiia paleoheohrafichnykh umov chetvertynnoho periodu na terytorii Ukrainy* [Spatial-temporal correlation of Quaternary paleogeography conditions in Ukraine territory]. Kyiv: Naukova dumka (In Ukrainian).

Chepalyga, A. L. (1986). Terrasy Dnestra [Terraces of the Dniester]. In *Antropogen i paleolit Moldavskogo Pridnestrov'ja*. Putevoditel' jekskursij VI Vsesojuznogo soveshhanija po izucheniju chetvertichnogo perioda. Kishinev: Shtiinca, 57–62 (in Russian).

Gozhik, P., Lindner, L. (2007). Tarasy środkowego i dolnego Dniestru oraz ich znaczenie w badaniach nad plejstocenem Europy. In *Systemy dolinne i ich funkcjonowanie. Prace Instytutu Geografii Akademii Świętokrzyskiej w Kielcach*, 16, 27–42 (in Polish).

Krokhmal, A., Komar, M., 2018. Reconstruction of palaeolandscapes of Ukraine during MIS 20–12 obtained by palaeontological methods. In *Annales Maria Curie-Skłodowska University, sect. B*, 73, 83–105.

Łanczont, M., Bogucki, A., Yatsyshyn, A., Terpiłowski, S., Przemysław, M., Orłowska, A., Hołub, B., Zieliński, P., Komar, M., Woronko, B., Kulesza, P., Dmytruk, R., Tomeniuk, O. Stratigraphy and chronology of the periphery of the Scandinavian ice sheet at the foot of the Ukrainian Carpathians. In *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. doi.org/10.1016/j.palaeo.2019.05.024

Madeyska, T. (Eds.). (2002). *Lessy i paleolit Naddniestrza halickiego (Ukraina)*. Studia geologica Polonica, 119, III. Krakow (In Polish).

ISSN 2519–2620. Проблеми геоморфології і палеогеографії... 2019. Вип. 1 (9), 101–116

УДК 551.438(477.44); DOI 10.30970/gpc.2019.1.2805

РЕЛЬЄФ КАР'ЄРІВ СЕРЕДНЬОГО ПОБУЖЖЯ (НА ПРИКЛАДІ САБАРІВСЬКОГО КАР'ЄРУ)

Павло Горішний, Анастасія Павельчук
Львівський національний університет імені Івана Франка,
pavlo_horishnyy@ukr.net

Анотація. На території Середнього Побужжя діють 27 кар'єрів з видобутку будівельних матеріалів. Переважають кар'єри магматичних порід (граніти, мігматити, гранодіорити, чарнокіти тощо), розміщені і суглинкові, зрідка піщані кар'єри. Зосереджені вони у західній частині Середнього Побужжя, поблизу м. Вінниці, належать, здебільшого, до типу замкнутих терасованих кар'єрів.

Кар'єри кристалічних порід мають переважно прямокутну форму з неширокими бермами робочих уступів, плоским днищем без насипних форм. Суглинкові кар'єри, зазвичай, поступово згасають, частина з них зараз – недіюча, з внутрішніми відвалами. Їхня довжина сягає 300–450 м, з одним робочим уступом. Піщані кар'єри частково діючі, задерновані. Довжина цих кар'єрів становить, зазвичай, 300–350 м, мають до 2–3-х уступів, є зовнішні відвали.

Окремо розглянуто Сабарівський гранітний кар'єр, розташований за 1 км південніше м. Вінниці на правому березі р. Південний Буг. Видобуток корисної породи відбувається з 1958 року. Гірничі роботи здійснюють одним розкривним і трьома видобувними уступами. Максимальна довжина кар'єру становить 620 м, ширина – 370 м, глибина – 54 м. Висота видобувних уступів сягає 14 м.

Елементи рельєфу кар'єру поділяють на вироблені (денудаційні) і насипні (акумулятивні). Вироблений рельєф складається з днища кар'єру, берм, уступів розкривної товщі та робочих уступів. Днище має форму, наближену до прямокутника. Його складає третій видобувний горизонт кар'єру, де на сучасному етапі проводять розробки, та незначна частина підошви другого видобувного уступу. Форма поверхні днища загалом вирівняна. Днище обмежують малозмінені відпрацьовані північна, західна і східна стінки, західна частина південної стінки кар'єру і суттєво змінена східна частина південної стінки. Малозмінені стінки сформовані одним розкривним і трьома видобувними уступами. Берми розміщені між уступами різних рівнів. Їхня ширина максимально становить 50 м. Щонайменше можна відстежити берми трьох рівнів.

Насипний рельєф Сабарівського кар'єру представлений переважно зовнішніми відвалами розкривних товщ. Вони не мають єдиного місця локалізації. Форма відвалів терасоподібна і валоподібна. Абсолютні відмітки відвалів розкривних товщ сягають 260–271 м. Висота сухого відвалу становить 10–15 м. Відвали розкривних товщ рекультивовані. На всій території проведено лісомеліорацію. Внутрішні відвали розміщені у днищі кар'єру і не мають значного поширення та великої потужності.

***Ключові слова*:** кар'єр; гірничопромисловий рельєф; вироблений рельєф; насипні форми; Середнє Побужжя.

RELIEF OF THE QUARRIES OF THE MIDDLE POBUZHZHIA (ON THE EXAMPLE SABARIV QUARRY)

Pavlo Horishnyj, Anastasia Pavelchuk
Ivan Franko National Uiversity of Lviv

Abstract. The twenty-seven active quarries for the extraction of building materials are located on the territory of the Middle Pobuzhzhia. The quarries of the crystalline rocks (granite,

© Горішний Павло, Павельчук Анастасія, 2019.

migmatite, granodiorite, charnockite, etc.) are dominant. Also, there are loam and less often sand quarries. They are concentrated in the western part of the Middle Pobuzhzhia, near city Vinnytsia. Most of the them are the type of closed stepped quarries.

The quarries of the crystalline rocks are predominantly rectangular in shape with narrow benches of working benches and a flat pit floor without heaped forms of relief. Loam quarries are usually gradually declining, some of them are now inactive having internal sheating dumps. The length of such quarries is 300 – 450 m, with one working highwall. Sand quarries are partially active and covered with turf. The length of these quarries is usually 300 – 350 m, with up to 2 – 3 highwalls, also there are external sheating dumps.

The Sabariv granite quarry, located 1 km south of city Vinnytsia on the right bank of the Southern Bug River is carefully surveyed. The extraction of useful rocks dates back to 1958. Mining is carried out by one overburden and three extraction highwalls. The maximum length of the quarry is 620 m, width – 370 m, depth – 54 m. The length of extraction benches is 14 m.

The quarry has the excavated (denudation) and heaped (accumulative) forms of relief. The excavated relief consists of a mine floor, benches of the overburden stratum and extraction highwalls. The mine floor has a shape close to the rectangle. It is made of the third production horizon of the quarry where currently the mining works are carrying out and of the insubstantial part of the second extraction highwalls toe. The shape of a surface of the mine floor is generally aligned. The mine floor is bounded by the little changed and worked out northern, western and eastern mine walls, western part of the southern wall and significantly changed eastern part of the southern wall. The quarry has the one overburden and three extraction highwalls. Benches are located between the benches of different levels. Their maximum width is 50 m. At least, the benches of three levels can be traced.

The heaped relief of the Sabariv quarry is presented predominantly by external sheating dumps of the overburden strata. They do not have a specific location. The dumps are terrace-like and have a shape of elongated embankments. They are located at elevations of 260–271 meters. The height of the dry dump is 10–15 m. The dumps of the overburden strata are recultivated. The forest melioration is carried out throughout the territory. The inner quarry dumps are located on the mine floor. Such dumps are not widespread and have low capacity.

***Key words*:** quarry; mining relief; excavated relief; heaped forms; Middle Pobuzhzhia.

Вступ. Середнє Побужжя – назва історико-географічна. У географічному розумінні цей топонім використовують стосовно центральної (середньої) частини басейну р. Південний Буг (Денисик, 2002). З тектонічного погляду Середнє Побужжя – частина басейну річки Південний Буг, яка лежить у межах Українського кристалічного щита (с. Костянтинівка Хмельницької області – м. Олександрівка Миколаївської області); з геоморфологічного (Стефанков, 1996) – від м. Вінниці до м. Олександрівки Миколаївської області, з ландшафтознавчого, за Г. Денисиком, (Денисик, 2014) – від північних околиць м. Вінниці до м. Первомайська. Ще одне трактування меж Середнього Побужжя, за яким воно охоплює частину басейну річки Південний Буг від с. Костянтинів (межа Хмельницької та Вінницької областей) до м. Гайворон (межа Вінницької та Кіровоградської областей), належить Л. Стефанкову (1996). У цій праці Середнє Побужжя виокремлено на основі фізико-географічного районування України (Маринич, 2009). Досліджувана територія належить до Середньобузької височинної області (від гирла р. Вовк до гирла р. Дохна).

Дослідження рельєфу кар'єрів передбачає аналіз морфології, генезису, віку і динаміки цих антропогенних форм, геоморфологічне картографування, відстеження змін рельєфу у процесі розвитку родовища тощо (Зайцев и Рубина,

1987; Фирсенкова, 1987; Горішний, 2010, 2016, 2018; Lorant, 2008, 2012; Mossa & James, 2013; Boengiu, Ionuş & Marinescu, 2016 та ін.).

Кар'єрні виїмки – загалом найбільші антропогенні форми в Україні і світі. Вони кардинально змінюють усі складові природних комплексів (рельєф, ґрунти, рослинність, гідрологічні і гідрогеологічні умови, поверхневий шар відкладів). Виникають такі сучасні процеси, які у природних умовах неможливі (наприклад, еолові процеси, такироутворення тощо). Також відпрацьовані кар'єри потребують рекультивації і це може бути важливим завданням геоморфологів, оскільки йдеться про значні зміни рельєфу.

Кар'єри Середнього Побужжя різноманітні за типом корисних копалин, які видобувають. Значну частину складають кар'єри з видобутку магматичних порід (граніти, мігматити, чарнокіти, гранодіорити тощо). Дослідження геоморфології цих кар'єрів майже не проводили. Охарактеризовано рельєф Гніванського кар'єру – одного з найбільших гранітних кар'єрів Вінницької області (Павельчук, 2015). Кар'єрні техноформи цієї території побіжно розглянуті з точки зору антропогенних ландшафтів і рекультивації кар'єрно-відвальних комплексів у праці Г. І. Денисика (Денисик, 2011).

Мета роботи – виконати загальну характеристику кар'єрів Середнього Побужжя та детально дослідити рельєф Сабарівського гранітного кар'єру.

У статті використано матеріали ДВНП «Геоінформ України», плани розвитку гірничих робіт окремих кар'єрів, маркшейдерські матеріали, космозображення Google Earth Pro, власні польові дослідження.

Методика досліджень містить взаємопов'язаний комплекс методів: загальногеографічні (картографічний, дистанційний), геоморфологічні (морфологічний, геоморфологічного картографування, морфодинамічний). Картографічний метод полягав у аналізі великомасштабних маркшейдерських матеріалів окремих кар'єрів, дистанційний – передбачав аналіз космозображень високої роздільної здатності для віднайдення окремих кар'єрів Середнього Побужжя, їх загальній характеристиці та геоморфологічного картографування Сабарівського кар'єру, визначення його окремих кількісних параметрів.

Морфологічний аналіз застосований для антропогенного рельєфу кар'єрів. Використані морфологічні критерії виокремлення елементів рельєфу (Горішний, 1998), морфологічні ознаки антропогенних елементів і форм рельєфу (Горішний, 2010, 2016). Морфодинамічний аналіз базується на методиці В. Фірсенкової (1987) та власних дослідженнях (Горішний, 2016) і полягає в описі, кількісній характеристиці та картографуванні форм, створених природно-антропогенними процесами. Метод геоморфологічного картографування стосовно антропогенного рельєфу передбачав передпольове і польове картографування рельєфу кар'єрів (Зайцев и Рубина, 1987, Фирсенкова, 1987, Горішний, 2016 тощо).

Загальна характеристика кар'єрів Середнього Побужжя. Кар'єрні виїмки досліджуваної території є родовищами будівельних корисних копалин, що розробляють відкритим способом та переважно діють у наш час (Горішний, 1998) (рис. 1, табл. 1). Найчастіше вони розміщені в долинах річок. Найбільша кількість кар'єрів зосереджена в околицях міста Вінниці (у радіусі до 30 км), їхня локалізація спостерігається й у південно-східній частині досліджуваної території.

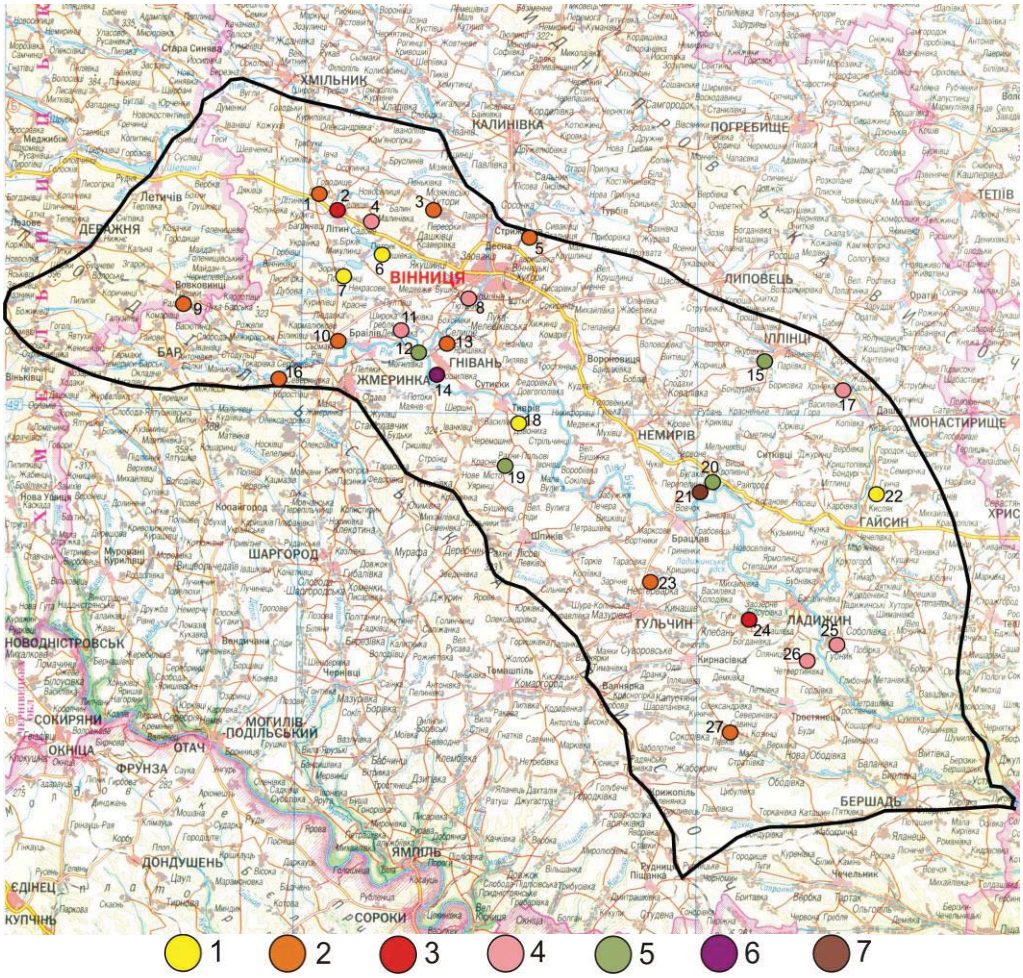


Рис. 1. Розміщення кар’єрів з видобутку будівельних матеріалів Середнього Побужжя (за даними: Карта …, 2018). Умовні позначення. Видобувна корисна копалина: *1* – пісок; *2* – суглинок; *3* – чарнокіт; *4* – граніт; *5* – граніт +мігматит, ендербіт, гранодіорит; *6* – мігматит; *7* – гранодіорит, діорит.
Числа на рисунку відповідають номерам кар’єрів у табл. 1.
Fig. 1. Quarries placing for the extraction of building materials on the Middle Pobuzhzhia (according to: Map …, 2018)

Будівельні матеріали, що добувають у кар’єрах Середнього Побужжя, представлені піском, суглинком, гранітом, мігматитом, чарнокітом, гранідіоритом, діоритом, ендібритом та іншими суміжними породами.

Кар’єри з видобутку кристалічних порід є найпоширенішими у цьому регіоні. Мають переважно прямокутну форму у плані з неширокими бермами робочих уступів, плоским днищем без насипних форм. Порівняно широка берма характерна тільки для розкривних уступів (наприклад, Стрижавський кар’єр). Суглинкові кар’єри, зазвичай, поступово згасають, частина з них зараз – недіюча, з внутрішніми відвалами. Їхня довжина сягає 300–450 м, з одним робочим уступом. Часто безпосередньо поблизу них розміщені цегельні заводи. Піщані

кар'єри складають невелику частку від усіх. Частково діючі, задерновані. Довжина цих кар'єрів становить, зазвичай, 300–350 м, мають до 2–3-х уступів, є зовнішні відвали.

Таблиця 1. Кар'єри з видобутку будівельних матеріалів Середнього Побужжя (Карта …, 2018)
Table 1. The quarries for the extraction of building materials on the Middle Pobuzhzhia (Map …, 2018)

№ з/п	Назва кар'єру	Назва об'єкта обліку	Корисна копалина	Галузь застосування
1	*2*	*3*	*4*	*5*
1	Сосни	Родовище Соснівське-3	Суглинок	Сировина цегельна
2	Селище	Родовище Селищанське (ділянка № 2)	Чарнокіт	Сировина для бутового каменю та щебеню
3	Мізяківські Хутори	Родовище Мізяківсько-Хутірське	Суглинок	Сировина цегельна
4	Малинівка	Родовище Малинівське	Граніт	Сировина для бутового каменю та щебеню
5	Стадниця	Родовище Стадницьке	Суглинок	Сировина цегельна
6	Лукашівка	Родовище "Престиж"	Пісок	Сировина для благоустрою, рекультивації та планування
7	Ріжок	Родовище Рожанське	Пісок	Сировина для благоустрою, рекультивації та планування
8	Сабарів	Родовище Сабарівське	Граніт	Сировина для бутового каменю та щебеню
9	Радівці	Родовище Радівецьке	Суглинок	Сировина цегельно-черепична
10	Браїлів	Родовище Браїлівське	Суглинок	Сировина цегельно-черепична
11	Демидівка	Родовище Демидівське	Граніт	Сировина для бутового каменю та щебеню
12	Могилівка	Родовище Могилівське	Мігматит, граніт	Сировина для бутового каменю та щебеню

Закінчення табл. 1

1	*2*	*3*	*4*	*5*
13	Урожайне	Родовище Селищанське	Суглинок	Сировина цегельно-черепична
14	Гнівань	Родовище Вітавське	Мігматит	Будівельний камінь
15	Іллінці	Родовище Могилівське	Мігматит, граніт	Сировина для бутового каменю та щебеню
16	Северинівка	Родовище Северинівське 2 (площа 2)	Суглинок	Сировина цегельна
17	Кальник	Родовище Кальницьке	Граніт	Сировина для бутового каменю та щебеню
18	Тиврів	Родовище Тиврівське	Пісок	Сировина для будівельних розчинів
19	Рахни-Польові	Родовище Рахно-Полівське	Граніт, ендебріт	Камінь облицювальний
20	Райгород	Родовище Самчинецьке	Граніт, гранодіорит	Сировина для бутового каменю та щебеню
21	Семенки	Родовище Самчинецьке (ділянка "Семенки")	Гранодіорит, діорит	Сировина для бутового каменю та щебеню
22	Гунча	Родовище Гунчанське	Пісок	Сировина для будівельних розчинів
23	Кинашів	Родовище Кинашівське	Суглинок	Сировина цегельно-черепична
24	Білоусівка	Родовище Білоусівка	Чарнокіт	Сировина для бутового каменю та щебеню
25	Губник	Родовище Губниківське	Граніт	Сировина для бутового каменю та щебеню
26	Четвертинівка	Родовище Четвертинівське	Граніт	Камінь будівельний
27	Савинці	Родовище Савинецьке	Суглинок	Сировина цегельна

Рельєф кар'єрів Середнього Побужжя детальніше розглянемо на прикладі Сабарівського гранітного кар'єру.

Сабарівський кар'єр. ***Загальні відомості.*** Сабарівський кар'єр розташований за 1 км південніше м. Вінниці на правому березі р. Південний Буг (рис. 2).

Рис. 2. Космозображення Сабарівського кар'єрно-відвального комплексу (дані Google Earth Pro)
Fig. 2. Satellite image of the Sabariv quarry and dump complex (data of Google Earth Pro)

Загальна площа розвіданих запасів Сабарівського кар'єру становить 30 га. Гірниче відведення площею 36,3 га кар'єру надане Державною службою гірничого нагляду та промислової безпеки України "Держгірпромнагляд". ПАТ "Сабарівський кар'єр" проводить розробку Сабарівського родовища гранітів відкритим способом з 1958 р. Загальна кількість запасів на час надання спеціального дозволу на користування надрами за категорією А становила 4 133,9 тис. м³, В – 2 851 тис. м³, С1 – 5 674 тис. м³ (Сивак і Коваль, 2015).

Гірничі роботи проводять одним розкривним і трьома видобувними уступами (табл. 2). У Сабарівському кар'єрі застосовують поуступну, транспортну систему розробки з паралельним просуванням уступів і зовнішнім відвалоутворенням.

Розміри Сабарівського кар'єру: максимальна довжина – 620 м, максимальна ширина – 370 м. Висота першого репера становить 258 м, днище кар'єру має висоту 210 м. Глибина кар'єру станом на сьогодні становить 54 м.

Розкривні товщі представлені у кар'єрі такими породами (Сивак і Коваль, 2015):

- Сучасний ґрунт від 0,1 до 0,4 м.
- Щільні жовто-бурі і палево-жовті суглинки з карбонатними породами, нижче залягають бурі глини, шаром від 2 до 13,2 м. Глини поширені в північній частині родовища (рис. 3).
- Під товщею осадових порід залягають зруйновані кристалічні породи, які представлені жорствою і вивітреними гранітами. Потужність цих порід становить від 0 до 8 м, а в північно-західній частині вони досягають 18–33,5 м.

- Вивітрілі граніти переходять у зачеплені вивітрюванням, а ті своєю чергою, – у свіжі граніти.

Таблиця 2. Морфометричні параметри Сабарівського кар'єру (Сивак, Коваль, 2015)
Table 2. Morphometric parameters of the Sabariv quarry (Syvak, Koval, 2015)

Назва параметрів	Видобувні уступи			Розкривні уступи	
	I	II	III	М'яка	Скельна
Висота уступу, м	14	14	14	6,0	6,0
Відмітка підошви уступу, м	238	224	210	258	252
Ширина робочих майданчиків, м	63	63	63	30,0	34,0
Ширина охоронної берми, м	8	8	8	8	8
Кут відкосу:					
- робочий уступ, град.	80	80	80	40	40
- неробочий уступ, град.	70	70	70	40	40
Ширина транспортних берм, м	12	12	12	12	12

Рис. 3. Розкривний уступ Сабарівського кар'єру (північна стінка)
Fig. 3. Overburden bench of the Sabariv quarry (northern mine wall)

До корисних копалин зачислюють граніти, які зазнали вивітрювання, і свіжі граніти.

У межах родовища є три водоносні горизонти: 1) у тріщинуватій зоні докембрійських кристалічних порід; 2) у давній корі вивітрювання кристалічних порід; 3) у четвертинних відкладах. Найбільшим площинним розповсюдженням

характеризуються тріщинні води в докембрійських горизонтах. Ступінь водоносності кристалічних порід коливається в значних межах і залежить головним чином від ступеня тріщинуватості цих порід і характеру тріщин.

Тріщинні води кристалічних порід місцями володіють великим напором. Напірні води, зазвичай, трапляються в пониженнях рельєфу, де тріщинні зони перекриті піщано-глинистим делювіальним або елювіальним шаром порід. Максимальний притік води в кар'єр, за даними геологічного звіту, може становити 354 м^3/год. Наразі притік води становить 33 м^3/год.

Для збирання води в кар'єрі на горизонті +210 м розташовано водозбірник ємністю 400 м^3. Воду із зумпфа викачують двома насосами продуктивністю 100 м^3/год і висотою напору 56,0 м, і скидають водоводом у річку Південний Буг. Захист кар'єру від паводків з боку р. Південний Буг забезпечується запобіжною дамбою шириною 25 м і висотою 4 м.

За час експлуатації кар'єру не було жодного випадку підйому води в р. Південний Буг вище 3 м, отож споруджену дамбу можна вважати надійним захистом від паводків. З заходу і півночі кар'єр оконтурений земляним валом висотою 1,5 м (Сивак і Коваль, 2015).

Елементи рельєфу кар'єру поділяють на вироблені (денудаційні) і насипні (акумулятивні).

Вироблений рельєф складається з днища кар'єру, берм, уступів розкривної товщі та робочих уступів (рис. 4).

Днище кар'єру має форму, наближену до прямокутника. Його складає третій робочий горизонт кар'єру, де на сучасному етапі проводять розробки, та незначна частина підошви другого видобувного уступу. Між цими горизонтами розміщений уступ висотою 14 м. Розміри днища по третьому горизонту: максимальна довжина – 405 м, максимальна ширина – 220 м. Третій горизонт сьогодні відкритий приблизно на 3/4 від загальної запланованої площі (рис. 5).

Форма поверхні днища загалом вирівняна. Значних насипних форм не спостерігається. Поверхня підошви третього робочого уступу зовсім не задернована. На дні простежується доволі значне обводнення внаслідок виходу підземних вод (особливо у його східній частині, раніше відпрацьованій). Це зумовлене наявністю значної кількості підземних вод в тріщинуватій зоні докембрійських кристалічних порід, а також надходженням атмосферних опадів. Зазначимо, що абсолютні відмітки заплави річки Південний Буг становлять 227–232 м, що, в середньому, на 20 м вище, ніж днище кар'єру.

Уступи різного рівня і берми разом творять систему складних елементів рельєфу у вигляді сходинок.

Стінки кар'єру. Днище обмежують малозмінені відпрацьовані північна, західна і східна стінки, західна частина південної стінки кар'єру і суттєво змінена східна частина південної стінки. Через південну стінку проведена під'їзна дорога, якою вивозять граніти самоскидами "БелАЗ" і "КрАЗ".

Зазначимо, що ні розкривний уступ, ні перший та другий видобувні уступи не мають закритої форми. Це зумовлено розміщенням кар'єру на схилі. Лише третій видобувний уступ має майже закриту форму прямокутника. Зменшення кількості уступів простежується з північного заходу на південний схід, тобто у напрямі долини річки Південний Буг.

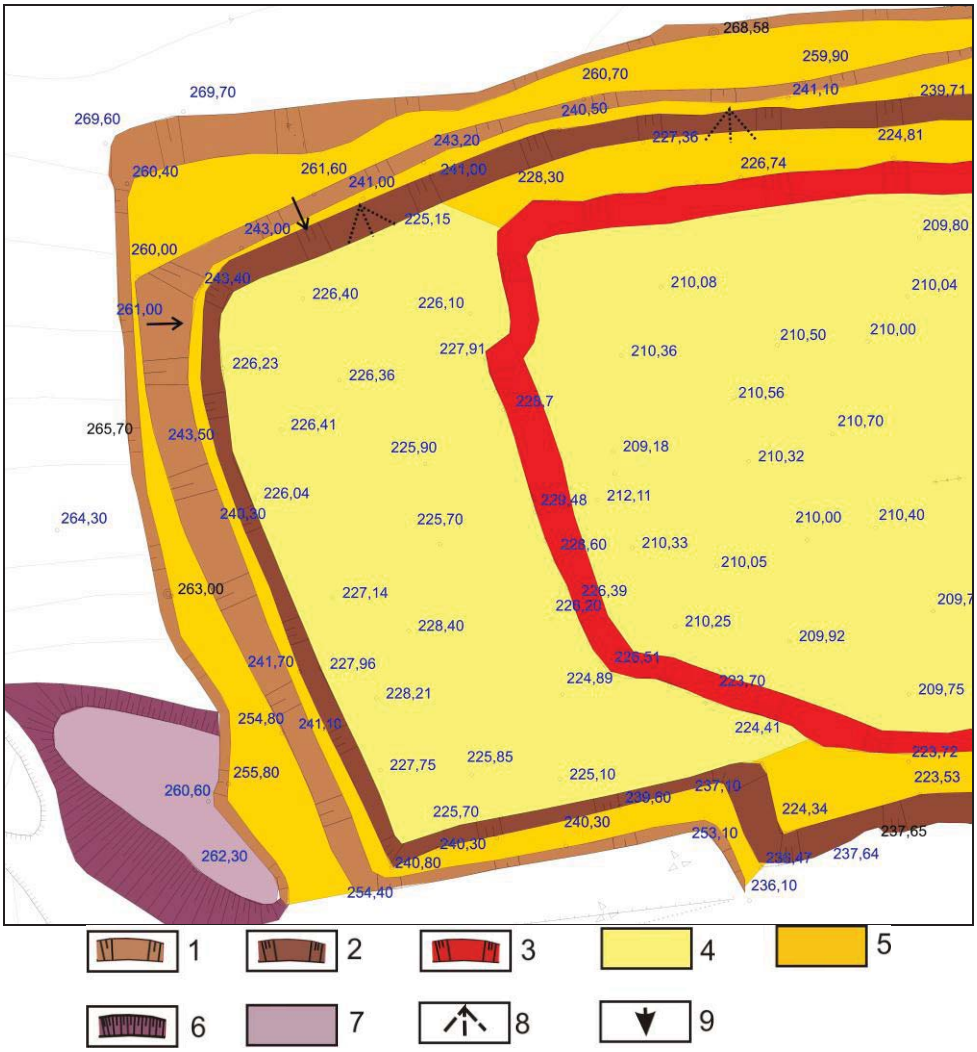


Рис. 4. Геоморфологічна картосхема Сабарівського кар'єру (західна частина). Умовні позначення. *Вироблений рельєф*: 1 – уступи розкривної товщі; 2 – робочі уступи давні; 3 – робочі уступи сучасні; 4 – днище кар'єру; 5 – берми. *Насипний рельєф*: 6 – схили насипів; 7 – поверхні насипів. *Сучасні геоморфологічні процеси*: 8 – осипи; 9 – площинний змив.

Fig. 4. Geomorphological map of the Sabariv quarry (western site)

Видобувний уступ третього горизонту за період з 2011 до 2018 року відступив на захід у північній частині на 90–95 м, у південній – 100–110 м. Деяке просування лінії уступу відбулось у північному напрямі (до 10 м).

Усі уступи характеризуються ступінчастою формою. Стінки давніх відпрацьованих горизонтів значно порушені гравітаційними процесами (осипання) та водною ерозією. Найменше змінені уступи третього горизонту. Кристалічні породи мають значну тріщинуватість.

Рис. 5. Днище (третій робочий горизонт) і уступи Сабарівського кар'єру
Fig. 5. Mine floor (third production level) and mine wall of the Sabariv quarry

Північна стінка кар'єру відпрацьована. Її верхня частина цілковито задернована трав'янистою рослинністю. Нижче доволі чітко простежуються три уступи: розкривний та два робочі кристалічної породи. Саме у цій частині кар'єру розкривний уступ представлений у повному обсязі. Уступи частково прямовисні, частково пологіші, значно змінені осипанням і незадерновані. Північна стінка кар'єру у верхній частині (східна сторона) має складну морфологію, зокрема, значну ширину займає поверхня берми між уступом розкривної товщі та давніми видобувними уступами.

Західна стінка за структурою подібна до північної. Берми майже не простежуються. Схили уступів не задерновані, значно порушені гравітаційними процесами, вітровою і водною ерозією.

На східній стінці простежуються два уступи кристалічних порід (рис. 6). Виклинюється перший видобувний уступ (із середини стінки в напрямі півдня). Схили значно порушені гравітаційними процесами, берми – задерновані. У підніжжі другого та по бермі першого видобувних уступів прокладені дороги.

Рис. 6. Східна стінка Сабарівського кар'єру і відвал порід розкривної товщі (зліва на фото)
Fig. 6. Eastern mine wall of the Sabariv guarry and dump of capping strata (on the left in the photo)

Південна стінка має найменшу висоту у своїй середній частині, де виклинюються всі уступи, крім третього робочого уступу кристалічної породи. Розкривний уступ взагалі не простежується.

Берми. Їхня ширина коливається від 2–3 до 45–50 м. Поверхня плоска, перевищення в межах окремих берм становить близько 1 м. Вони переважно вже сформовані, задерновані і порослі окремими деревами. Сучасна (та, що формується) берма розташована у північно-східній частині кар'єру. Вона створена уступом розкривної товщі. Це засвідчує можливий напрям розвитку кар'єру. Загалом можна відстежити берми щонайменше трьох рівнів.

Берми уступів північної стінки доволі виразні, переважно задерновані. Вони складені частково суглинками та глинами, частково – звітреними кристалічними породами. Берми на південній стінці кар'єру задерновані трав'янистою рослинністю, значну площу займають чагарники та дерева.

Вироблений простір кар'єру до позначки +227,4 м рекультивується під водоймище (Сивак, Коваль, 2015). Заповнення виробленого простору кар'єру водою здійснюватиметься за рахунок атмосферних та ґрунтових вод після повного відпрацювання запасів корисної копалини.

Насипний рельєф Сабарівського кар'єру представлений переважно *зовнішніми відвалами* розкривних товщ. Вони не мають одного місця локалізації. Зовнішні відвали переривчастою смугою простягаються за східним бортом кар'єру, вздовж річки Південний Буг (за межами південної стінки) та локалізовані у доволі значному масиві за західною межею кар'єру. Форма відвалів терасоподібна і валоподібна. Терасоподібні відвали розміщені на захід від кар'єру і частково з його східного боку (див. рис. 6). Форма всіх інших відвалів розкривних товщ – валоподібна витягнута та криволінійна у плані.

Абсолютні відмітки відвалів розкривних товщ досягають 260–271 м. Висота сухого відвалу становить 10–15 м. Відкоси відвалу сформовані за вільного осипання порід одним ярусом. Форма відкосів у профілі близька до прямолінійної.

Мінеральний склад розкривних товщ характеризується неоднорідністю. До них належать суглинки з карбонатними породами, бурі глини, вивітрений граніт. Структура відвалу шарувата. Відкоси відвалу за вільного осипання розміщені під кутом 35–38°, місцями кути нахилу відкосів сягають 40–45° (в масі відвалу переважають щебінь, жорства та уламки вивітреного граніту). Відвали розкривних товщ рекультивовані. На всій території відвалів проведено лісомеліорацію. Згідно з планом рекультивації (Сивак, Коваль, 2015), закріплення уступів покривних порід і відвалів, які розташовані за південною, південно-західною та східною межею кар'єрної виїмки, здійснюють вручну посівом багаторічних трав та висаджуванням молодняку (рис. 7).

Внутрішні відвали розміщені у днищі кар'єру і не мають значного поширення та великої потужності. Ці форми загалом швидко змінюються та існують нетривалий час. Молоді насипи (за даними космозображень Google Earth Pro 2018 року) переважно розташовані у північно-західній частині третього горизонту. Тут зосереджені валоподібні насипи з уламків порід, які простягаються паралельно від уступу у субширотному напрямі. Окремі насипні

ділянки є на другому горизонті. Найбільші за висотою насипи пов’язані з дорогою, яка поступово спускається до днища.

Рис. 7. Уступи покривних порід та рекультивовані відвали розкривних товщ (на задньому плані) Сабарівського кар’єру
Fig. 7. Mine wall of capping rocks and recultivated dumps of capping strata (in the background) of the Sabariv quarry

Висновки. Кар’єри Середнього Побужжя розміщені, зазвичай, у долинах річок. Переважає видобуток магматичних гірських порід (граніти, мігматити, чарнокіти, гранодіорити тощо). Гранітні кар’єри цієї території належать до типових багатоступінчастих замкнутих форм гірничопромислового рельєфу. Найбільше кар’єрів зосереджено в околицях м. Вінниці.

Сабарівський гранітний кар'єр розробляють з 1958 року. Максимальна його довжина сягає – 620 м, ширина – 370 м. Глибина кар'єру станом на сьогодні становить 54 м. Переважають вироблені елементи рельєфу: днище (складається з двох рівнів), уступи розкривної товщі і робочі уступи, берми. Як і для решти гранітних кар'єрів, характерна майже повна відсутність внутрішніх відвалів, що пов’язано з технологією видобування (транспортна система розробки).

У майбутньому необхідно провести дослідження кар’єрів з іншими видами корисних копалин (суглинки, піски). Потребують детальнішого вивчення сучасні природно-антропогенні процеси, зокрема – вивітрювання, осипання, водна ерозія.

СПИСОК ВИКОРИСТАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ

Горішний П. М. Методика морфологічного картографування рельєфу у великих і середніх масштабах / П. М. Горішний // Вісн. Львів. ун-ту. Сер. геогр. 1998. Вип. 23. – С. 296–301.

Горішний П. Морфологія кар'єрних техноформ (на прикладі Львівської області) / П. Горішний // Фізична географія і геоморфологія. – 2010. – Вип. 1(58). – С. 164–170.

Горішний П. Геоморфологічне картографування кар'єрів / П. Горішний // Вісник Львів. ун-ту. Сер. геогр. – 2016. – Вип. 50. – С. 119–130.

Горішний П. Класифікація рельєфу кар'єрів / П. Горішний // Проблеми геоморфології і палеогеографії Українських Карпат і прилеглих територій. Вип. 1(9). Львів : ВЦ ЛНУ ім. Івана Франка, 2018. – С. 160–170.

Денисик Г. І. Природнича географія Поділля / Г. І. Денисик. – Вінниця : ЕкоБізнесЦентр, 2011. – 184 с.

Денисик Г. І. Середнє Побужжя / Г.І. Денисик. – Вінниця : Гіпаніс, 2002. – 208 с.

Денисик Г. І. Сучасні ландшафти заплави Південного Бугу та їх раціональне використання / Г. І. Денисик // Наукові записки Вінницького педагогічного університету. – Серія геогр. Випуск 26. – 2014. – С. 5–11.

Зайцев Г. А. Геоморфологическое картографирование территорий открытых разработок / Г. А. Зайцев, Е. А. Рубина // Геоморфологическое картографирование для народохозяйственных целей. – Москва : Изд-во Моск. ун-та, 1987. – С.115–123.

Маринич О. М. Фізико-геграфічне районування України / О. М Маринич, Г. О. Пархоменко, В. М. Пащенко, О. М. Петренко, П. Г. Шищенко // Національний атлас України. – Київ : Картографія, 2009. – С. 228–229.

Павельчук А. Рельєф Гніванського кар'єру (Вінницька область) / А. Павельчук // Реалії, проблеми та перспективи розвитку географії в Україні. – Львів : ВЦ ЛНУ ім. Івана Франка, 2015. – С. 75–82.

План підрахунку запасів нанесений на топооснову 1:2000. ПАТ "Сабарівський кар'єр". Сабарівське родовище гранітів. – Вінниця, 2015.

Сивак О. А. План розвитку гірничих робіт по ПАТ "Сабарівський кар'єр" Сабарівського родовища гранітів на 2016 рік / О. А. Сивак, В. М. Коваль. – Вінниця, 2015.

Стефанков Л. И. Влияние водохозяйственного строительства на развитие природных комплексов поймы Южного Буга: автореферат дис. на соискание учен. степени канд. геогр. наук: спец. 11.00.11. "Охрана окружающей среды и рациональное использование природных ресурсов" / Л. И. Стефанков. – Москва, 1996. – 28 с.

Фирсенкова В. М. Морфодинамика антропогенного рельефа / В. М. Фирсенкова. – Москва: ИГАН СССР, 1987. – 200 с.

Lóránt, D. (2008). Quarrying: an anthropogenic geomorphological approach. – Acta Montanistica Slovaca Ročník 13, číslo 1. – P. 66–74.

Lóránt, D. (2012). Introduction to Anthropogenic Geomorphology, Studies on Environmental and Applied Geomorphology, Dr. Tommaso Piacentini (Ed.), ISBN: 978-953-51-0361-5, InTech

Mossa J., James L. A. (2013). Impacts of Mining on Geomorphic Systems. John F. Shroder (ed.) Treatise on Geomorphology, Volume 13, 74–95. San Diego: Academic Press.

Sandu, B., Oana, Io., Marinescu, E. (2016). Man-made changes of the relief due to the mining activities within Husnicioara open pit (Mehedinţi County, Romania). Procedia Environmental Sciences. 32, 256–263.

Карта неметалічних корисних копалин // Мінеральні ресурси України, 2018. [Електронний ресурс]. Режим доступу : minerals-ua.info/mapviewer /nemetali.php

REFERENCES

Horishnyy, P. M. (1998). Metodyka morfolohichnoho kartohrafuvannia reliefu u velykykh i serednikh masshtabakh. [Technique of the morphological mapping of relief on a moderate and on a large scale]. In *Visnyk of the Lviv Univ. Series Geography, 23,* 296–301. (In Ukranian).

Horishnyy, P. (2010). Morfolohiya karyernykh tekhnoform (na prykladi Lvivskoi oblasti). [The morphology of quarry technoforms (on the example of Lviv region)]. IN *Physical geography and geomorphology, 1(58),* 164–170 (In Ukranian).

Horishnyy, P. (2016). Heomorfolohichne kartohrafuvannia karyeriv. [Geomorphological mapping of quarries]. In *Visnyk of Lviv Univ. Series Geography, 50,* 119-130 (In Ukranian).

Horishnyy, P. (2018). Klasyfikatsiia relyefu karyeriv. [Classification of quarries relief]. In *Problems of geomorphology and paleogeography of the Ukrainian Carpathians and adjacent areas: Zb.nauk. prac, 1(6),*160-170 (In Ukranian).

Denysyk, G. I. (2011). *Pryrdnycha heohrafiia Podillia*. [Natural geography of Podillia]. Vinnytsia, EkoBusinessTsentr, 184 pp. (In Ukranian).

Denysyk, G. I. (2002). *Serednie Pobuzhzhia*. [Middle Pobuzhzhia]. Vinnytsia, Hipanis, 208 pp. (In Ukranian).

Denysyk, G. I. (2014). Suchasni landshafty zaplavy Pivdennoho Buhu ta yikh ratsionalne vykorystannia. [Contemporary landscapes of floodplain of Pavdennyi Buh river and their rational use]. In *Scientific notes of Vinnytsya State Pedagogical University*, *Series Geography, 26*, 5–11 (In Ukranian).

Zaycev, G. A., Rubina, E. A. (1987). Geomorfologicheskoie kartografirovaniie territorii otkrytykh razrabotok. [Geomorphological mapping of the surface mining territories]. In *Geomorphological mapping for economic purposes*. Moscow, Moscow University Publ., 115–123 (In Russian).

Marynych, O. M., Parkhomenko, H. O., Pashchenko, V.M. et al. (2009). Fizyko-heohrafichne raionyvannia Ukrainy. [Physics-geographical zoning of Ukraine]. In *National atlas of Ukraine*. Kyiv, Kartografia, 228–229 (In Ukranian).

Pavelchuk, A. (2015). Relief Hnivanskoho karieru (Vinnytska oblast). [Relief of the Hnivan quarry (Vinnytsia region)]. In *Realities, problems and perspectives of development of geography in Ukraine.* Lviv, LUN im. I. Franka, 75–82 (In Ukranian).

Plan pidrakhunku zapasiv nanesenyi na topoosnovu 1:2 000. (2015). [Plan for calculating reserves applied to the topographic basis 1:2000]. PAT "Sabariv quarry". Sabariv granite deposit. Vinnytsia. (In Ukranian).

Syvak, O. A., Koval, V. M. (2015). *Plan rozvytku hirnychykh robit po PAT "Sabarivskyi karier" Sabarivskoho rodovyshcha hranitiv na 2016 rik*. [Plan for development of mining works of PAT "Sabariv quarry" for 2016 of Sabariv granite deposit]. Vinnytsia. (In Ukranian).

Stefankov, L. I. (1996). *Influence of water management on the development of natural floodplain complexes of Pivdennyi Buh river*. (Extended abstract of candidate's thesis). Moscow University, Moscow. (In Russian).

Firsenkova, V. M. (1987). *Morfodinamika antropogennogo reliefa*. [Morphodynamic of the anthropogenic relief]. Moscow, Institute of geography of the Academy of Sciences of USSR (In Russian).

Lóránt, D. (2008). Quarrying: an anthropogenic geomorphological approach. In *Acta Montanistica Slovaca Ročník,* 13, číslo 1, 66-74.

Lóránt, D. (2012). Introduction to Anthropogenic Geomorphology. In *Studies on Environmental and Applied Geomorphology*, Dr. Tommaso Piacentini (Ed.), ISBN: 978-953-51-0361-5, InTech

Mossa, J., James, L.A. (2013). Impacts of Mining on Geomorphic Systems. John F. Shroder (ed.) In *Treatise on Geomorphology*, 13, 74–95. San Diego: Academic Press.

Sandu, B., Oana, Io., Marinescu, E. (2016). Man-made changes of the relief due to the mining activities within Husnicioara open pit (Mehedinţi County, Romania). In *Procedia Environmental Sciences*, 32, 256–263.

Map of non-metallic minerals (2018). *Mineral resources of Ukraine*. Retrieved from http://minerals-ua.info/mapviewer/nemetali.php

УДК 551.4; DOI 10.30970/gpc.2019.1.2806

MORPHOLOGIC CLASSIFICATION OF THE BESKIDS ROCKS IN THE UKRAINIAN CARPATHIANS

Galyna Bayrak
Ivan Franko National University of Lviv
g_bajrak@ukr.net; orcid.org/0000-0002-4802-2706

Abstract. The article deals with morphological classification of the sandstone rocks in the Ukrainian Carpathians Beskids. By the methods of field measurements and mathematical computations the rock peaks heights, their shape, basement lengths and strata thickness have been calculated. The highest rock peaks in the Beskids amounts 32–37 m. The classification from the morphological point of view on the base of rock forms studying has been done. All rocks are divided in two classes: the rocks-outliers and the rocks-outcrops. Among the rocks-outliers 4 types are defined: spire-shaped, chain-shaped, arc-shaped and combined. Spire-shaped rocks are divided into subtypes: tower, spoke and needle. Among the chain-shaped rocks 3 subtypes are defined: wall, bloc and slab. The rocks of combined form are divided into subtypes: 1) with defined form – those of the rocks which are similar to certain objects and 2) undefined forms (cliffs). Among the rocks-outcrops three types are defined: cliff-shaped, canyon-shaped and angular ones. The class of rocks-outliers occurs most often. Among the types the rocks-towers occur most often. They dominate in the rock formations of Urych, Yamelnytsia and Bubnyshche. Many bloc-shaped and plate-shaped rocks are located on the Kliuch Ridge, in Bubnys'ki Rocks, Yamelnytsia. There are rocks-walls of 50–60 m in Urych and Yamelnytsia. The longest rock-wall in Danylov tract near Yamelnytsia has been investigated. Its length is 150 m and height is 17 m. Some needle and spoke rocks are situated in Bubnys'ki Rocks (Odinets' Rock, Golets' Rock) and Urych (Hostryi Kamin' (Sharp Stone) Rock. Unique types are very rare. For instance: Bronenosets' Rock in Bubnys'ki Rocks (this rock has shape of sail), Sokil (Falcon) Rock in the Kliuch Ridge, mushroom-shaped rock in Yamelnytsia. There is also unique arc-rock in the Kliuch Ridge. In the class of rocks-outcrops the types of cliff and canyon occur equally. The angular-shaped rocks are rarer. The cliff-shaped rocks are situated near Sokolova Mountain, Pozhernytsia Mountain and Kniazhi (Princes) Rocks near Tyshivnytsia. Unique rocks-canyons, the effects of tectonic breaking and gravity-erosion processes, occur on the Kliuch Ridge. The worked out morphological classification of rocks can be used by ascertaining features of rock morphogenesis with education and scientific purposes as well as by assessment of safety level and protection possibilities. Morphological types of the rocks can be considered as valuable objects of geomorphologic heritage and attractions for geo-tourism.

Key words: rocks; morphology type of the rock; rock shape; Beskids of Ukrainian Carpathians.

МОРФОЛОГІЧНА КЛАСИФІКАЦІЯ СКЕЛЬ БЕСКИДІВ УКРАЇНСЬКИХ КАРПАТ

Галина Байрак
Львівський національний університет імені Івана Франка

Анотація. Наведено морфологічну характеристику пісковикових скель Бескидів Українських Карпат. Методами безпосередніх польових вимірювань та математичних розрахунків обчислено висоти найбільших скель, визначено їхні форми, довжину основи

© Bayrak Galyna, 2019.

і товщину відслонень пластів. Найвищі висоти скель у Бескидах становлять 32–37 м. На основі досліджень форм скель, виконано їхню морфологічну класифікацію. Всі скелі поділено на два класи: скелі-останці і скелі-відслонення. Серед скель-останців відокремлено чотири типи: шпилеподібні, пасмоподібні, аркові та складних форм. Підтипи шпилеподібних скель – вежа, шпиця, голка; пасмоподібних – стіна, блок, плита. Скелі складних форм поділено на два підтипи: визначених форм – ті, які нагадують певні предмети; невизначених форм (брилові). У класі скельних відслонень виокремлено три типи: урвищеподібні, ущелиноподібні і кутові. Найбільше розповсюджений клас скель-останців, а серед типів – скелі-вежі. Вони переважають у скельних комплексах Урича, Ямельниці і Бубнища. Багато скель-блоків і плит на хребті Ключ, у Бубнищі, Ямельниці. Трапляються скелі-стіни довжиною 50-60 м в Уричі та Ямельниці. Досліджено найдовшу скельну стіну, яка розташована в урочищі Данилова в Ямельниці довжиною 150 м і висотою 17 м. Небагато виявлено скель із загостреними вершинами у вигляді шпиць та голок: у Бубнищі (“Одинець”, “Голець”) та Уричі (“Гострий Камінь”). Унікальні типи поширені мало: скеля Броненосець у Бубнищі нагадує вітрило; на хребті Ключ є скеля “Сокіл”; в Ямельниці – грибоподібні скелі. На Ключі є також унікальна аркова скеля. У класі скельних відслонень однаково розповсюджені типи урвищ та ущелин, менше поширені типи кутових скель. Скелі-урвища знаходяться поблизу г. Соколова, Пожерниця та “Княжі скелі” поблизу с. Тишівниця. Унікальні скелі-ущелини, наслідки тектонічних розривів та гравітаційно-ерозійних процесів, найчастіше трапляються на хребті Ключ. Розроблену нами морфологічну класифікацію скель можна використати для з’ясування особливостей морфогенезу скель з освітньою та науковою метою, для оцінки ступеня збереженості з природоохоронною метою. Морфологічні типи скель можна розглядати як цінні об’єкти геоморфологічної спадщини і високо атракційні для геотуризму.

Ключові слова: скелі; морфологічні типи скель; форми скель; Бескиди Українських Карпат.

Introduction. Rocks in Beskids are attractive tourist and well-known environmental sightseeing places of the northeast area of the Ukrainian Carpathians. Many of them have the status of historical, cultural or natural preserve object and are one of the main attractions of tourist routes. Rocks are interesting for their morphological forms and the more varied and massive they are, the more attractive they are for sightseeing and research studies. Rocks are associated with historical events in the lives of rusychs (poetic name of the inhabitants of Kievan Rus’), opryshkas (mountain outlaws), Sich archers and Ukrainian rebels. They are studied by ethnographers, archaeologists, geologists, geomorphologists, ecologists and local historian scientists. This indicates the interest of the scientific community in these objects, and requires performing detailed modern surveys and providing typology of the Carpathian rock formations.

The study of the morphological outlines of the rocks began with the study of the historical and cultural heritage of the region in the mid-nineteenth century. Thus, I. Vahylevych in 1843, studying the rocks in Urych, identified the following types of them: cliffs, towers, walls, crested rocks, spires, arches with piles (Vahylevych, 1993). V. Demetrykiewicz (1903) to define forms of rock formations on the slopes of the Carpathians used the terms “rounded boulders, peaks of billet-shaped form” (Demetrykiewicz, 1903).

The morphology of rock formations in the Karkonosha massif in the Polish Sudetes was carefully analysed by K. Mazursky (Mazurski, 1972). He identified four groups of

rocks: *a wall, a pillar, a slab and a block*. The formation of these types of rocks, according to K. Mazursky, was greatly influenced by the mutual relation of the plane of tectonic cracks and the direction of the ridge extensions: where the crack direction was transverse to the ridge extension, walls emerged; the longitudinal extension of cracks and ridges caused the formation of rock pillars or towers. In places of access to the surface of massive granites, where the role of tectonic cracks is insignificant, cubic shapes were formed: wide tables and angular bridges with flat tops. The chaotic blocks that result from the destruction of the previous three groups are common as well. By the shape of the base Mazursky distinguished such types: walls (with a "rectangular" base), towers (with a "square" base) and other irregular ones. Highly denuded forms are described as needles, towers or gates.

During the rock's studies of the Polish Carpathians and Sudetes S. Alexandrowicz (1989) distinguished the following forms of the rocks: wall, table, tower, ambo, sharp-topped rock or belveder, rock-ribs (Alexandrowicz, 1990). In her later works the simple forms of rocks were supplemented by the more complex ones: The Stone Town, The Spinner, The Tor Ship, Mushroom Stone, Cliffs, Pulpits (Alexandrowicz, 2008). She also divided the rocks into two groups: undetached from the base (all of the above) and detached from the base (block and cluster of blocks).

In Ukraine, in recent years, the rocks have been considered in scientific studies to be inventoried for environmental purposes (Zinko, 2003; Zinko, Ivanyk, 2016). They are partially described and included in the geotourism, local and educative routes (Bubnyak et al., 2014; Andreychuk, 2018). The peculiarities of rock formation and the influence of erosion, denudation and gravity processes on them are also investigated (Bayrak & Gavrilov, 2011; Urban, 2015). The morphometry of individual rocks have been investigated as well (Slutskyi, 1984; Rozhko, 1996; Bayrak & Zozulya, 2012). The other scientists studied the composition, structure, physical and chemical properties of the rocks they are composed of (Voloshyn, 2012; Gavryshkiv, 2008). However, many questions regarding the morphological structure and spatial location of the rocks are still topical. Obtaining geospatial data on groups and complexes of both known and little-known rocks of Beskids remains its relevance.

Research Methods. Research methods have been traditionally used are field research and cameral analysis. In the field, the coordinates were determined; the morphometric parameters of the largest rocks were measured. For the available rocks, the altitudes were found by using a long measuring tape and the GPS receiver altitude data on the mobile device, and the results were compared and the correct ones were selected. For rocks with inaccessible peaks the heights were calculated by the formula obtained from the trigonometric properties of right triangles:

$$(H - h)/b = tg\alpha, \quad H - h = b \cdot tg\alpha, \quad H = h + b \cdot tg\alpha;$$

H is the height of the rock, *h* is the height of a person some distance from the foot of the rock, *b* is the base or distance from the foot to the person, *tgα* is the angle between the top of the cliff and the point of view of the person, which is measured by a goniometer on a mobile device.

In the field, the morphological outlines of the rocks, their unique or typical features, the parameters of the base, the complexity of cracks of different genesis, and the sedimentation marks on the surface of the rocks were also studied. As a result of studies, the morphological typing of the Beskids' rock formations was performed.

In cameral conditions, GIS, analysis and synthesis methods were used. In the ArcGIS-10.3 software environment, horizontal digitization of topographic maps of 1:25 000 and 1:10 000 scales was carried out.

3D rendering of the terrain was performed, the angles of slope and exposure of the slopes the rocks are located on were found; the geospatial position of the rocks on the obtained digital terrain models were noted; the regularities in the local and regional distribution of the rocks were found.

Results. In Beskids there are about a dozen rock formations, the largest of them create the rock complexes. There are five of them in Beskids (from west to east): ***Uryts'kyi, Yamelnyts'kyi, Komarnyts'kyi, Kliuch-Kamianka, Bubnys'kyi Rock Complexes***. There are dozens of rocks-outliers or other rock formations in a given area. Rock formations include the detachment of rocks as upright walls on the slopes of beams or shores of the rivers, gorges gaps of solid rocks. Groups of rocks consist of several (5–8) shapes. Tyshivnyts'ki Rocks, Rozgirche are referred to groups of rocks.

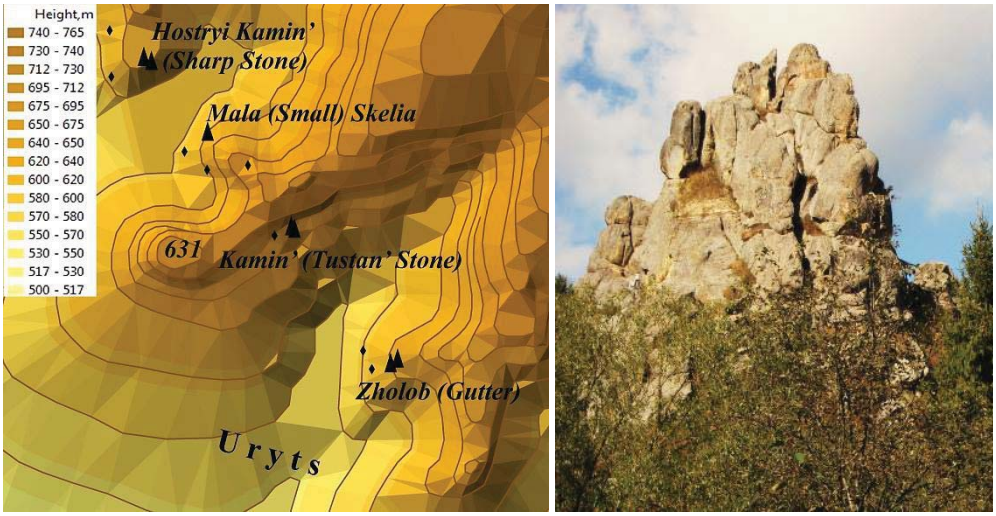
The rocks are composed of sandstones of the Yamna suite of the Palaeocene of the Lower Paleogene age (56–66 million years), with the exception of the Rozgirche rocks, which are formed by sandstones of the Vyhoda suite of Eocene (average Paleogene, 34–56 million years). The rocks were formed at a depth of 4800–5000 m during the existence of the ancient Tethys Ocean here; that is evidenced by coral remnants and sea turtles in the sandstones.

Uryts'kyi Rock Complex includes three groups of rocks: Kamin' (Stone) or the Tustasn's'kyi Kamin' (Tustan' Stone), Hostryi Kamin' (Sharp Stone), the Zholob (Gutter) and the single rocks Mala (Small) Skelia, Gulka, Khrest (Cross) and Bezymianna (Nameless) (Fig. 1,*a*). Most of them are the rocks-outliers.

The Rock Massif *Kamin'* is located in a valley of a small river of sub-meridional extension, at the foot of the southern exposure slope. It consists of two rock walls (southwestern and northeastward), connected by a rocky lowering in the form of a platform (princely court territory) (Zinko, 2008). The height of the highest hill of Tustan's'kyi Kamin' is 37 m. The massif is of a complex morphology; it accommodates a combination of rock walls and spire forms form (Fig. 1,*b*). The plan is somewhat reminds the letter "H", which is expanded and extended in the direction of 330°. The north-eastern part of the massif is twice as thin as the southwestern, but 10 m longer, is called Velyke Krylo (The Big Wing). Its height is 15 m, length is 60 m and width is 5 m. According to researchers there was Detynets of medieval fortress Tustan' (Rozhko, 1996). The layered structure of sandstones causes horizontal closed cracks, which together with the vertical ones, form characteristic mattress-like free-standing forms. Vertical cracks in the lower parts are expanded by water erosion and form grottoes with their proper names ("Chotyry Veletni" (Four Giant), "Try Paltsi" (Three Fingers), "Chotyry Spysy" (Four Spears), "Orel" (Eagle). On the rocks there are round-shaped depressions up to 50 cm in diameter, which are a consequence of the heterogeneity of the sandy rocks and were used by ancient people as altars. There are also many petroglyphs of different periods on the surface of the rocks, and they complete the largest collection of rock images in Europe (Vahylevych, 1993).

The rocks *Hostryi Kamin'* are on the opposite slope of the valley, on the ridge, so the sharp peaks are notable on its background. Their height is about 25 m. The rocks are morphologically needle-shaped. The Zholob rock group is located on the southeast of Kamin', on the valley side of the slope. This rock, like the previous ones, has a two-

tiered structure: is an elongated wall at the bottom there, and there are two peaks shaped like spires at the top. The height of the rock is up to 20 m. Among the small boulders the cube-shaped ones are common. There are also unique rocks, for example, one rock in the tract Mala Skelia resembles an altar.



a *b*

Fig. 1. Uryts'ki rocks: *a* – a three-dimensional relief model, scale 1: 25,000; *b* – the tower-shaped rock Velykyi Kamin' (Big Stone)

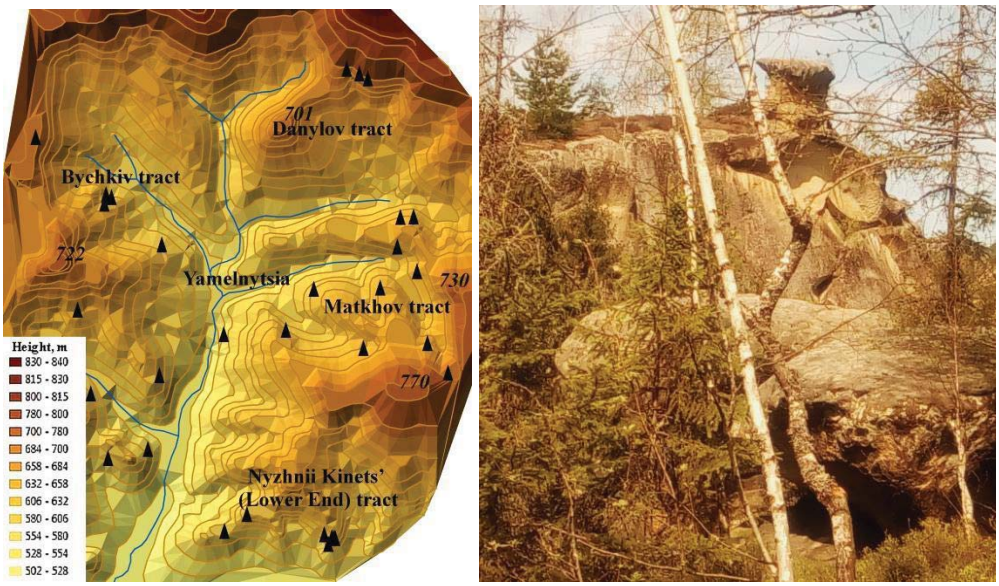
Yamelnyts'kyi Rock Complex. It is located to the east of Uryts'ki rocks, between the villages of Pidhorodtsi and Krushelnytsia (Skole district of Lviv region). The complex brings together five groups of rocks, that are located on 2–5 km one from another. The following groups of rocks should be distinguished: the south-western, north-western (Bychkiv tract), northern (Danylov), eastern (Matkhov) and south-eastern (Nyzhnii Kinets' (Lower End) tract) (orientation is from the centre of the village Yamelnytsia) (Fig. 2,*a*). Here are the rocks-outliers and rocks-outcrops. Rock wall-shaped morphological types are common among the rocks-outliers; the tower-shaped and cube-shaped single rocks are rare.

The north-western group of Yamelnyts'kyi Rocks Complex (Bychkiv tract) are the highest. The mushroom-shaped and tower-shaped rocks-outliers, as well as canyon and angular rocks, are common here. The highest is the Shiata Rock, 35 m high, in the form of a massive tower with a chimney-shaped top (Fig. 2,*b*). This tower is at the same time an angular rock and the end of a massive wall extending from the base of the slope. Further into the slope, together with the opposite vertical wall, it forms a canyon. Its length is 80 m; depth is 28 m; thickness of exposed rocks up to 20 m; azimuth of extension 240º.

The northern group of the Yamelnyts'kyi Rocks Complex near Danylov Mountain is a rock wall located in the middle of the ridge's slope. It is the longest of all the rocks-outcrops of the Beskids. Its total length is about 150 m, height 15–17 m, and thickness 9–12 m. Extension azimuth is 280º. There are also angular rocks. The strip of rocks is broken up by deep vertical cracks into free-standing forms, and that is why this

type of rock wall is called ribs. The more dismembered rocks-outcrops are situated the lowest to the valley.

The south-eastern group of the Yamelnyts'kyi Rocks Complex in the tract Nyzhnii Kinets' has been formed from small rocks of 1.5–3.0 m (cube-shaped, slab-shaped, undefined ones) and two rock walls. The western part of the wall is smaller, 20 m in length and 12 m height, and the eastern part is larger, 50 m in length and 15 m in height. The thickness of the rocks exits is 4–7 m.



a *b*

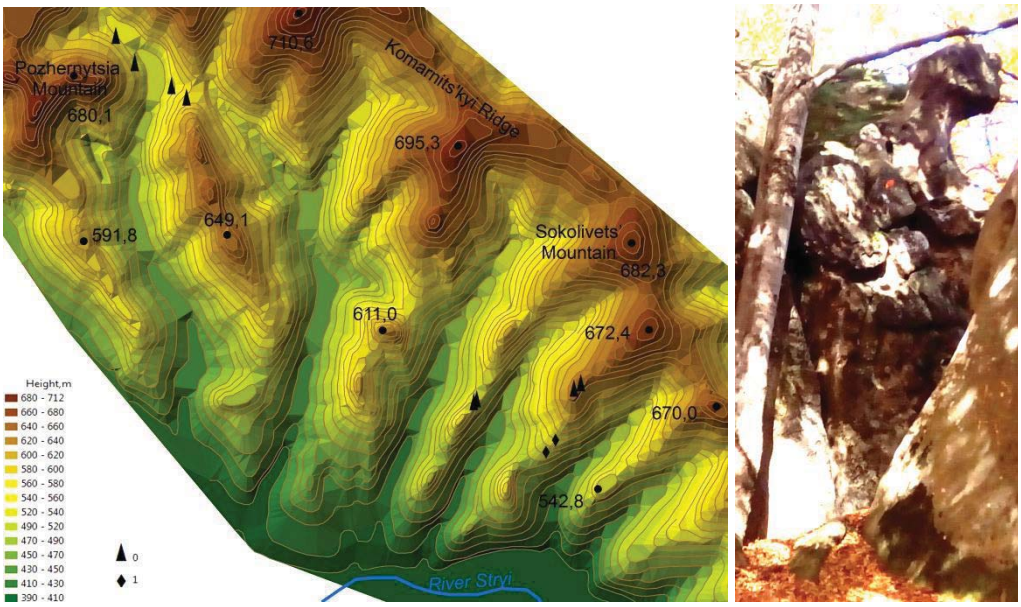
Fig. 2. Yamelnyts'kyi Rocks Complex : *a* – a three-dimensional relief model, scale 1: 50,000; *b* – Shiata Rock in Bychkiv tract

Komarnyts'kyi Rock Complex includes groups of rocks near the local mountain Ridges of Sokolivets' and Pozhernytsa (Fig. 3). According to morphology, there are rocks-outcrops, rock-towers and cube-shaped formations. There are three groups of rocks near Sokolivets' Mountain: north-west, south-east, and north-east (Bayrak & Zozulya, 2012). Sandstone detachments in the form of upright walls extend from the middle section of the slopes to ridges for from 35 to 70 m long. They are dissected by transverse cracks into massive cliffs, numbering 7–12. Azimuth of extension of all three groups is 320-340º. On ridges the rock walls turn into the rocks-outliersof tower-shaped forms. The maximal rock height in the north-eastern group is 23 m, in the north-western is 19 m, and in the south-east is 12 m. On the surface of the south-eastern cluster of rocks, there are interesting cells of cellular weathering, which are huge in size and have a unique columnar Ridgement.

There are several groups of rocks near the Pozhernytsia Mountain (680 m) in Komarnyts'kyi Rock Complex. There are three tower-shaped rocks, 10–12 m high and rocks-outcrops, up to 30 m long. The height of the rocks does not exceed 15 m.

The Tyshivnytsia rocks group is a detachment of massive sandstones near the river-bed of the Stryi river by the village of Tyshivnytsia (Skole district); the rocks group is broken down into separate cliffs. The massive rocks that rise above the river are called

Kniazhi (Princes). They are located in the lower part of the slope of the northern exposure (Fig. 4,*a*). The height of the highest Kniazha (Prince) Rock is 34.5 m, the



a *b*

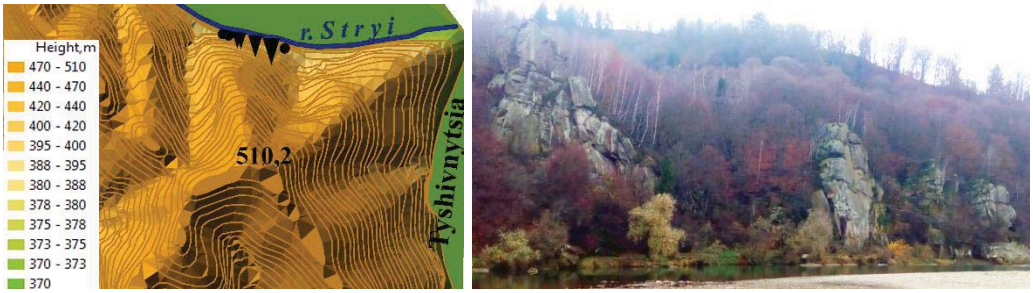
Fig. 3. Rock groups near Sokolovets' and Pozhernytsa: *a* – a three-dimensional relief model scale 1: 50,000 (symbols: *0* – rocks-outliers, *1* – low rocks); *b* – rock near Sokolovets'

height of the next one Yaroslavna Rock is 26.3 m; the lowest one is Khans'ka (Khan) Rock 14.5 m high. Azimuth of extension is 280°. The slope angle is 54°. The shape of the rocks in the profile is trapezoidal: the lower part is wider than the upper one several times (Fig. 4,*b*). Width of the lower base of Kniazha Rock is 19.5 m, the width of the upper base is 5.5 m; the width of the lower base of Yaroslavna Rock is 15.0 and the width of its upper base is 7.0 m; the width of the lower base of Khanska Rock is 13.0 and the width of its upper base is 3.3 m.

To the northeast of the Kniazhi Rocks the group of Rosgirche rocks is situated (Bayrak & Teodorovych, 2018). These rocks are located at the foot of the low ridge and are represented by the sandstone outcrop of the Eocene Vyhoda suite. There are three rather large rock cliffs and a few smaller ones. The largest is a 10 m high rock, located in a corner ledge of the slope. It has a wide base, a flat top, and stepped facade construction. Two large rooms with doors and windows are carved in the rock. A small cave monastery was located directly in this place in the Middle Ages.

Kliuch-Kamianka Rock Complex. Various forms of formations are common here: low tower-shaped rocks, arch-shaped rocks, clusters of massive cliffs, single cube-shaped blocks and rock-slabs, as well as rocks-outcrops in the form of vertical walls that resemble canyons. Such diversity of rock formations can be explained by the fact that the central and eastern part of the Kliuch Ridge is made up of a powerful (up to 200 m) horizontal stack of massive sandstones that extend to the bottom. Blocks and slabs can be found everywhere on the tops and surface slopes of the ridge. Most of the rock formations are located at the intermediate peak elongated from the southwest to

the northeast, located to the west of the main peak (Kliuch Mountain, 929.7 m) (Fig. 5).



a *b*

Fig. 4. Rocks Tyshivnytsia: *a* – a three-dimensional relief model, scale 1:25,0000; *b* – the photo

The group of rocks is located at the southern end of the top. There are three rocks there: two tower-shaped, west and east, and cube-shaped, south. The height of the largest rock, western one, is 6 m. The surface of the rocks is strongly eroded, as sand layers of fine-grained and medium-grained structure are alternated. One of these rocks with a unique peak got the local name "Sokil" (Falcon).

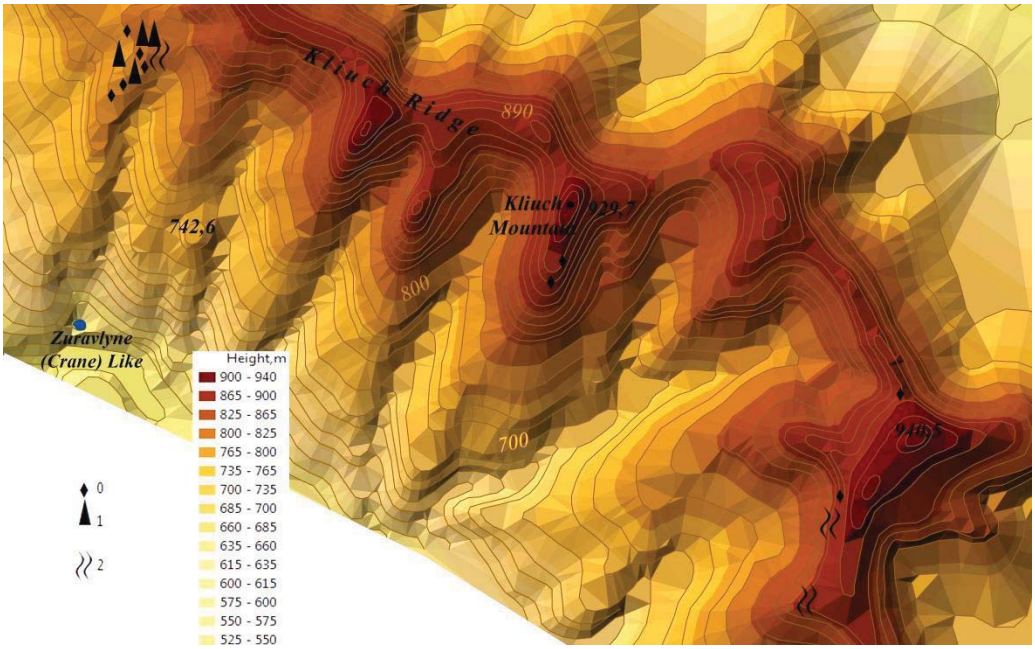


Fig. 5. Rocks on the Kliuch Ridge (a three-dimensional terrain model; scale 1: 50,000). Symbols: *0* – scattering of stones, *1* – rocks-outliers, *2* – canyon

The largest group of the rocks, located at the north-eastern end of this elongated peak, is called Ostriv Pasky (Easter Island) Rock. This is a chaotic cluster of blocks of different shapes. Therefore they are also called "Igroteka" (Games Store).

There are about 10 rock blocks in the area of 25 m^2. The height of the highest formation is 8 m. On the south side of this group is a short, 10 m long canyon with

smooth walls. Depth of the formation is 5 m, width of it is 2.5 m (Fig. 6,*a*). It is of tectonic-gravity-erosion genesis.

In the Kliuch-Kamianka Rock Complex the unique single rocks are common, for example, an arch-shaped. Such a rock is located at a distance of 100 m to southwest of "Igroteka". Its height is 4 m. Two rock pillars have an overlap and a small (1.8 × 2 m) passage with a semi-circular arch. To the northwest of the "Arch" there are rock blocks formed as a result of gravitational processes, in particular, the subsidence of blocks. These are two pairs of rocks, 4–5 m in height. The gravitational crack divided them into two parts (Fig. 6,*b*).

a *b*

Fig. 6. Rock formations on the Kliuch Ridge: *a* – canyon by the Ostriv Pasky (Easter Island) Rock, *b* – rocks as a result of the block dropping

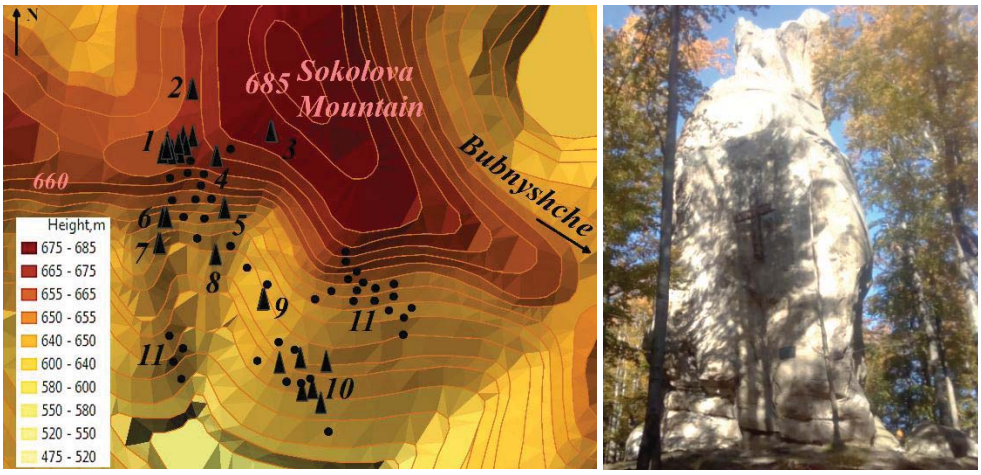
In the southeast direction from the main Kliyuch peak, in the crested parts of the slopes, there are two canyons with the vertical slopes composed by thick sandstone strata. They are of tectonic origin and are the result of settling and erosion processes. The tectonic genesis is indicated by a smooth sandstone surface, as well as a major cleft with transverse cracks. The length of the largest canyon is 80 m. The azimuth of the extension of its shorter segment (30 m) is 330°, and of the longer segment (50 m) is 360°. Its depth is 12–15 m, its width at the bottom is 2–5 m, and along the edge is 5–8 m.

Bubnys'ki Rocks (Dovbush Rocks) are the highest and most massive of all the rocks described above. In this complex there are about a dozen compactly arranged groups of rocks, a few single rocks and three more groups located some distance away. Tall and massive cliffs over 15 m high, several cliff blocks 5–10 m high, small cliffs 2–3 m high and scattering of small fragments around them stand out in the groups. The high cliffs have their proper names, they are 14. The entire massif extends for 1.0 km from northwest to southeast. Azimuth of extension is 330–345°. The complex of rocks belongs to the top and surface slopes of Sokolova Mountain (685 m) of south-western exposition (Fig. 7,*a*). Its width reaches 200 m. According to the morphology, the plateau group of rocks, tower-shaped, spike-shaped, needle-shaped, cube-shaped rocks and rock-canyon can be distinguished.

The plateau group is called the Main Massif because it is the largest solid rock massif not only of Bubnys'ki Rocks, but of all the Carpathian rocks. Its width is 70 m, length is 150 m, and height is 30–34 m. It is pierced by four cracks, up to 1 m wide, extending from west to east and one longitudinal crack, extending from north to south, forming seven blocks. The massif is longitudinally and transversely divided by open and closed cracks of different directions and angles of incidence, so that the surface is divided into large and small free-standing forms. For example, on the east side, due to

the predominance of closed cracks, there are distinct “edges” and on the top there are “boulders field” and “karst plateau”. Open through cracks up to 1.5 m wide split the Main Massif into massive tower-shaped boulders. On the north side, the massif forms a semicircle with a plane in the middle. There are three man-made caves and one natural cave, the stairs to the top. It was area that Dovbush opryshkas favoured as a rest area during their long hikes. The top of the massif is slightly inclined, broken by deep cracks into square pieces, with several cliffs hanging on it. It is available for people with average physical fitness, and opens view on Kliuch Mountain, Parashka Mountain, Bezimenna (Nameless) Rock, and the Bronenosets’ Rock that soars above the forest.

The Bronenosets’ rock is considered to be the highest among Bubnys’ki rocks, its height is 46 m according to S. Slutskyi (Slutskyi, 1984). According to our information, its height is 37 m. It has an elongated shape extended from east to west, so it is also called “sail”. The massive tower-shaped rocks are the Bezimenna Rock (32 m), the Vid’ma (Witch) Rock (25 m), the Kin’ (Horse) Rock (14 m). The tower-shaped rocks are the Golets’ Rock (16 m), the Shurshun Rock (15 m), the Mala Austriyka Rock (8 m), and the Khrest (Cross) Rock (8 m). Spitz-shaped rocks are Odinets’ Rock (18 m) (Fig. 7,*b*), Tiulpan (Tulip) Rock (13 m), Lialka (Doll) Rock (10 m). The needle-shaped top is Velyka Austriyka Rock (10 m). The cube-shaped rock is the Kolobok Rock (6 m) and other small rocks that form clusters to the southeast of the Main Massif.



a *b*

Fig. 7. Bubnys’ki rocks: *a* – a three-dimensional relief model, scale 1:25 000. Figures indicate rocks: *1* – Main Massif, *2* – Golets’ Rock, *3* – Odinets’ Rock, *4* – Tiulpan (Tulip) Rock, *5* – Vid’ma (Witch) Rock, *6* – Kin’ (Horse) Rock, *7* – Alaska Rock, *8* – Bezimenna (Nameless) Rock, *9* – Bronenosets’ Rock, *10* – low rocks, *11* – scattering of different blocks; *b* – Odinets’ Rock

To the south of the Main Massif a small valley stretches, the upper part of which form a canyon. The depth of the canyon is about 3 m, the width of the bottom is up to 1 m. The canyon widens down the slope, the walls decrease, they are thinned until they pass into separate cube-shaped cliffs. The length of the canyon is about 20 m.

Discussion. The wide researches on the massive sandstone outcrops of the Skole and Upper Dnister Beskids, forming a variety of rocks, allows us to identify two of their classes: rocks-outliers and rocks-outcrops. The first class of the rocks are isolated stone blocks or humps. The second class of the rocks are the outcrops in the form of solid vertical walls.

The rocks-outliers are divided into four types: spire-shaped, chain-shaped, arc-shaped and combined. The first two types are the most common in the Beskids, so we distinguish their subtypes.

Spire-shaped rocks are divided into subtypes: 1) tower – a rock with a cross-sectional area, that is practically unchanged from the base to the top; 2) spoke – a rock with a cross-sectional area, that is decreases with height; 3) needle – a kind of spoke with a narrow pointed apex; 4) mushroom – a rock, the cross-sectional area is unchanged or decreases, and the top is several times wider than the base.

Among the chain-shaped rocks 3 subtypes are defined: 1) wall (ribs, fence, gate) is a chain-shaped form; its height is bigger than the width of the base. Belonging to a particular subtype depends on the length of the form and its continuity – the wall is more solid than the ribs; 2) block (table) – a cube-shaped form; its height and width are approximately the same; 3) slab – an elongated shape; its width of base is greater than its height.

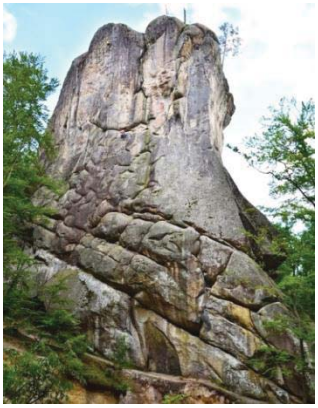
The rocks of combined form are divided into subtypes: with defined form – those of the rocks which are similar to certain objects (a ship, a sail, an animal, etc.); and cliffs – the rocks of undefined forms, clusters of massive boulders of various shapes.

Among the *rocks-outcrops* three types are defined: bluff-shaped, canyon-shaped and angular ones. All of them are the vertical end of a slope composed of crystalline rocks. The bluff-shaped rocks are ten-meter-long ledges on the slopes of a mountain in the form of a solid wall of long extension or its trapezoidal or rectangular free-standing forms. The canyon-shaped type is the rocks with parallel slopes. Types of angular rocks have the appearance of corner large stones on the lateral sides of the slope (Tab. 1).

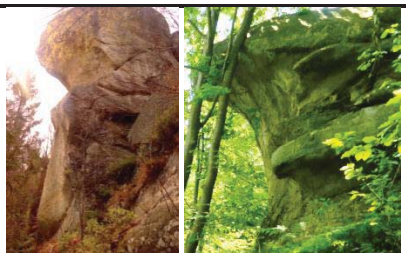
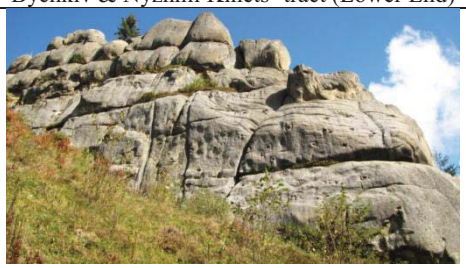
The described types of rocks are represented in various ways in the rock complexes of Beskids. The class of rocks-outliers occurs most often, and among its subtypes tower and spoke are the most widespread. They occur in almost all rock complexes of the Beskids.

Low rock blocks are widely distributed, both at the root bed and detached from the base, destroying processes. The subtype of rocks in the form of a wall is found in Urych and Yamelnytsia. Subtypes of complex cliffs are represented in the western part of the Kliuch Ridge, in the western part of the tract Nyzhniy Kinets' in Yamelnytsia, as well as in the central large massif in Bubnys'kyi Rock Complex. There are unique types of rocks that resemble different objects, such as a sail, a bird or a mushroom. The least common subtype is the "needle". In the class of rocks-outcrops, the types of bluff-shaped and canyon-shaped rocks observed in the groups of rocks Sokolivets', Pozhernytsa, Tyshivnytsia, Klyuch, in Bychkiv tract in Yamelnytsya are equally widespread. A bright example of the angular rocks is the rock cave monastery in Rozgirche.

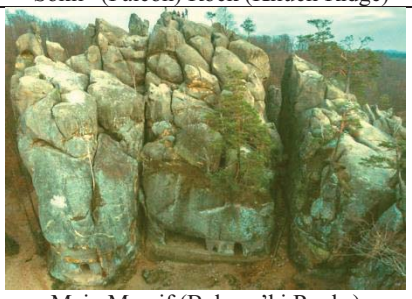
Table 1. The morphological classification of rocks of Beskid Mountains

Clas-ses	Ty-pes	Sub-types	Rock names/locations	An example of a typical rock
1	*2*	*3*	*4*	*5*
The rocks-outliers	**Spire-shaped**	**Tower**	"Velykyi Kamin' (Big Stone)", " Malyi Kamin' (Small Stone)" (Urych); Shiata Rock, north-western group, Matkhov, Nyzhnii Kinets' (Lower End) (Yamelnytsia); single rocks by Sokolivets' Mountain and Pozhernytsa Mountain; Golets' Rock, Bezimenna (Nameless) Rock, Shurshun Rock, Vid'ma (Witch) Rock, Mala Austriyka Rock, Khrest (Cross) Rock (Bubnys'ki Rocks).	 Bronenosets' Rock (Bubnys'ki Rocks)
		Spoke	Okremyi Kamin' (Separate Stone), Zholob (Gutter) rock group, Mala (Small) Skelia Rock (Urych); south-west, Matkhov tract (Yamelnytsia); Odinets' Rock, Tiulpan (Tulip) Rock, Lialka (Doll) Rock (Bubnys'ki Rocks).	Mala (Small) Skelia Rock (Urych)
		Needle	Hostryi Kamin' (Sharp Stone) Rock (Urych); Velyka Austriyka Rock (Bubnys'ki Rocks).	Hostryi Kamin' (Sharp Stone) Rock (Urych)

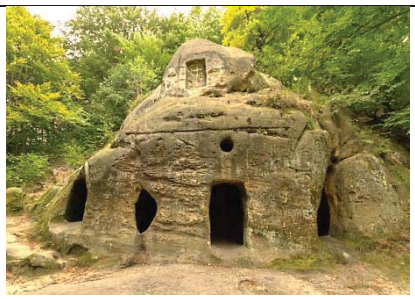
Continuation of Tab. 1

1	*2*	*3*	*4*	*5*
		Mushroom	Bychkiv tract, Nyzhnii Kinets' (Lower End) tract (Yamelnytsia).	 Bychkiv & Nyzhnii Kinets' tract (Lower End)
	Chain-shaped	**Wall**	Velyke Krylo (The Big Wing), Male Krylo (The Small Wing) (Urych); Danylov tract, Eastern part of Nyzhnii Kinets' (Lower End) tract (Yamelnytsia).	 Velyke Krylo (The Big Wing) (Urych)
		Block	Mala (Small) Skelia Rock (Urych); south-western group, single rocks on Danylov tract, Matkhov tract, Nyzhnii Kinets' (Lower End) tract (Yamelnytsia); rocks by Sokolivets' Mountain and Pozhernytsa Mountain; Vorota (Gate) Rock (Rosgirche); Kliuch Mountain; Kolobok Rock etc. (Bubnys'ki Rocks).	Nyzhnii Kinets' (Lower End) tract (Yamelnytsia)
		Slab	"Altar" (Urych); single rocks of Nyzhnii Kinets' (Lower End) tract (Yamelnytsia); Kliuch Ridge; (Bubnys'ki Rocks).	"Altar" (Urych)

Continuation of Tab. 1

1	*2*	*3*	*4*	*5*
	Arc-shaped		Kliuch Ridge; arched elements on the rocks (Bubnys'ki Rocks and Yamelnytsia).	Arch-shaped rock, Kliuch Ridge
	Combined	**With defined form**	"Sokil" (Falcon) Rock (Kliuch Ridge); Bronenosets' Rock (Bubnys'ki Rocks).	"Sokil" (Falcon) Rock (Kliuch Ridge)
		Cliffs	Western rock, Nyzhniy Kinets' (Lower End) tract (Yamelnytsia); Ostriv Pasky (Easter Island) Rock (Kliuch Ridge); Main Massif, Kin' (Horse) Rock (Bubnys'ki Rocks).	 Main Massif (Bubnys'ki Rocks)
The rocks-outcrops	**Bluff-shaped**		South-eastern group of Sokolivets' Mountain; by the Pozhernytsa Mountain; Kniazhi (Princes) Rocks (Tyshivnytsia).	South-eastern group of Sokolivets' Mountain
	Canyon-shaped		Bychkiv tract (Yamelnytsia); Kliuch Ridge; segment of the river Kamianka; South of Main Massif (Bubnys'ki Rocks).	Canyon to the east of Kliuch Mountain

End of Tab. 1

1	*2*	*3*	*4*	*5*
	Angular		Bychkiv tract, Danylov tract (Yamelnytsia); rock-monastery in Rozgirche; (Yamelnytsia); Kliuch Ridge.	 Rock in Rozgirche

Conclusions. In any science, classification is the first step to an in-depth study of the research subject. Proper classification gives an adequate idea of the nature of the studied objects, methods and origin of their formation. The presented morphological classification of rocks is an attempt to systematize the various rock formations of the Beskids. The classification allows to determine their value as an objects of geological and geomorphological heritage, to highlight the urgency of their protection and preservation, whereas many rocks are included in the nature conservation associations: Skole National Park (Kliuch-Kamyanka), natural landscape reserved area (Bubnys'ki Rocks), or historical and cultural reserved area (Tustans'kyi Kamin'). The scientific classification allows us to determine the degree of rock's weathering by the exogenous factors and, accordingly, the stage of rock formations development. Classification can be used in geo-tourism because it reflects the uniqueness or typical features of the Beskid rock formations and thus determines the degree of attractiveness and the priority of the tourist flows directions.

REFERENCES

Andreychuk, Ju., I. Knysh, Kremin', N. (2018). Geoturystychni ta navchal'ni perspektyvy Skolivs'kyh Beskydiv na prykladi basejnu r. Kam'janka [Geotourism and educational perspectives of Skole Beskydy on the example of the Kamianka river basin]. In *Geografija, ekonomika i turyzm: nacional'nyj i mizhnarodnyj dosvid*: materialy XII Mizhn. nauk. konf. L'viv, 6–21 (In Ukrainian).

Bayrak, G., Zozulia, M. (2012). Geomorphologichni osoblyvosti Mezybrods'kogo kompleksu skel' u Verhniodnistrovskih Beskydah [Geomorphological features Mezhibrodskogo of complex of rocks in Verkhnednisterskikh Beskidakh]. In *Problemy geomorfologii' i paleogeografii' Ukrai'ns'kyh Karpat i pryleglyh terytorij: Zbirnyk nauk.prac*. L'viv: LNU im. Ivana Franka, 125–132 (In Ukrainian).

Bayrak, G., Gavryliv, M. (2011). Formuvannja skel'nyh kompleksiv Beskydiv [Forming of rocky complexes of Beskyd]. In *Fizychna geografija ta geomorfologija*, 3(64). Kyi'v: Obrii', 63–72 (In Ukrainian).

Bayrak, G., Teodorovych, L. (2018). Skeli "Rozgirche" ta ihnje vykorystannja v geoturystychnyh ciljah [Rozhirche rocks and their use for geotourism]. In *Problemy geomorfologii' i paleogeografii' Ukrai'ns'kyh Karpat i pryleglyh terytorij: Zbirnyk nauk. prac*. L'viv: LNU im. Ivana Franka, 85–97 (In Ukrainian)

Bubnjak, I. M., Skakun, L. Z. (Eds.) (2014). Geoturyzm: praktyka i dosvid [Geotourism: practice and experience]. In *Materialy mizhnarodnoi' naukovoi' konferencii'*. L'viv: Karty i atlasy, 152 (In Ukrainian).

Vahylevych, I. (1993). Berdi v Urichi. In *Podorozhi v Ukrayinski Karpati : zbirnik*. Lviv, 102–113 (In Ukrainian).

Voloshyn, P. (2012). Inzhenerno-geomorfologichna harakterystyka Uryc'kyh skel' [The Urych roks engineer-geomorphologic characteristic]. In *Problemy geomorfologii' i paleogeografii' Ukrai'ns'kyh Karpat i pryleglyh terytorij: Zbirnyk nauk. prac*. L'viv: LNU im. Ivana Franka, 172–180 (In Ukrainian).

Gavrishkiv, G. (2008). Petrografiya paleotsenovih vidkladiv "ekzotichnih skel" Skibovoyi zony Ukrayinskih Karpat. [The petrography of paleocene deposits of the Skiba unit of the Ukrainian Carpathians]. In *Zb. nauk. prac Institutu geologIchnih nauk NAN Ukrayini*, 1, 67–69 (In Ukrainian).

Zinko, Ju., Gnatjuk, R., Shevchuk, O. (2003). Pidhody do pryrodoohoronnoi' pasportyzacii' skel'nyh utvoren' Podillja. [Formation of the International Geopark "Rocky Beskyds" as a Center for Geotourism]. Rol' pryrodno-zapovidnyh terytorij Zahidnogo Podillja ta Jury Ojcovs'koi' u zberezhenni biologichnogo ta landshaftnogo riznomanittja : *Materialy naukovoi' konferencii'*. Grymajliv, 165–178 (In Ukrainian).

Zinko, Ju. (2008). Formuvannja mizhnarodnogo geoparku "Skeljasti Beskydy" jak centru geoturyzmu. [Formation of the international geopark "Rocky Beskyds" as a center for geotourism]. In *Visnyk L'viv. un-tu. Serija mizhnarodni vidnosyny*, 24, 83–93 (In Ukrainian).

Zinko, Ju., Ivanyk, M. (2016). Inventaryzacija ta ocinka ob'jektiv geomorfologichnoi' spadshhyny Prydnisters'kogo Podillja dlja potreb geoohorony i geoturyzmu [Inventory and evaluation of the objects of geomorphologic heritage of Transdniestria Podillia for the purposes of geoprotection and geotourism]. In *Problemy geomorfologii' i paleogeografii' Ukrai'ns'kyh Karpat i pryleglyh terytorij: Zbirnyk nauk.prac*. L'viv: LNU im. Ivana Franka, 6, 291–302 (In Ukrainian).

Rozko, M. (1996). *Tustan' – davnjorus'ka naskel'na fortecja* [Tustan – Old Russian rocky fortress]. Kyiv: Naukova dumka, 240 (In Ukrainian).

Sluckij, S. (1984). *Bubnys'ki skeli* [Bubnisky rocks]. Retrieved from http://www.karpaty.com.ua/?chapter=12&item=374

Alexandrowicz, Z. (1990). Waloryzacja i funkcje srodowiska abiotycznego w systemie ochrony przyrody (na przykladzie opracowan z Karpat Polskich). In *Studia Natura*, 9–35 (In Polish).

Alexandrowicz, Z. (2008). Sandstone rocky forms in Polish Carpathians attractive for education and tourism. In *Przeglad geologiczny*, 56, 8/1, 680–687 (In Polish).

Demetrykiewicz, W. (1903). Groty wykute w skalach Galicji wschodniej, pod względem archeologicznym (z 6 tablicami). In *Materiały Antropologiczno-Archeologiczne I Etnograficzne*, VI, 51–91 (In Polish).

Mazurski, K.R. (1972). Skalne fantazje przyrody. In *Rocznik Jeleniogorski*, X, 65–81 (In Polish).

Urban J. (2015). The role of gravitational processes in shaping sandstone rock landforms in low mountains: Świętokrzyskie (Holy Cross) Mountains, central Poland. In *Zeitschrift für Geomorphologie*, 59, Suppl. 1: 35–79.

УДК 551.4; 911.3; DOI 10.30970/gpc.2019.1.2807

ПАМ'ЯТКИ НЕЖИВОЇ ПРИРОДИ БАСЕЙНІВ ПРУТУ І ЛАЗЕЩИНИ У ГІРСЬКОМУ МАСИВІ ЧОРНОГОРА (УКРАЇНСЬКІ КАРПАТИ)

Віталій Брусак, Діана Сеничак
Львівський національний університет імені Івана Франка
brusak_vitaliy@ukr.net; orcid.org/0000-0001-8635-0105

Анотація. Пам'ятки неживої природи, поряд з об'єктами живої природи, на природоохоронних територіях є водночас як об'єктами охорони і збереження, так і ресурсами для розвитку рекреації й туризму, організації наукових досліджень та еколого-освітньої діяльності. Традиційно пам'ятки неживої природи ототожнюють з геологічними пам'ятками, у різних країнах їх означують іншими термінами, проте вони співмірні за змістом. Розроблено класифікації геологічних і геоморфологічних пам'яток за різними принципами – *змістовним, науково-пізнавальною значимістю*, *генетичним, за призначенням* та *за розмірами*. Найпоширенішими є класифікації за змістом (предметним принципом).

Пам'ятки неживої природи поділяємо на три класи: геологічні, геоморфологічні та гідрологічні, відповідно до головного об'єкта їхньої цінності для охорони; за генезисом їх класифікуємо на типи пам'яток, а за морфологічною вираженістю – на види пам'яток. Ефективним способом дослідження пам'яток природи є картографічна інвентаризація та комплексна паспортизація, вперше апробована у природному заповіднику "Розточчя".

Басейни річок Лазещини і Пруту розташовані на північно-східному макросхилі гірського масиву Чорногора в Українських Карпатах, уздовж їхньої межі проходить кордон між Івано-Франківською та Закарпатською областями, відповідно, у межах Карпатського біосферного заповідника і Карпатського національного природного парку. На території досліджуваних річкових басейнів виокремлено 11 геологічних пам'яток, 23 – геоморфологічні, 7 – гідролого-гідрогеологічних. Також у межах басейну Лазещини виокремлено 9 ділянок смерекових пралісів і 14 ділянок старовікових лісів, які охороняють в Карпатському БЗ. На території басейну Пруту виокремлено 81 ділянку старовікових лісів і пралісів, які охороняють у Карпатському НПП.

З метою популяризації пам'яток природи досліджуваних річкових басейнів та зменшення рекреаційного навантаження на екопізнавальну стежку "На гору Говерла" розроблено два багатоденні маршрути, один дводенний і 9 одноденних геотуристичних маршрутів для відвідувачів найпопулярнішого серед українських і закордонних туристів регіону Українських Карпат.

Ключові слова: пам'ятки неживої природи; геологічні пам'ятки; гірський масив Чорногора; басейн Пруту; басейн Лазещини; геотуристичний маршрут.

THE MONUMENTS OF NON-LIVING NATURE OF THE BASINS OF PRUT AND LAZESHCHYNA RIVERS IN CHORNOHORA MOUNTAIN RANGE IN UKRAINIAN CARPATHIANS

Vitaliy Brusak, *Ivan Franko National University of Lviv;*
Diana Senychak*, Ivan Franko National University of Lviv.*

Abstract. The classification of the monuments of non-living nature of the basins of Prut and Lazeshchyna rivers in Chornohora mountain range in Ukrainian Carpathians

© Брусак Віталій, Сеничак Діана, 2019.

as well as map, tables and suggestions for further alternative use of objects are presented. In the research the monuments of non-living nature are categorized such as geological, geomorphological and hydrological based on the main object of their value for protection.

The classification of the geological and geomorphological monuments according to different principles such as meaningful, scientific and cognitive significance, genetic, purpose and size is developed. According to the main object of their value for protection and the genesis objects are classified into types of monuments, and by morphological expression – into species of monuments. The other methods of the research of monuments of non-living nature such as cartographic inventory and comprehensive certification are also presented.

The river basins of Prut and Lazeshchyna are located on the northeast macro-slope of the Chornohora mountain range in the Ukrainian Carpathians in the area of the Carpathian Biosphere Reserve and the Carpathian National Nature Park. On the territory of the studied river basins 11 geological monuments, 23 – geomorphological monuments, 7 – hydrological and hydrogeological monuments are identified. There are also 9 sites of fir forests and 14 sites of ancient forests protected in the Carpathian Biosphere Reserve in the Lazeshchyna river basin. On the territory of the Prut river basin there are 81 sites of ancient forests and primeval forests in the area of the Carpathian National Nature Park.

The monuments of non-living nature can be used not only as the conservation ones but also as the places for recreation and tourism, organization of research and environmental education of the region. In addition, 2 multi-day, 1 two-day and 9 one-day geotourism routes to promote the natural resources of the studied river basins with the purpose to reduce the recreational degression of the main eco-trail "To the Goverla Mountain" are developed.

Key words: monuments of non-living nature; geological sites; Chornohora mountain range; Prut river basin; Lazeshchyna river basin; geotourism route.

Вступ. Гірський масив Чорногора є найпопулярнішим серед українських і закордонних туристів регіоном Українських Карпат, який щороку відвідує кілька сотень тисяч рекреантів. Водночас це найбільш охоплений заповідним режимом регіон, який має давню історію природно-заповідної справи, розпочатої ще у міжвоєнний період XX ст. Тут розташовані Чорногірський масив Карпатського *біосферного заповідника* (БЗ), створеного 1968 р. (міжнародний статус отримав 1993 р.), та найстаріший у державі Карпатський *національний природний парк* (НПП), організований 1980 року. Важливою складовою природи Чорногори є пам'ятки неживої природи: геологічні відслонення, палеонтологічні рештки, окремі мальовничі форми рельєфу (скелі, моренні пагорби, каньйони, водоспади та ін.), озера, мінеральні й прісні джерела тощо. Пам'ятки неживої природи, поряд з об'єктами живої природи (рідкісними видами флори і фауни та рослинними угрупованнями, пралісами і старовіковими лісами), є головними об'єктами охорони у БЗ і НПП. Значимість пам'яток неживої природи у цих природно-заповідних установах полягає у тому, що вони мають виняткову наукову, культурно-історичну, естетичну, освітню (дидактичну), рекреаційну (спортивно-туристичну) та екологічну цінність. Власне всі ці властивості пам'яток неживої природи у комплексі дають змогу виконувати їхні функції, які гармонійно вписуюся в головні завдання БЗ і НПП – природоохоронні, рекреаційно-туристичні, науково-дослідні та екоосвітні.

Мета нашого дослідження – з'ясувати зміст і співвідношення понять "пам'ятка природи", "пам'ятка неживої природи" і "геологічна пам'ятка", принципи їхньої класифікації та узагальнити дані про пам'ятки неживої природи на території басейнів річок Лазещини і Пруту в межах гірського масиву

Чорногори, здійснити їхню комплексну оцінку і розробити перспективні геотуристичні маршрути, які можуть реалізовувати адміністрації Карпатського БЗ і Карпатського НПП.

Теоретичні аспекти і методика досліджень. Термін "пам'ятка природи", який дослівно перекладений з німецької *"Das Naturdenkmal"*, увів у науковий вжиток на початку XIX ст. німецький природознавець-енциклопедист, мандрівник і географ Олександр Гумбольдт (1769–1859) під час спільної з французьким дослідником Е. Бопланом експедиції в Південну Америку, яка тривала майже 5 років (1799–1804). Згодом у Європі розвинувся громадський рух за збереження пам'яток природи в Німеччині, Франції, Швейцарії. Завдяки натуралістичним дослідженням виокремили низку унікальних природних об'єктів: стародавні дерева, водоспади, печери, верхові болота та ін.

Термін "пам'ятка природи" складається з двох слів: "пам'ятка" або "пам'ятник" (залежно від перекладу) і "природа". Під цим словосполученням розуміють унікальний витвір природи, який потребує збереження та охорони. Терміна "пам'ятка природи" до 1900 року в словниках не вживали, часто згадували його як природне творіння, іноді ототожнювали з історичним культурним ландшафтом, коли мали на увазі унікальні дерева чи цікаві геологічні відслонення.

У Німеччині (батьківщині виникнення терміна) під поняттям "пам'ятка природи" розуміють ізольовану ділянку природного ландшафту або область з чітким його розмежуванням з зовнішнім середовищем, яка має пізнавальну цінність (Морозов, 1970).

Сухарєв А. Я., Волосов М. Є., Дадонов В. Н. та ін. (2007) подають такий перелік пам'яток природи:

1. Поодинокі природні об'єкти (дерева-довгожителі, які мають історико-меморіальне значення, рослини химерних форм, одиничні екземпляри екзотів і реліктів, вулкани, пагорби, льодовики, валуни, водоспади, гейзери, джерела, витоки річок, скелі, стрімчаки, останці, прояви карсту, печери, гроти та ін.).
2. Ділянки суші та водного простору:

- ділянки мальовничих місцевостей;
- еталонні ділянки незайманої природи;
- місця зростання та проживання цінних, реліктових, нечисленних, рідкісних і тих, що зникають, видів рослин і тварин;
- лісові масиви і ділянки лісу, передусім цінні за своїми характеристиками (породний склад, продуктивність, генетичні якості, будова насаджень), а також зразки видатних досягнень лісогосподарської науки і практики;
- природні об'єкти, які відіграють важливу роль у підтримці гідрологічного режиму;
- унікальні форми рельєфу та пов'язані з ним природні ландшафти (гори, групи скель, ущелини, каньйони, групи печер, льодовикові цирки і трогові долини, моренно-валунні гряди, дюни, бархани, гідролаколіти);
- геологічні відслонення, що мають особливу наукову цінність (опорні розрізи, стратотипи, виходи рідкісних мінералів, гірських порід і корисних копалин);

- геолого-географічні полігони, в тому числі класичні ділянки з особливо виразними слідами сейсмічних явищ, а також відслонення розривних і складчастих порушень залягання гірських порід;
- місцезнаходження рідкісних або особливо цінних палеонтологічних об'єктів;
- ділянки річок, озер, водно-болотних комплексів, водосховищ, морських акваторій, невеликі річки з заплавами, озера, водосховища і ставки;
- природні гідромінеральні комплекси, термальні та мінеральні водні джерела, родовища лікувальних грязей;
- берегові об'єкти (коси, перешийки, півострови, острови, лагуни, бухти).

Традиційно розрізняють три типи пам'яток природи: 1) живої природи (ботанічні і зоологічні); 2) неживої природи; 3) комплексні (типові природні комплекси, характерні для лісової та гірськолісової зони Європи).

Розбіжностей у розумінні і класифікації пам'яток живої природи переважно не виникало. Їх традиційно поділяли на ботанічні і зоологічні. Проте, на наш погляд, варто класифікувати ботанічні пам'ятки природи *за предметним принципом* на праліси і старовікові ліси, раритетні фітоценози та рідкісні види рослин.

З трактуванням пам'яток неживої природи виникають методичні проблеми. Традиційно за змістом відповідником "пам'ятка неживої природи" є "геологічна пам'ятка", яку в Україні у вжиток увів академік В. Г. Бондарчук, котрий у брошурі " Геологические памятники Украины " (1961) вперше подав їхнє розуміння та зачислював до них: 1) геоморфологічні ландшафти; 2) комплекси гірських порід; 3) прояви ендогенних сил.

У зарубіжних країнах використовують різні терміни для означення об'єктів, які відповідають геологічним пам'яткам. На початку 1970-х років М. Шварцбах увів поняття "відомі місця геологічних досліджень". Англійські дослідники використовують термін "місця наукового інтересу". У Польщі використовують поняття "місця геологічної документації" (*stanowisko dokumentacyjne, geostanowisko*), а також "геологічний резерват" (Alexandrowicz, 1991). У Прибалтійських країнах і Німеччині використовують термін "геотоп" (*geotop*), у російськомовній літературі вживають "геологічний пам'ятник природи" (Гриценко, Іщенко, Русько і Шевченко, 1995).

У Франції (м. Дінь) 1991 р. пройшла конференція, на якій створено *Асоціацію зі збереження геологічної спадщини Землі* (*ProGEO*) та прийнято для ужитку термін "об'єкти наук про Землю" (*Earth-science sites*), що офіційно використовують у світовій практиці (Гриценко та ін., 1995). На початку 2000-х років для виокремлення існуючих заповідних територій із винятковою геолого-геоморфологічною цінністю вони набули статусу *"геопарку"*. Створено Європейську і Світову мережу геопарків, найчисельнішою є мережа в Китаї, а в Європі – у Франції, Великій Британії, Іспанії, Греції.

Отже, у науковій літературі традиційно сформувалось розуміння пам'яток неживої природи тільки як геологічних (Коротенко, Щирица, Каневський та ін., 1987; Гриценко та ін., 1995), що охоплюють суто геологічні, а також геоморфологічні й гідрологічні об'єкти. Зокрема, у першому в Україні путівнику-довіднику "Геологические памятники Украины" (1987) *геологічні пам'ятки* розділено за *предметним принципом* на такі типи: 1) стратиграфічний і

геохронологічний; 2) мінералого-петрографічний; 3) палеонтологічний; 4) тектонічний; 5) геоморфологічний; 6) мальовничий. До шостої групи зачислено переважно скелі, які мають особливу культурно-естетичну цінність. Отже, у цій класифікації чітко не витримані класифікаційні принципи, як, зрештою, і в інших класифікаціях геологічних пам'яток природи, в яких часто в одній схемі поєднано форми рельєфу екзогенного і космічного генезису та об'єкти, що утворилися внаслідок прояву ендогенних сил.

За предметним принципом розроблено класифікацію геологічних пам'яток для території Російської Федерації (Лапо, Давыдов, Пашкевич и др., 1993), а фахівцями-геологами Центрального науково-природничого музею НАН України для нашої держави запропоновано розширену класифікацію геологічних об'єктів, яка налічує 15 типів пам'яток (Гриценко та ін., 1995).

Географи пропонують частину пам'яток неживої природи, представлених різними формами рельєфу, розглядати як суто *геоморфологічні* (Палієнко, 1978, 1997; Брусак, Зінько, 1995; Зінько, 1998; Зінько, Брусак, Гнатюк, Кобзяк, 2004; Брусак, Бакун, 2011 та ін.). Результати аналізу літератури засвідчують, що сьогодні сформувались такі підходи до класифікації геоморфологічних пам'яток: *змістовний* і *за науково-пізнавальною значимістю* (Брусак, Зінько, 1995; Зінько, 1998), *генетичний, за призначенням* та *за розмірами* (Палієнко, 1978, 1997). Дві останні класифікації доволі стрункі, оскільки побудовані за чіткими принципами – відповідно, походження форм рельєфу і площі об'єктів.

Наведені вище підходи та класифікації геологічних пам'яток, з якими найчастіше ототожнюють усі пам'ятки неживої природи, засвідчують певні проблеми щодо вибору та дотримання принципів їхньої класифікації. Під *пам'ятками неживої природи* ми розуміємо геологічні, геоморфологічні та гідрологічні об'єкти. Очевидною є проблема впорядкування класифікації пам'яток неживої природи – проблема теоретико-методичного плану в охороні неживої природи. Спроби упорядкування принципів класифікації геологічних і геоморфологічних пам'яток природи виконано в окремих працях (Зінько, 1998; Брусак і Бакун, 2011).

Усі пам'ятки неживої природи за головним об'єктом їхньої цінності для охорони можна поділити на три *класи*: геологічні, геоморфологічні та гідрологічні (Брусак і Кобзяк, 2008; Брусак і Бакун, 2011). *Геологічні пам'ятки природи* – це цінні геологічні відслонення, палеонтологічні об'єкти тощо, *геоморфологічні* – форми рельєфу різного генезису, а *гідрологічні* – водні об'єкти. Зазначимо, що окремі пам'ятки мають комплексну цінність, можуть також виокремлювати *підкласи* пам'яток – геолого-геоморфологічні, гідролого-геоморфологічні тощо.

Відповідно, геологічні пам'ятки поділяють на п'ять типів: стратиграфічні, геохронологічні, тектонічні, палеонтологічні, мінералого-петрографічні. Геоморфологічні пам'ятки природи, які є різними формами земної поверхні, що утворились під впливом ендо- і екзогенних процесів, класифікують за генезисом на окремі типи форм рельєфу (денудаційний, вулканічний, флювіальний тощо), а за морфологією утворень – на види (скелі, печери, останці тощо). Гідрологічні пам'ятки поділяють на два типи: гідрогеологічні (виходи мінеральних вод, джерел, витоки річок) та поверхнево-гідрологічні (долини річок, озера тощо). Отже, у класифікації пам'яток неживої природи *за об'єктом охорони*

розрізняють *класи* пам'яток, *за генезисом – типи* пам'яток, а *за морфологічною вираженістю – види* пам'яток (Брусак і Бакун, 2011).

Ефективним способом дослідження пам'яток природи є *картографічна інвентаризація* та *комплексна паспортизація*. Вперше ці методи досліджень запропоновано і апробовано географами Львівського університету (1987–1990) під час комплексного картографування території природного заповідника "Розточчя" (укладання серії загальнонаукових карт – геоморфологічної, ґрунтів, ландшафтної та ін. у масштабі 1:10 000). У підсумку створено карту "Особливо цінних геолого-геоморфологічних і ландшафтних об'єктів заповідника "Розточчя"" та паспорти геологічних, геоморфологічних і ландшафтних об'єктів (Брусак і Зінько, 1995). Згодом зміст паспортів геолого-геоморфологічних пам'яток (відслонення гірських порід, скельні утворення, печери тощо) удосконалили (Зінько, Гнатюк і Шевчук, 2003; Зінько та ін., 2004; Шевчук, Кричевська, Карпишин і Палюх, 2007).

У нашій розвідці використано паспорти геологічних, геоморфологічних і гідрологічних пам'яток, розроблені В. Брусаком і В. Бакун (2011) та О. Шевчук (Кричевська та ін., 2007) для печер. У паспортах зафіксовані дані за такими позиціями: назва об'єкта, його розташування в межах адміністративно-територіальних одиниць та в системі геоморфологічного районування, географічні координати, геоморфологічне положення, генезис, морфологічні та морфометричні показники, характеристика прилеглої до об'єкта території. Обов'язково зазначають наукову і дидактичну цінність об'єкта, режим охорони і використання, історію та ступінь вивченості, вказують дату заповнення й автора паспорта.

Зазначимо, що пам'ятки живої природи, які поділяють на ботанічні і зоологічні, сьогодні ще не підлягали паспортизації. Отож розроблено паспорти передусім *ботанічних пам'яток*, які є статичними і підлягають картографічній інвентаризації. Їх поділено на три категорії за предметним принципом: *праліси і старовікові ліси, раритетні фітоценози* та *рідкісні види рослин*.

Для реалізації мети дослідження використано дані про пам'ятки природи регіону, наведені у реєстрах-довідниках "Геологические памятники Украины" (1987, 2006), "Природно-заповідний фонд Івано-Франківської області" (1995), "Геологічний путівник Івано-Франківської області" (2010), у монографіях "Природа Карпатського національного парку" (1993), "Карпатський національний природний парк" (2009), фондових матеріалах геологічних служб (Ващенко, 1985), працях В. Даниша (1999), Ю. Зінька, В. Брусака, Р. Гнатюка, Р. Кобзяка (2004), В. П. Брусака, А. В. Мельника, Б. В. Сенчини, (2009), І. М. Рожка, В. П. Матвіїва, В. П. Брусака (2011) та інших, а також у результатах власних польових досліджень. Ботанічні пам'ятки виокремлено на основі аналізу фондових матеріалів Карпатського НПП, Карпатського БЗ і лісогосподарських підприємств ("Літописи природи", лісовпорядні матеріали тощо), даних з перелічених монографій та консультацій з науковцями природно-заповідних установ.

Результати. Басейни річок Лазещини і Пруту розміщені на північно-східному макросхилі гірського масиву Чорногора, уздовж їхньої межі проходить кордон між Івано-Франківською та Закарпатською областями. Досліджувані басейни майже повністю розташовані в межах Скупівської та Яловичорської

підзон, і лише невелика південно-західна частина басейну р. Лазещини в районі г. Петрос розташована в межах Білотисенської підзони Поркулецького покриву (Кульчицкий і Матковский, 1977; Ващенко, 1985). Чорногора є найвищим гірським масивом Українських Карпат, для території якої характерні паралельно розташовані хребти карпатського простягання та депресії між ними. Паралельно до головного Чорногірського хребта розміщуються хребти Козьмеска і Маришевська, складені, як і головний хребет, пісковиками та конгломератами чорногірської світи, хребти Верх – Дебри, Під Бирдо, Кукуль і Озірний складені пісковиками топільчанської світи (Ващенко, 1985; Кравчук, 2008).

Басейни річок Лазещини і Пруту мають виняткову ландшафтну, геолого-геоморфологічну і флористично-геоботанічну цінність, оскільки тут доволі вдало поєднюються риси середньогірного і високогірного рельєфу, яскраво виражені висотні пояси рослинності. У плані дослідження пам'яток природи басейн Пруту в межах гірського масиву Чорногора вивчений достатньо добре. Зокрема, у навчальному посібнику "Географо-екологічні маршрути Чорногори" (2011) наведено картосхему поширення пам'яток неживої природи у верхів'ї Пруту на території Говерлянського природоохоронного науково-дослідного відділення (ПНДВ, раніше – заповідного лісництва) Карпатського НПП. Порівняно малодослідженим у цьому аспекті є басейн Лазещини. На основі аналізу опублікованих наукових праць, фондових геологічних матеріалів та власних досліджень на території досліджуваних басейнів виокремлено кілька пам'яток природи (рис. 1; 2).

Геологічні пам'ятки:

1. Відклади скупівської світи верхньої крейди представлені грубим піщано-глинистим флішем з прошарками фукоїдних мергелів: *а* – північно-східні схили хребта Кострич; *б* – русло р. Прут.

2. Моноклінальне залягання грубошаруватих і масивних пісковиків з прошарками гравелів чорногіської світи верхньої крейди: *а* – стінки карів на північно-східних схилах Говерли–Брецкула; *б* – пригребеневі північно-східні схили хребта Маришевська.

3. Субвертикально залягаюча масивна плита пісковиків чорногірської світи (південно–південно-західний схил г. Говерла).

4. Відклади нижньошипітської підсвіти нижньої крейди репрезентовані чорними некарбонатними аргілітами з проверстками алевролітів (долина потоку Кременещик і його притоки, що бере початок під г. Мариш).

5. Відслонення глинисто-валунної морени верхньоплестоценового віку (вздовж дороги на спортбазу "Заросляк").

6. Вертикальне залягання пластів пісковиків чорногірської світи: *а* – урочища Великий і Малий Кізли; *б* – хребет Шпиці.

7. Відклади ялівецької світи верхньої крейди, репрезентовані вишнево-червоними, зеленими і малопотужними чорними аргілітами з прошарками алевролітів (верхів'я притоки потоку Припір, що витікає на північно-східних схилах хребта Козьмеска).

8. Олістоліти на східному схилі гори Петрос – виходи вулканітів основного складу, представлених різноманітними породами спіліт-кератофірового ряду (діабазами, спілітами, кератофірами та ін., їхніми кластолавами, туфобрекчіями, туфами і туфітами).

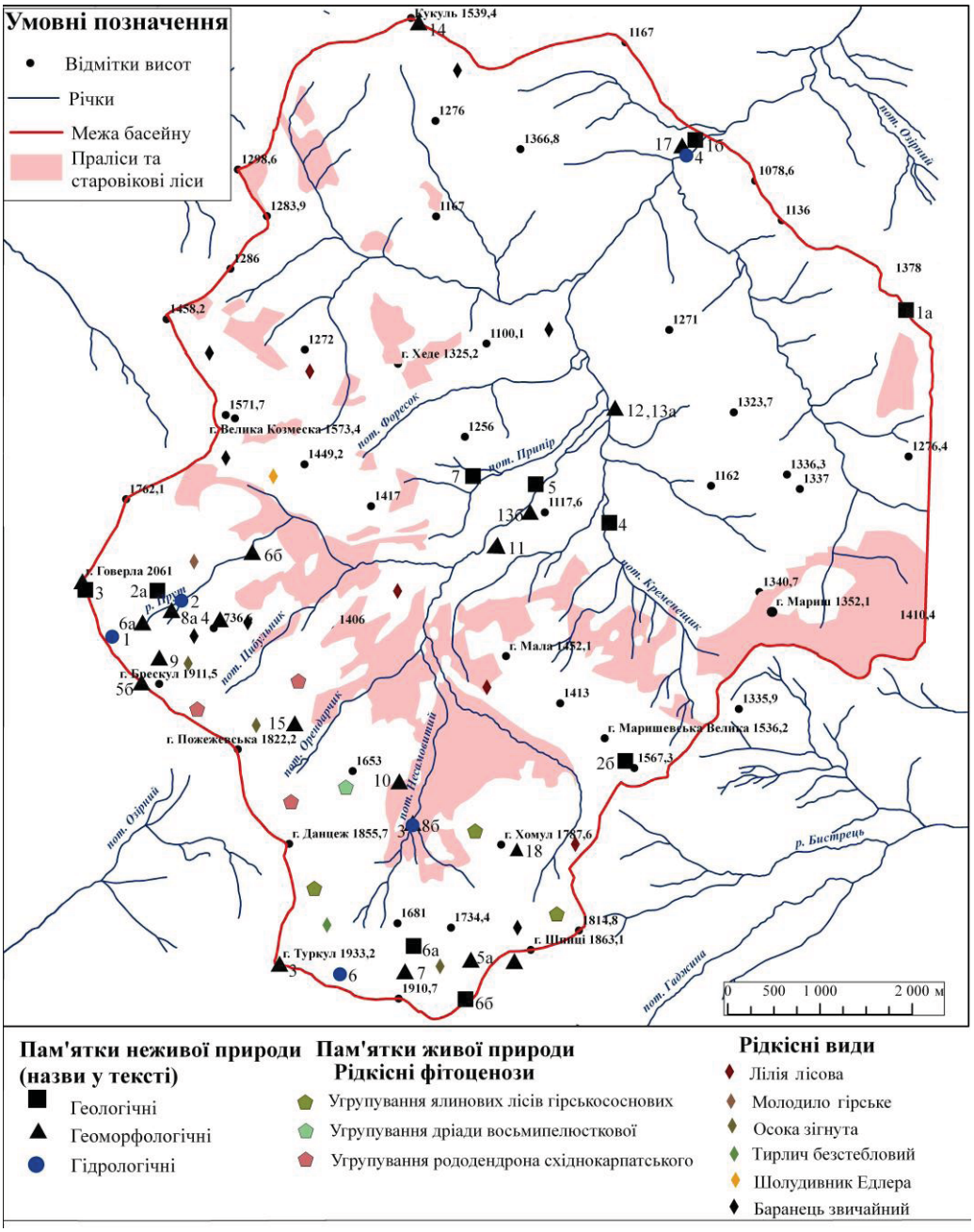


Рис. 1. Пам’ятки природи басейну р. Прут у межах гірського масиву Чорногори (укладено на основі карти цінних природних комплексів і об’єктів верхів’я Пруту в межах ландшафту Чорногора (Брусак, Мельник і Сенчина, 2009))

Fig. 1. The monuments of nature of Prut basin in Chornohora mountain range (based on the map of the valuable complex systems and objects of the top of the leak of Prut river within the Chornohora landscape (Brusak, Melnyk & Senchyna, 2009))

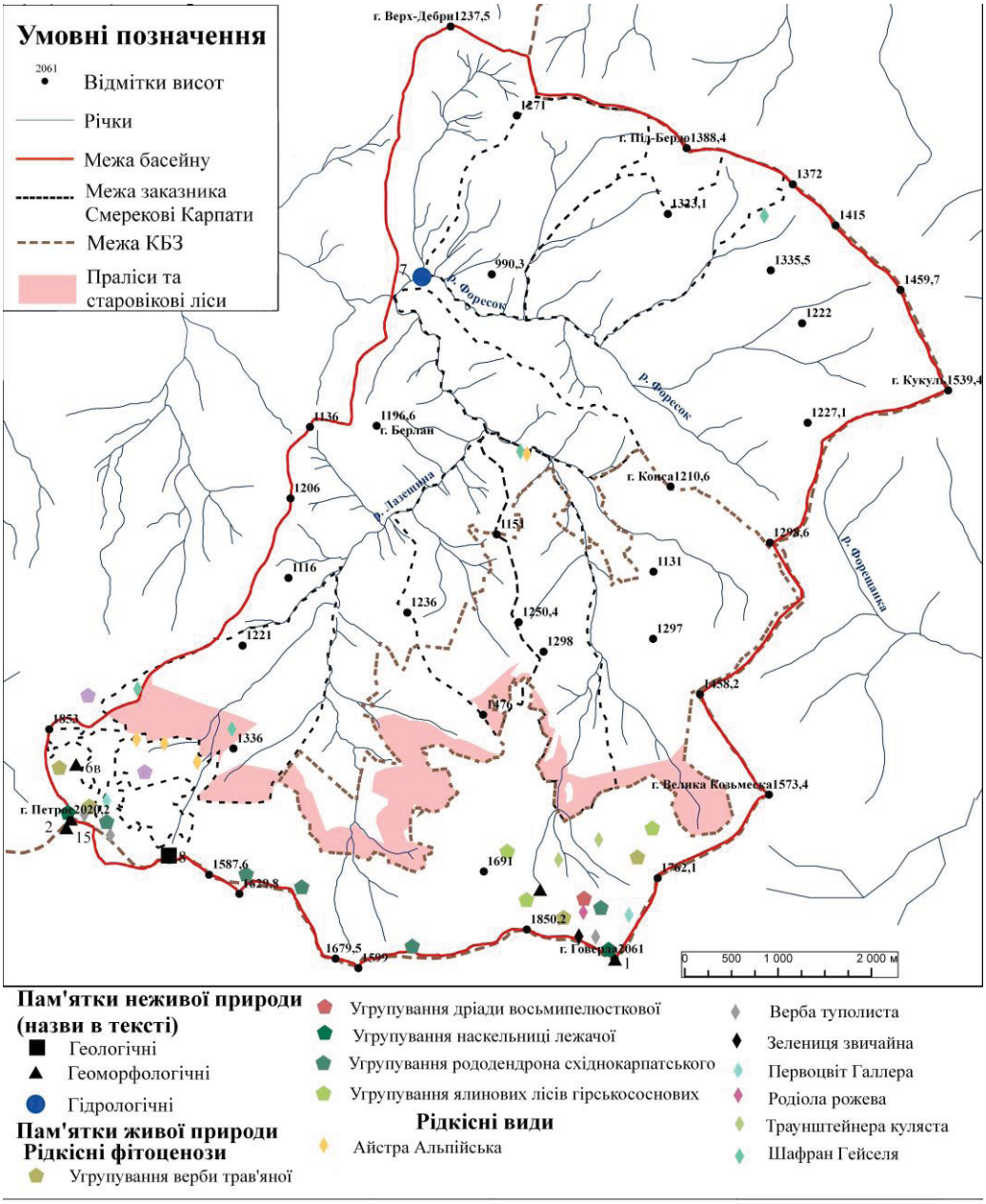


Рис. 2. Пам’ятки природи басейну р. Лазещини
в межах гірського масиву Чорногори
Fig. 2. The monuments of nature of Lazeshchyna basin in Chornohora mountain range

Зазначимо, що є кілька теорій їхнього походження. Ще з XIX ст. у товщі крейдових пісковиків відомі виходи вулканітів основного складу, які в геологічному вжитку узагальнено називали діябазами. Найбільші з них знайдені в потоці Тростянець (права притока р. Чорна Тиса), отож їх називають “тростянецькими”. Останні дослідження, виконані В. Кузовенком і

В. Шлапінським, засвідчують, що це олістоліти в сеноманській олістостромі, яку дослідники пропонують виокремити в ранзі "шарів" зі збереженням назви "тростянецькі". Піщана товща, що залягає на ній, ув'язується з піщаною товщею верхньої крейди-палеогену в центральній частині Буркутського покрову. Джерелом олістолітів була кордільєра, що поставляла їх на південний захід у тростянецькі шари та на північний схід – у відклади яловецької світи (Ващенко, 1985).

Перелічені геологічні об'єкти зачислено до пам'яток стратиграфічного (1, 2, 4, 5, 7) та тектонічного (3, 6, 8) планів.

Геоморфологічні пам'ятки:

1. Банеподібна вершина г. Говерла (2 061 м) – найвища точка України та Українських Карпат.
2. Пірамідальна вершина г. Петрос (2 020,2 м) – четверта за висотою гора Українських Карпат, складена масивними крупногалечниковими конгломератами, різнозернистими буркутськими пісковиками (рис. 3).
3. Пірамідальна вершина г. Туркул (1 933 м) зі скельними виходами масивних пісковиків.
4. Оригінальне скельне утворення "Брецкульський камінь".
5. Кам'яні розсипи – куруми і осипища: *а* – північно-східні пригребеневі схили хр. Шпиці; *б* – південно-західні привершинні схили г. Брецкул (1 911 м).
6. Льодовиково-екзараційні форми плейстоценового зледеніння – Заросляцький кар (*а*), уголовина між Брецкулом і Говерлою (*б*), кар на північно-західному схилі г. Петрос із обривистими стінками врізаними у голови масивних крупногалечникових конгломератів (*в*).
7. Шпилясті міжкарові гребені – карлінги (урочища Великий і Малий Кізли).
8. Рігель з водоспадом та коритоподібна долина – трог під г. Говерлою неподалік верхів'я потоку Прут Заросляцький (*а*) та під г. Гомул поблизу верхів'я потоку Прут Гомульський (*б*).
9. Нівальні ніші – результат сучасних процесів снігового вивітрювання (стінки кару північної експозиції під г. Брецкул).
10. Акумулятивний конус сходження стрибаючої снігової лавини поблизу підніжжя г. Данцер.
11. Льодовиково-акумулятивні форми верхньоплейстоценового зледеніння – кінцевоморенні горби і пасма (межиріччя Пруту і Кременещика).
12. Ерозійний врiз у руслі р. Прут – результат активізації донної ерозії під час катастрофічного паводка у липні 2008 р. (околиці ЧГС).
13. Активні зсуви – яскравий прояв сучасних гравітаційних процесів у різних породах: *а* – у делювіальних відкладах – південно-західний придолинний схил хр. Озірний поблизу ЧГС; *б* – у моренних відкладах – правобережжя р. Прут уздовж дороги на базу "Заросляк".
14. Пригребеневі схили г. Кукуль зі скельними виходами пісковиків.
15. Невелика вертикальна печера (глибиною близько 2,5 м) на пригребеневому схилі відрогу вершини Пожижевська.
16. Печера Петрос – найвисокогірніша печера в Україні.
17. Каньйоноподібний відтинок долини річки Прут.

18. Залишки траншей і бліндажів на г. Гомул – бегеліративні форми часів Першої світової війни.

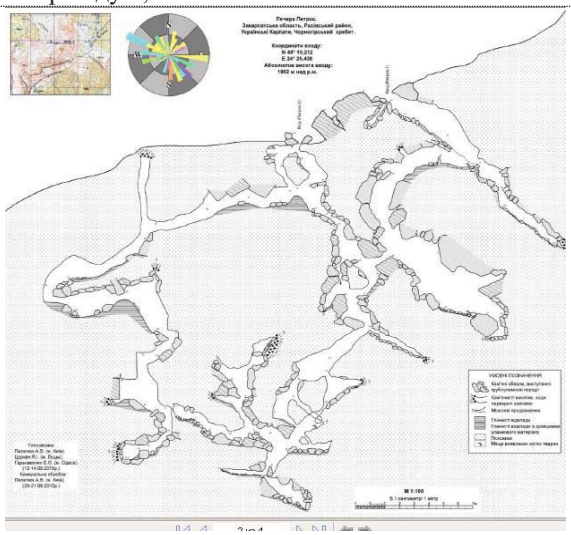
Рис.3. Виходи буркутських пісковиків на південно-східному схилі г. Петрос
Fig. 3. Burkutsky sandstones outcrop along the southeastern slope of Petros mountain

Зазначимо, що деякі із перелічених пам'яток неживої природи не мають аналогів в Українських Карпатах і горах України, зокрема, такі об'єкти, як г. Говерла, водоспад Говерлянський Гук, урочища Великий і Малий Кізли та печера Петрос. Наводимо нижче паспорт останньої (табл. 1).

Таблиця 1. Паспорт печери Петрос
Table 1. Passport of Petros cave

А. Вихідні дані	
1. Інвентаризаційний номер	Геом-16
2. Назва (індекс)	Печера Петрос
3. Адміністративне положення	Закарпатська область, Рахівський район, на південно-східному схилі однойменної вершини Чорногірського хребта Українських Карпат
4. Фізико-географічне положення	Українські Карпати, Високогірно-полонинська область, Свидовецько-Чорногірський район, басейн річки Лазещини в межах Чорногірського ландшафту
5. Топографічні координати (координати головного входу печери)	N 48 10,212 E24 25,438
6. Геоморфологічне положення входу (входів)	1 902 м н.р.м., на південно-східному схилі
Б. Опис печери	
1. Морфологія	Печера Петрос представляє собою комбіновану підземну порожнину зі складною морфоскульптурою: контрастними перепадами висот, спадистими поверхнями, схилами середнього ухилу, вертикальними ділянками та об'ємними залами.

Продовження табл. 1

2. Морфометрія	Довжина печери Петрос становить 185,8 м, а її максимальна глибина від рівня входу до найглибшої точки – 27,5 м. Об’єм підземної порожнини (за обрахунками програми Compass) становить близько 6 615 куб.м, площа стін дорівнює 980 кв.м, середній діаметр ходу 1,3 м.
3. Схема (план) печери	 Картосхема-розгортка печери Петрос. Топозйомка: Пилипюк А. В. (Київ), Цуркан Я. І. (Луцьк), Гарькавенко Є. О. (Одеса)
4. Топографічний опис • опис входу в печеру • загальний опис печерного лабіринту	Печера має два окремі незалежні вхідні отвори. Основний з них має параметри: 0,85 х 0,5 м, легко помітний та доступний. Другий розташований на 2,5 м нижче рівня першого, його розміри менші – 0,3 х 0,4 м, важкий для проходження
5. Геологічний опис • опис корінних відкладів • опис вторинних (печерних) відкладів	Печера є тектонічним розломом у пісковиках.Зі зміною глибини породи не змінюються. Напрями поширення тріщин та основних ходів йдуть уздовж розлому та мають поширення з північного-заходу на південний-схід, тобто перпендикулярно до площини схилу. В самій порожнині багато обвалів та зміщених кам’яних брил, зрідка трапляються гладкі монолітні ділянки. На всьому відрізку печери багато “живого” небезпечного каміння, що може зміститися у будь-який момент. Дно вкрите товщею глини, подекуди грубоуламковими відкладами пісковиків
6. Гідрологічна характеристика	Виходи підземних вод не спостерігаються
7. Мікроклімат	У найбільшому залі печери, станом на 14.07.2015 р., після добового врівноваження приладів без впливу людського факторуа на висоті 1 м над рівнем підлоги температура становили 4,3 °С, а вологість 98 % за атмосферного тиску 626 мм рт.ст.

Закінчення табл. 1

8. Відомості про походження печери та її антропогенне перетворення	Печера є тектонічним розломом у пісковиках. Антропогенно не перетворена
9. Інші відомості	На глибині 12 м від входу знайдено одного представника рукокрилих – нічницю велику (*Myotis myotis*). В межах всієї печери притулок знайшло безліч комах, жуків, метеликів. Виявлено комах волохокрильців (*Trichoptera*), нічних метеликів – совки (*Noctuidae*), стрічкариків (*Catocalinae*) – підродина метеликів родини совки (*Noctuidae*), метелики прядуни зимові (*Operophtera brumata*), а також інші комахи ряду двухвостки (*Entognatha, Diplura*)
В. Цінність печери, її використання та охорона	
1. Цінність • науково-пізнавальна • спортивна • рекреаційна	Найвисокогірніша печера в Україні. Потрібне спорядження для спуску. Може бути атрактивним об'єктом регіону
2. Підстави представлення до охорони (для повноправних ПП)	Найвисокогірніша печера в Україні. Антропогенно не перетворена, добре збережена
3. Сучасне використання об'єкта та рекомендації щодо його використання та охорони	Розміщується на території Карпатського БЗ. Варто надати статус геологічної пам'ятки природи
Г. Вивченість об'єкта	
1. Історія досліджень	Перша експедиція у печеру Петрос відома зі звітів Ужгородської спелеосекції "Lynx" Закарпатського Центру туризму, краєзнавства, екскурсій і спорту учнівської молоді. Розвідку печери й побудову першого її плану здійснили Гратило Радим та Еміль Ваш. Зібрані матеріали їхнього звіту датовані 2002 р. Печерою на горі Петрос у 2015 р. цікавилися та намагалися вивчати дослідники. Зокрема, розвідувальна експедиція Київського спелеологічного клубу під керівництвом Ю. М. Касьяна, під час якої зроблені перші відеоматеріали печери; Чернівецький спелеоклуб "Троглодит" на чолі із П. П. Купричом здійснювали метричні заміри підземної порожнини
2. Бібліографічні дані	1. Цуркан Я. І., Пилипюк А. В. Нові дослідження найвисокогірнішої печери України // Молоді науковці – географічній науці : Збірн. наук. праць XI Всеукраїнс. наук.-практ. конф. студентів, аспірантів та молодих вчених. – Київ, 2015. Вип. XI. – С. 226–229. 2. Меліка І. Таємниці Карпатських печер // І. Меліка. Мої Карпати. Електронний ресурс. Режим доступу: http://igormelika.com.ua/moi-karpati/ukrainski-karpati /tayemnici-karpatskix-pecher. 3. Найвисокогірніша і найважкодоступніша печера Закарпаття // Книга рекордів Закарпаття. Електронний ресурс. Режим доступу: http://www.kolyba.org.ua/kniga-rekordiv-zakarpattja/14864

Автор паспорта: Сеничак Діана
Дата заповнення: 15.06.2018

Гідрологічні і гідрогеологічні пам'ятки:

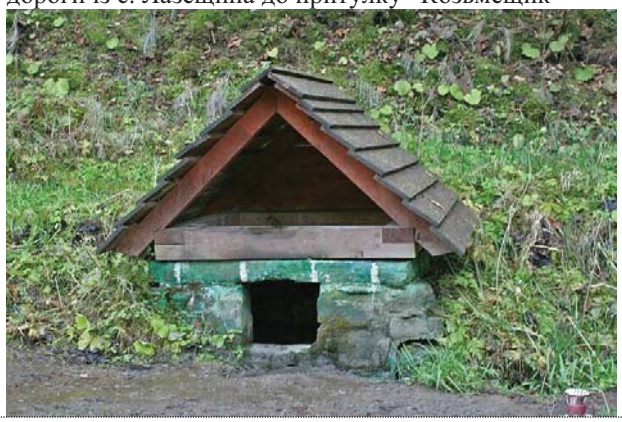
1. Витоки Пруту Заросляцького під г. Говерла.
2. Каскад водоспадів на Пруті Заросляцькому заввишки 84 м, закладених на рігелі під г. Говерлою – Говерлянський Гук, найвищий водоспад в Українських Карпатах.
3. Водоспад на Пруті Гомульському під г. Гомул.
4. Водоспад на р. Прут, закладений у відкладах скупівської світи (околиці контрольно-пропускного пункту Карпатського НПП у присілку Завоєля).
5. Поріг Віталій уздовж дороги на спортбазу "Заросляк".
6. Польодовикове озеро Несамовите (1 750 м н.р.м.) – найбільше озеро на північно-східному макросхилі Чорногори (довжина 83 м, ширина 45 м, глибина 1 –1,5 м, площа водного дзеркала 0,3 га).
7. Пам'ятка природи місцевого значення природне джерело № 3 (табл. 2).

Також на території басейну річки Лазещини в межах гірського масиву Чорногори виокремлено 9 ділянок смерекових пралісів і 14 ділянок старовікових лісів. Усі ділянки охороняють у Карпатському БЗ. Здебільшого вони мають охоронний статус: захисні ліси. На території басейну річки Прут у межах Чорногори виокремлено 81 ділянку старовікових лісів і пралісів. Їх охороняють у Карпатському НПП.

Таблиця 2. Паспорт Джерело № 3 (Лазещина)
Table 2. Passport source № 3 (Lazeshchyna)

А. Вихідні дані	
1. Інвентаризаційний номер	Гідр-7
2. Назва (індекс)	Джерело №3
3. Адміністративне положення	Закарпатська область, Рахівській район, ДП "Ясінянське ЛМГ"
4.Фізико-географічне положення	Українські Карпати, Високогірно-полонинська область, Свидовецько-Чорногірський район, басейн річки Лазещини в межах Чорногірського ландшафту. Лазещинське лісництво кв. 15 виділ 65.
Б. Розташування і походження	
1. Геоморфологічне положення	Розміщений на південно-західному схилі, на висоті 795 м н.р. м.
2. Особливості розташування	Розташований на межі палеогенових відкладів Скупівського субпокриву, представленого пробінейською світою, та крейдових відкладів Шепітського субпокриву, нижньошипітською світою
3. Походження	Природне
В. Опис джерела	
1. Абсолютна висота	795 м
2. Дебіт	1 л/с
3. Колір води	Прозора, безбарвна
4. Присмак	Без присмаку
5. Запах	Без запаху
6. Температура	10–15 градусів

Закінчення табл. 2

7. Характер виходу вод	Самовитічне джерело
8. Мінералізація	Гідрокарбонатно-кальцієво-магнієва. Загальна мінералізація – 0,5 г/л. Мікроелемент – марганець
9. Характеристика порід, з яких витікає джерело	Пробійненська світа складена тонкоритмічним піщано-глинистим сіро-зеленим флішом з пачками пісковиків товстошаруватих. Нижньошипітська підсвіта – аргіліти чорні, тонкошаруваті, прошарки пісковиків, кременю, зрідка лінзи сидериту, кременисті конкреції
10. Антропогенне перетворення об'єкта та його близького довкілля	Джерело розташоване в лісі на відстані 45 м від дороги із с. Лазещина до притулку "Козьмещик" 
11. Інші відомості	Гідрологічна пам'ятка природи місцевого значення. Площа – 0,5 га, статус надано 1984 року
Г. Цінність джерела, його використання та охорона	
1. Цінність	Має особливу природоохоронну, наукову, естетичну, рекреаційну, пізнавальну, еколого-освітню цінність.
2. Підстави представлення до охорони	Самовитічне природне джерело мінеральної води, має важливе значення для підтримання загального екологічного балансу в регіоні
3. Санітарний стан	Задовільний
4. Доступність і оглядовість	Джерело є доступним
5. Характер використання	Столова вода, яку спонтанно використовують місцеві жителі
6. Рекомендації з використання	Збереження у природному стані унікального гідрогеологічного утворення – самовитічного джерела води доброї питної якості

Автор паспорта Сеничак Діана
Дата заповнення: 18.06.2018

Обговорення. Територія Чорногори зазнає сьогодні значного туристичного навантаження, спричиненого стрімкою розбудовою туристичної інфраструктури. Територія обох басейнів характеризується доволі густою мережею туристичних шляхів до вершин Говерли, Пожижевська, Туркул, Кукіль, Петрос, Кострича. Басейн Пруту в межах гірського масиву Чорногори характеризується одним із найвищих показників туристичного руху, насамперед у літній період. Тільки через КПП "Завоєля" упродовж кожного літнього місяця проходить від 35 до 40 тис. осіб. Спостерігається тенденція до зростання кількості відвідувачів.

Басейн Лазещини має значно менше туристичне навантаження і не таку розвинуту туристичну інфраструктуру, як у басейні Пруту.

На території басейну Пруту функціонує кілька багатоденних піших маршрутів, серед яких окреслено такий: *Чорногірський географічний стаціонар* (ЧГС) – хребет Маришевська – урочище Гаджина – г. Ребра – оз. Бребенескул – г. Піп-Іван Чорногірський – г. Туркул – г. Говерла – спортбаза "Заросляк" – ЧГС. Під час проходження маршрутом можна ознайомитися з усіма видами висотних ландшафтних місцевостей Чорногірського ландшафту та лісопатологічними явищами, які спричинені нераціональним веденням лісового господарства до створення національного парку. Цікавим об'єктом маршруту є г. Гомул, на якій збереглися смерекові праліси і раритетне угрупування ялинових лісів гірськососнових та траншеї і бліндажі часів Першої світової війни (Рожко та ін., 2011).

Основною атракцією маршруту є найвища вершина Українських Карпат – г. Говерла, схили і вершина якої зазнають надмірного рекреаційного навантаження. На вершині відсутній трав'янистий покрив, а на витоптаній стежці, яка спускається з г. Говерли в східному напрямі до спортбази "Заросляк", активно протікають ерозійні процеси, спостерігаються вимоїни і навіть виярки у субальпійському поясі. Згори донизу по стежці відкривається панорама на гідрологогеоморфологічну пам'ятку – каскадий водоспад Говерлянський Гук висотою 84 м. Загалом стежка перебуває у поганому екологічному стані, на її відтинку і в лісовому поясі спостерігаються ерозійні процеси, масове оголення коріння дерев.

Поряд з багатоденним туристичним маршрутом, для ознайомлення із пам'ятками природи басейну Пруту можна скористатися одноденними маршрутами, які використовують студенти-географи під час гірського розділу комплексної навчальної практики (Рожко та ін., 2011):

1. ЧГС – долина р. Прут – полонина Маришевська – г. Маришевська (1 567,3 м) – урочище Мариш – г. Мариш (1 340, 7 м) – ЧГС.
2. ЧГС – урочище Бабина Яма – полонина Кукуль – г. Кукуль (1 539,4 м) – полонина Закукуль – хутір Завоєля – ЧГС.
3. ЧГС – спортивна база "Заросляк" – хребет Козьмеска – г. Говерла (2 061 м) – водоспад Гук – спортбаза "Заросляк" – ЧГС.
4. ЧГС – злиття Заросляцького і Данцерського Прутів – озеро Несамовите – г. Шпиці (1 863,1 м) – полонина Маришевська – ЧГС.
5. ЧГС – спортбаза "Заросляк" – стаціонар Інституту екології Карпат, сніголавинна метеостанція "Пожижевська" – озеро Несамовите – г. Шпиці (1 863, 1 м) – полонина Маришевська – ЧГС.
6. ЧГС – урочище Озірне – г. Кострич – полонина Кострич – г. Кострич – ЧГС.

Менше розвинута мережа туристичних маршрутів у басейні р. Лазещини. Тут функціонує тільки один туристичний притулок "Козьмещик" (десяток будівель, які належать різним господарям, із задовільним рівнем комфорту), є невеликий продовольчий магазин.

Для оптимізації мережі туристичних маршрутів у межах обох басейнів, з метою експонування більшої кількості пам'яток природи та зменшення навантаження на екопізнавальну стежку "На гору Говерла", необхідно активно впроваджувати маршрут, який розпочинається з туристичного притулку

"Козьмещик" на г. Петрос (протяжність 6,5 км) зі стрімким підйомом схилом гори близько 1,2 км. З вершини Петросу (2 020 м) відкривається чудовий краєвид усього головного Чорногірського хребта з вершинами Говерла, Ребра, Гутин Томнатик, Бребенескул, Чорна Гора (Піп Іван Чорногірський). З протилежного боку, на північному заході, за 15 км видно г. Близниця на хребті Свидовець. На південний захід простягається урочище Полонина Гарманєска, а за нею – полонина Шешул.

Після підкорення вершини Петрос маршрут прямує на схід по головному хребту Чорногори у напрямі Говерли. Між цими вершинами знаходиться полонина Скопеска, яка є хорошим місцем для ночівлі. Продовжуючи рух на схід, ми здійснюємо підйом на г. Говерла, далі – на г. Брецкул, оминаємо вершини Пожижевська, Данцер і Туркул та спускаємося до оз. Несамовите. Після цього маршрут пролягає до злиття Заросляцького і Данцерського Прутів, а звідти – до ЧГС.

Для урізноманітнення мережі туристичних маршрутів у басейні Лазещини варто популяризувати короткі одно- і дводенні маршрути:

1. ***На полонину Занога***. Селище Лазещина – турпритулок "Козьмещик" – полонина Козмеска – полонина Занога. Тривалість – 5 год.; довжина маршруту – 13,5 км: перепад висот – 840 м.

2. ***Річкою Форесок***. Лазещина – долина р. Лазещина – долина р. Форесок – Головний Чорногірський хребет. Тривалість маршруту – 10 год.; довжина – 25 км, перепад висот – 470 м.

3. ***На гору Петрос уздовж потоку Студений***. Лазещина – долина потоку Студений – урочище Гофа – полонина Головчиська – г. Петрос. Тривалість маршруту – 1 день; довжина – 28 км; перепад висот – 1 260 м.

4. ***На Говерлу через Кукул***. Лазещина – долина р. Форесок – головний Чорногірський хребет – г. Кукул – г. Велика Козмеска (1 571 м) – г. Говерла. Тривалість – 2 дні; довжина маршруту – 40 км; перепад висот – 1 301 м.

Висновки. Пам'ятки неживої природи є цінними з наукового, культурно-історичного, естетичного, природно-пізнавального, рекреаційного та екологічного поглядів об'єктами, які слугують важливими атракціями для мандрівників гірським масивом Чорногора у межах Карпатського БЗ і Карпатського НПП, оскільки сприяють виконанню природоохоронними установами природоохоронних, наукових, дидактичних і рекреаційних функцій.

СПИСОК ВИКОРИСТАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ

Бондарчук В. Г. Геологические памятники Украины / В. Г. Боднарчук // Общ-во по распростр. полит. и науч. знаний УССР. – Киев, 1961. – 80 с.

Брусак В. П. Географічні дослідження в заповідниках / В. Брусак, Ю. Зінько // Природничі дослідження на Розточчі : зб. наук.-техн. праць. – Львів : Вид-во УкрДЛТУ, 1995. – С. 5–14.

Брусак В. Стан охорони та перспективи використання пам'яток неживої природи Національного природного парку "Гуцульщина"/ В. Брусак, Р. Кобзяк // Вісн. Львів. ун-ту. Сер. геогр. – 2008. – Вип. 35. – С. 16–27.

Брусак В. Цінні природні комплекси і об'єкти верхів'я Прута в межах Чорногори та проблеми їх збереження / В. П. Брусак, А. В. Мельник, Б. В. Сенчина // Природні комплекси й екосистеми верхів'я ріки Прут : матеріали наук.-практ. конф. – Львів-Ворохта : ВЦ ЛНУ ім. Івана Франка, 2009. – С. 300–321.

Брусак В. Методичні аспекти класифікації і паспортизації геолого-геоморфологічних пам'яток природи / В. Брусак, В. Бакун // Вісник Львів. ун-ту. Серія геогр. – 2011. – Вип. 39. – С. 44–51.

Ващенко В. А. Отчет по групповой геологической съёмке масштаба 1:50 000 территории листов М-35-133А, Б; М-35-134-А, Б, В Ивано-Франковской и Закарпатской области УССР за 1981–1985 гг. Том 1. / В. А. Ващенко та ін. – Львів : Львівська геологорозвідувальна експедиція, 1985. – 460 с.

Геологические памятники Украины : справочник-путеводитель / Н. Е. Коротенко, А. С. Щирица, А. Я. Каневский и др. – Киев : Наук. думка, 1987. – 156 с.

Геологічні пам'ятки природи України: проблеми вивчення, збереження та раціонального використання / Гриценко В. П., Іщенко А. А., Русько Ю. О., Шевченко В. І. – Київ, 1995. – 60 с. Препринт НАН України, Центр. наук.-природн. музей; 95-1.

Геологічні пам'ятки України : у 3 т. / В. П. Безвинний, С. В . Білецький, О. Б. Бобров та ін. ; за ред. В. І. Калініна, Д. С. Гурського, І. В. Антакової. – Київ : ДІА, 2006. – Т. 1. – 320 с.

Геологічний путівник Івано-Франківської області / Л. С. Мончак, О. Р. Стельмах, В. Р. Хомин. – Івано-Франківськ : Лілея-НВ, 2010. – 240 с.

Геология и полезные ископаемые Украинских Карпат. Ч. II / Под общ. ред. Кульчицкого Я. О., Матковского О. И. – Львов : Выща школа, 1977. – 220 с.

Даниш В. Заповідні геологічні об'єкти Гуцульщини / В. Даниш // Історія Гуцульщини. Т. 4. Львів : Логос, 1999. – С. 41–56.

Зінько Ю. Класифікація і територіальне планування природоохоронних геоморфологічних об'єктів // Вісн. Львів. ун-ту. Сер. геогр. – 1998. – Вип. 21. – С. 130–133.

Зінько Ю. Підходи до природоохоронної паспортизації скельних утворень Поділля / Ю. Зінько, Р. Гнатюк, О. Шевчук // Роль природно-заповідних територій Західного Поділля та Юри Ойцовської у збереженні біологічного та ландшафтного різноманіття. – Гримайлів, 2003. – С. 165–178.

Зінько Ю. Заповідні геоморфологічні об'єкти Українських Карпат: структура, особливості поширення та використання / Ю. Зінько, В. Брусак, Р. Гнатюк, Р. Кобзяк // Проблеми геоморфології і палеогеографії Українських Карпат і прилеглих територій : збірн. наук. праць – Львів : ВЦ ЛНУ ім. Івана Франка, 2004. – С. 260–280.

Карпатський національний природний парк / О. І. Киселюк, М. М. Приходько, А. І. Яворський та ін. – Івано-Франківськ : Фоліант, 2009. – 672 с. – ISBN 978-966-2988-19-2

Кравчук Я. С. Геоморфологія Полонинсько-Чорногірських Карпат / Я. С. Кравчук. – Львів : ВЦ ЛНУ ім. Івана Франка, 2008. – 188 с.

Лапо А. Методические основы изучения геологических памятников природы России / Лапо А. В., Давыдов В. И., Пашкевич Н. Г. и др. // Стратиграфия, геология, корреляция. – 1993. – Т. 1. – №6. – С. 75–83.

Морозов Г. Ф. Избранные труды: в 2 т / Г. Ф. Морозов. – Москва : Лесн. пром-сть, 1970.

Палиенко Э. Т. Поисковая и инженерная геоморфология / Э. Т. Палиенко. – Киев : Вища школа, 1978. – 198 с.

Палієнко Е. Природоохоронна геоморфологія в Україні / Е. Т. Палієнко //

Українська геоморфологія: стан і перспективи : матеріали Міжн. наук.-практ. конф. – Львів : Меркатор, 1997. – С. 58–60.

Природно-заповідний фонд Івано-Франківської області: реєстр-довідник / Сав'юк В. О., Масляк Г. О., Костик Г. М., Дмитра Н. В. – Івано-Франківськ, 1995. – 70 с.

Рожко І. Географо-екологічні маршрути Чорногори: навчальний посібник / І. М. Рожко, В. П. Матвіїв, В. П. Брусак – Львів: ВЦ ЛНУ ім. Івана Франка, 2011. – 224 с. – ISBN 978-966-613-889-0.

Стойко С. Природа Карпатського національного парку / Стойко С. М., Мілкіна Л. І., Тасенкевич Л. О. та ін. – Київ : Наук. думка, 1993. – 214 с.

Сухарев А. Памятники природы / Сухарев А. Я., Волосов М. Е., Дадонов В. Н. и др. // Большой юридический словарь / Под ред. Сухарева А. Я. – Москва : Инфра-М, 2007. – 858 с. – ISBN 978-5-16-002606-0.

Шевчук О. Дослідження та перспективи екотуристичного використання печери "Княгиня" (Ужанський національний парк) / О. Шевчук, Д. Кричевська, Г. Карпишин, В. Палюх // Вісник Львів. ун-ту. Серія геогр. – 2007. – Вип. 34. – С. 303–308.

Шварцбах М. Великие памятники природы. (Известные места геологических исследований) / М. Шварцбах – Москва : Мир, 1973. – 331 с.

Alexandrowicz Z. Stanowisko dokumentacyjne jako nowa kategoria ochrony przurody nieożywionej / Z. Alexandrowicz // Chronmy przyr. Ojcz. – 1991 – V.47, №1–2 – S. 5–9.

REFERENCES

Bondarchuk, V. H. (1961). *Heolohycheskye pamiatnyky Ukrayny* [Geological Monuments of Ukraine]. Kyev: Obshchestvo po rasprostr. polyt. y nauch. znanyi USSR (In Russian).

Brusak, V. P., Zinko, Yu. V. (1995). Heohrafichni doslidzhennia v zapovidnykakh [Geographic research of nature reservations]. In *Nauk. visnyk: Zbirnyk naukovo-tehn. prac' UkrDLTU*, 4, 5–14 (In Ukrainian).

Brusak, V., Kobziak, R. (2008). Stan okhorony ta perspektyvy vykorystannia pamiatok nezhyvoi pryrody Natsionalnoho pryrodnoho parku "Hutsulshchyna" [Actual condition and perspectives utilization of Monuments of Non-living Nature of the National Natural Park "Hutsulshchyna"]. In *Visnyk of the Lviv University. Seriya Geografichna*, 35, 16–27 (In Ukrainian).

Brusak, V. P., Melnyk, A. V., Senchyna, B. V. (2009). Tsinni pryrodni kompleksy i obiekty verkhivia Pruta v mezhakh Chornohory ta problemy yikh zberezhennia [Valuable natural complexes and objects headwaters Prut within the limits Chornohora and the problems of preserving them] // In *Pryrodni kompleksy y ekosystemy verkhivia riky Prut.*. Lviv-Vorokhta: VC Ivan Franko National University of Lviv, 300–321 (In Ukrainian).

Brusak, V., Bakun, V. (2011). Metodychni aspekty klasyfikatsii i pasportyzatsii heoloho-heomorfolohichnykh pamiatok pryrody [The methodological aspects of classification and making the passport list of geologic and geomorphologic natural monuments]. In *Visnyk of the Lviv University. Seriya Geografichna*, 39, 44–51 (In Ukrainian).

Vashchenko, V. A. (1985). Otchet po hruppovoi heolohycheskoi sjomke masshtaba 1:50 000 terrytoryy lystov M-35-133A, B; M-35-134-A, B, V Yvano-Frankovskoi y Zakarpatskoi oblasty USSR za 1981–1985 hh. [The report about the geological survey on the scale of 1:50 000 of the territory of sheets M-35-133A, B; M-35-134-A, B, in the Ivano-Frankivsk and Zakarpattia region of the Ukrainian SSR in 1981–1985 years]. Vol. 1. Lviv : Lvivska heolohorozviduvalna ekspedytsiia (In Ukrainian).

Korotenko, N. E., Shchyrytsa, A. S., Kanevskyi, A. Ya. (1987). *Heolohycheskye pamiatnyky Ukrayny*: *spravochnyk-putevodytel* [Geological monuments of Ukraine: handbook and guide]. Kyev : Nauk. dumka (In Ukrainian).

Hrytsenko, V. P., Ishchenko, A. A., Rusko, Yu. O., Shevchenko, V. I. (1995). *Heolohichni pamiatky pryrody Ukrainy: problemy vyvchennia, zberezhennia ta ratsionalnoho vykorystannia* [Geological monuments of the nature of Ukraine (problems of study, conservation and rational use)]. Kyiv: Preprynt NAN Ukrainy, Tsentr. nauk.-pryrodn. muzei; 95–1 (In Ukrainian).

Kalinina V. I., Hurskoho D. S., Antakovoi I. V. (Eds.). (2006). *Heolohichni pamiatky Ukrainy*: U 3 t. [Geological monuments of Ukraine: in 3 volumes]. (Vol. 1). Kyiv: DIA (In Ukrainian).

Monchak L. S., Stelmakh O. R., Khomyn V. R. (2010). *Heolohichnyi putivnyk Ivano-Frankivskoi oblasti* [Geological guidebook of Ivano-Frankivsk region.]. Ivano-Frankivsk: Lileia-NV (In Ukrainian).

Kulchytskoho, Ya. O., Matkovskoho, O. Y. (Eds.). (1977). *Geologija i poleznye iskopaemye Ukrainskih Karpat.* [Geology and minerals of the Ukrainian Carpathians]. (Vol. 2). Lvov: Vyshcha shkola (In Russian).

Danysh, V. (1999). Zapovidni heolohichni obiekty Hutsulshchyny [Protected geological sites of the Hutsul region]. In *Istoriia Hutsulshchyny*. Lviv : Lohos, 4, 41–56 (In Ukrainian).

Zinko, Yu. (1998). Klasyfikatsiia i terytorialne planuvannia pryrodookhoronnykh heomorfolohichnykh obiektiv [Classification and territorial planning of nature conservation hemorphological sites]. In *Visnyk of the Lviv University. Seriya Geografichna*, 21, 130–133 (In Ukrainian).

Zinko, Yu., Hnatiuk, R., Shevchuk, O. (2003). Pidkhody do pryrodookhoronnoi pasportyzatsii skelnykh utvoren Podillia [The approaches to the nature conservation certification of rock formations in Podillya region]. In *Rol pryrodno-zapovidnykh terytorii Zakhidnoho Podillia ta Yury Oitsovskoi u zberezhenni biolohichnoho ta landshaftnoho riznomanittia*. Hrymailiv, 165–178 (In Ukrainian).

Zinko, Yu., Brusak, V., Hnatiuk, R., Kobziak, R. (2004). Zapovidni heomorfolohichni obiekty Ukrainskykh Karpat: struktura, osoblyvosti poshyrennia ta vykorystannia [Nature prorected geomorphological sites of the Ukrainian Carpathians: structure, peculiarities of their spreading and utilization]. In *Problemy heomorfolohii i paleoheohrafii Ukrainskykh Karpat i prylehlykh terytorii*. Lviv: VC Ivan Franko National University of Lviv, 1, 260–280 (In Ukrainian).

Prykhodko, M. M., Kyseliuk, O. I., Yavorskyi, A. I. (Eds.). (2009). *Karpatskyi natsionalnyi pryrodnyi park* [Carpathian National Nature Park]. Ivano-Frankivsk: Foliant. ISBN 978-966-2988-19-2 (In Ukrainian).

Kravchuk, Ya. S. (2008). *Heomorfolohiia Polonynsko-Chornohirskykh Karpat* [Geomorphology of the Polonyna-Chornohora Carpathians]. Lviv: VC Ivan Franko National University of Lviv. ISBN 966-613-418-7 (In Ukrainian).

Lapo, A.V., Davydov, V.Y., Pashkevych, N.H. (1993). Metodicheskie osnovy izuchenija geologicheskih pamjatnikov prirody Rossii [The Methodological basis for the study of geological natural monuments of Russia]. *Stratigrafija, geologija, korreljacija*. 1 (6), 75–83 (In Russian).

Morozov, G. F. *Izbrannye trudy*: v 2-h t [Selected works of Morozov H.F.: in 2 volumes]. Moskva: Lesn.prom-st' (In Russian).

Palienko, Je.T. (1978). *Poiskovaja i inzhenernaja geomorfologija* [Search and engineering geomorphology]. Kiev: Vishha shkola (In Russian).

Paliienko, E. (1997). Pryrodookhoronna heomorfolohiia v Ukraini [The geomorphology of natural conservations in Ukraine]. In *Ukrainska heomorfolohiia: stan i perspektyvy*. Lviv: Merkator, 58–60 (In Ukrainian).

Saviuk, V. O., Masliak, H. O., Kostyk, H. M., Dmytra, N. V. (1995). *Pryrodno-zapovidnyi fond Ivano-Frankivskoi oblasti: reiestr-dovidnyk* [Natural Reserve stock of the Ivano-Frankivsk region: handbook]. Ivano-Frankivsk (In Ukrainian).

Rozhko, I. M., Matviiv, V. P., Brusak, V. P. (2011). *Heohrafo-ekolohichni marshruty Chornohory: navch. posibnyk* [Geographic and ecological routes of Chornohory: Manual]. Lviv: VC Ivan Franko National University of Lviv. ISBN 978-966-613-889-0 (In Ukrainian).

Stoiko, S. M., Milkina, L. I., Tasenkevych, L. O. (1993). *Pryroda Karpatskoho natsionalnoho parku* [The nature of Carpathian National Nature Park]. Kyiv: Nauk. Dumka. ISBN 5-12-003378-4 (In Ukrainian).

Sukharev, A. Ya. (Eds.) (2007). *Pamjatniki prirody. Bol'shoj juridicheskij slovar'* [The monuments of nature. Great Law Dictionary]. Moskva: Ynfra-M. ISBN 978-5-16-002606-0 (In Russian).

Shevchuk, O., Krychevska, D., Karpyshyn, H., Paliukh, V. (2007). Doslidzhennia ta perspektyvy ekoturystychnoho vykorystannia pechery "Kniahynia" (Uzhanskyi natsionalnyi park) [Research and prospects of ecotourism use the "Knyaginya" cave (Uzhanskyi national park)]. In *Visnyk of the Lviv University. Seriya Geografichna*, 34, 303–308 (In Ukrainian).

Shvarcbah, M. (1973). *Velikie pamjatniki prirody. Izvestnye mesta geologicheskih issledovanij* [The great natural monuments (famous places of a geological research)]. Moskva: Myr (In Russian).

Alexandrowicz, Z. (1991). Stanowisko dokumentacyjne jako nowa kategoria ochrony przurody nieozywionej. In *Chronimy przyrodu Ojczyzny*, 47(1–2), 5–9 (In Polish).

УДК 551.435.04(477.8:292.452-192.2); DOI 10.30970/gpc.2019.1.2808

ФОРМУВАННЯ РЕЛЬЄФУ ПЕРЕДКАРПАТТЯ І ЗАКАРПАТТЯ У ПЛІОЦЕН-ПЛЕЙСТОЦЕНІ І НА РАННІХ ЕТАПАХ

Ярослав Кравчук, Василь Чалик
Львівський національний університет імені Івана Франка,
yaroslavkravchuk@ukr.net; orcid.org/0000-0001-9961-8895

Анотація. Сарматсько-паннонський та понт-пліоценовий періоди найважливіші у формуванні рельєфу Внутрішнього Передкарпаття і Солотвинської улоговини. Внаслідок інтенсивних піднять у верхньому міоцені Передкарпатське море відтіснилося на схід і північний схід. На звільненій від моря суші зароджується гідромережа, ріки посуваються за відступаючим морем у північно-східному та південно-східному напрямах. Перші річкові долини, на відміну від сучасних поперечних, мали діагональний і поздовжній напрями.

З понт-пліоценовим часом пов'язують заключну фазу тектогенезу Карпат і Передкарпаття, доказом чого є недислокована пліоценова денудаційна поверхня (Гофштейн, 1985) або верхній денудаційний рівень (Тессейр, 1933).

У Солотвинській улоговині раніше, ніж у Мукачівській, настав континентальний режим, сформувалися денудаційні та денудаційно-акумулятивні поверхні. До таких належить найдавніший денудаційний "Кичерський рівень" Г. Алфер'єва (1948), вік якого вважають ранньопаннонським.

Молодші денудаційні та денудаційно-акумулятивні поверхні узгоджуються з Передкарпаттям і Закарпаттям. У Передкарпатті автори здебільшого виокремлювали дві денудаційно-акумулятивні поверхні (тераси) – Красної та Лоєвої, а у Закарпатті три (Ділоцьку, Боронявську і Шардинську).

У Передкарпатті вперше виокремлені педименти (Кравчук, 1971), які датували пліоценом – раннім плейстоценом. Згодом І. Гофштейн запропонував датувати їх пізнім пліоценом за аналогією із закарпатськими Є. Мазура (1963), однак й не заперечував, що їхнє формування продовжувалось у плейстоцені.

Тривале послаблення піднять у ранньому плейстоцені спричинило переважання бічної ерозії, розширення днищ долин та інтенсивний розмив давніших терас (денудаційно-акумулятивних поверхонь).

Аналіз терасових комплексів Передкарпаття і Закарпаття уможливлює за відносними висотами визначити середні висоти пліоцен-плейстоценових піднять, які підтверджують синхронність розвитку рельєфу цих регіонів.

Ключові слова: денудаційні та денудаційно-акумулятивні поверхні; тераси; педименти; пліоцен-плейстоценові підняття; Передкарпаття; Закарпаття.

PRECARPATHIAN AND TRANSCARPATHIAN LANDFORM EVOLUTION IN THE PLIOCENE-PLEOSTOCENE AND AT EARLY STAGES

Yaroslav Kravchuk, Vasyl Chalyk
Ivan Franko National University of L'viv

Abstract. The Sarmatian-Pannonian and Pontian-Pliocene stages are most important in the landform evolution of the Inner Precarpathians and Solotvyn basin. Due to the intense elevations in the upper Miocene, the Precarpathian Sea was pushed to the east and northeast. On the land freed from the sea, a hydrographic network was created, and rivers moved along the retreating sea in Northeast and Southeast directions. Original river valleys were of diagonal and inline outflow directions unlike modern transverse valleys.

© Кравчук Ярослав, Чалик Василь, 2019.

The Pontian-Pliocene is associated with the final phase of Carpathian and Precarpathian tectogenesis, and the proof is the undisturbed Pliocene denudation surface (Hofstein, 1985) or the upper denudation level (Teisseyre, 1933).

The Solotvyno basin had continental regime before the Mukachevo basin had, so the Solotvyno basin got denudation and denudation-accumulative surfaces formed. These include the oldest denudation "Kichersky Level" researched by H. Alferyev (1948), which is believed to date to the early Pannonian.

Younger denudation and denudation-accumulative surfaces are consistent with the Precarpathian and Transcarpathian regions. In the Precarpathian region, most authors distinguished two denudation-accumulative surfaces (terraces) – Krasna and Loyeva, and in the Transcarpathian, three – Dilotska, Boronyavska and Shardynska.

In the Precarpathian region, they first identified pediments (Kravchuk, 1971), dating back to the Pliocene – early Pleistocene. Subsequently, I. Hofstein suggested that they should be dated the late Pliocene by analogy with the Transcarpathian pediments of Ye. Mazur (1963), but he did not deny that their formation continued in the Pleistocene.

The prolonged weakening of the elevation in the early Pleistocene led to the predominance of lateral erosion, expansion of valley bottoms, and intense erosion of ancient terraces (denudation-accumulating surfaces).

The analysis of terrace complexes in the Precarpathians and Transcarpathians makes it possible to determine the average heights of the Pliocene-Pleistocene elevations, which confirms the synchronicity of the landform evolution in these regions.

Key words: denudation and denudation-accumulative surfaces; terraces; pediments; Pliocene-Pleistocene elevation; Precarpathians; Transcarpathians.

Вступ. Детальне вивчення рельєфу Українських Карпат пов'язане зі створенням "Геологічного атласу Галичини" у масштабі 1:75 000 (1877–1911). Автори цієї праці зробили величезний внесок у розвиток нових ідей щодо будови Карпат.

Значну увагу приділяли характеристиці пліоцен-плейстоценових відкладів і пов'язаними з ними формами рельєфу. Серед дослідників, які детально описали плейстоценові відклади на території Передкарпаття і Поділля, варто згадати Ф. Бєняша (1910), М. Ломніцького (1894) і В. Тессейра, автора порівняльної характеристики Карпат і Передкарпаття (1907; 1921).

У 90-х роках XIX – на початку XX століть активно вивчав рельєф Українських Карпат С. Рудницький – перший український геоморфолог (Кравчук, 2017). Його монографія "Знадоби до морфології карпатського сточища Дністра" вийшла друком 1905 року, а 1907 року побачила світ монографія "Знадоби до морфології підкарпатського сточища Дністра". Протягом 1925–1927 рр. у видавництві ужгородської "Просвіти" видрукували його монографію у двох частинах "Основи морфології і геології Підкарпатської Руси і Закарпаття взагалі".

З початком XX століття зросла кількість наукових праць з геоморфології і четвертинної геології Карпат і Передкарпаття. Багато дослідників намагались вирішити проблеми зледеніння цього регіону (Шайноха, 1901; Ромер, 1906, 1907, 1928, 1929; Запаловіч, 1912, 1913; Павловський, 1910, 1915, 1926, 1933; Покорни, 1913).

У цей час Є. Ромер публікує праці з історії долини Дністра (1906) та морфометричного аналізу хребтів Карпат. Серед його наукових доробків варто зазначити такі: детальний морфолого-структурний аналіз гірських груп Східних

Карпат; розробка генетично-хронологічного підходу для вивчення долини Дністра; вирішення кількох проблем, пов'язаних зі зледенінням Карпат на прикладі Свидівця і Сянсько-Дністерського межиріччя, а також висунення оригінальної теорії "Татранської льодовикової епохи", яка відрізняється від альпійського перебігу зледеніння.

Учні і співпрацівники Є. Ромера також активно працювали у Передкарпатті. Зокрема, Ю. Чижевський досліджував проблеми генези долини Дністра і виконав геоморфологічну регіоналізацію Передкарпаття (1928, 1934), а проблеми вершинної поверхні Карпат, денудаційних рівнів і терас Передкарпаття вивчав Ґ. Тессейр (1928, 1933, 1938).

Період між двома світовими війнами відзначився багаточисельними дослідженнями Українських Карпат геологами і геоморфологами Польщі, Чехословаччини та Румунії. Розпочалося великомасштабне геологічне картографування у межах Львівської, Івано-Франківської та Чернівецької областей.

Після Другої світової війни дослідження геолого-геоморфологічної будови Українських Карпат здійснювали Львівська і Закарпатська геологічні експедиції з одночасним складанням геологічної та геоморфологічної карт. Генезі та історії розвитку рельєфу Українських Карпат присвятили свої праці Г. Алфер'єв, В. Бондарчук, М. Єрмаков, В. Іванов, Г. Раскатов, О. Спірідонов, К. Геренчук, П. Цись, І. Гофштейн, О. Адаменко та ін.

Формування морфоструктури на ранніх етапах. Аналіз корелятних відкладів Передкарпатського прогину засвідчує, що з кінця середнього та початку верхнього міоцену у Карпатах періоди інтенсивних піднять змінювалися періодами відносного тектонічного спокою. Відклади косівської світи, представлені вербовецькими, прутськими, коломийськими та клокучинськими шарами, зачислюють за МСШ–2004 до тортону (верхній міоцен) (Андреєва-Григорович та ін., 2004). У Внутрішній зоні прогину присутні тільки вербовецькі і прутські шари, що засвідчує початок континентального режиму у Внутрішньому Передкарпатті.

Внутрішня (епігеосинклінальна) зона прогину у цей період була покрита затоками моря і лагунами. Основним джерелом змиву для косівської світи були Карпати і піднята частина Внутрішнього Передкарпаття (Бориславсько-Покутський і Самбірський покриви). З часом формування глинистих відкладів косівської світи І. Гофштейн (1964) пов'язує один з періодів вирівнювання рельєфу Карпат. Однак П. Цись (1968), заперечуючи ці висновки, наполягає на наявності грубоуламкових фацій бадену у Солотвинській западині, які є доказом інтенсивних висхідних рухів у Карпатах. Глинистий склад косівської світи він пояснює глибоководністю басейну, віддаленістю берегової лінії від Карпат і меншою амплітудою піднять Зовнішньої зони.

З клокучинськими шарами косівської світи верхнього бадену пов'язують пістинські конгломерати. У Покутському Передкарпатті товща покутських глин потужною пачкою пістинських конгломератів розділена на верхні та нижні покутські глини. Щодо пістинських конгломератів є одностайна думка – це дельтові відклади давньої праріки. Вони складаються з гальки порід карпатського флішу, а також гальки метаморфічних порід, вимитих зі слобідських конгломератів ранньоміоценового віку. Пістинські конгломерати,

що віялоподібно виклинюються на північ, заміщені вугленосними відкладами. За виявленими у їхній товщі молюсками (Вялов, 1960) пістинські конгломерати з нижньопокутськими глинами зачислюють до косівської світи (верхній баден, паннонський ярус – МСШ–2004 (Андреєва-Григорович та ін., 2004)). Дельтову природу пістинських конгломератів найповніше підтвердили І. Гофштейн і В. Костюк (1960): 1) конгломерати фаціально заміщуються лагунно-континентальними відкладами; 2) утворюють потужну лінзу серед піщанистих відкладів; 3) площа поширення конгломератів виглядає як широкий конус виносу; 4) на північний захід конгломерати заміщуються вугленосними шарами з листям гірської флори і слідами далекого перенесення. Велика потужність піщано-конгломератової товщі (1 400 м) засвідчує значну висоту Карпат у цей час, інтенсивне піднімання їх і прилеглих ділянок Внутрішнього Передкарпаття.

У північно-західній частині прогину подібними за походженням до пістинських є радицькі конгломерати старшого віку, у складі яких домінують галечники і валуни з карпатського флішу. Їх також вважають прибережним конусом виносу давньої праріки. Відкладення пістинських і радицьких конгломератів припадає на періоди значного розвитку ерозійних процесів унаслідок інтенсивних піднять Флішових Карпат.

У другій половині верхнього бадену (сарматський і паннонський регіояруси – МСШ–2004 (Андреєва-Григорович та ін., 2004) Зовнішнє Передкарпаття і прилегла частина платформи різко опускаються, утворюючи глибоководний морський басейн. Тут продовжують накопичуватись моласові відклади вербовецьких, прутських, коломийських, клокучинських шарів косівської світи потужністю до 1 700 м, а також останньої у Передкарпатті дашавської світи потужністю до 3 500 м. У Внутрішній зоні Передкарпаття, де домінував континентальний режим, відкладалися тільки вербовецькі та прутські шари потужністю 200 м, а відклади дашавської світи, відкладені у затоках і лагунах, представлені фрагментами потужністю до 100 м.

Накопичення молас у Закарпатському внутрішньому прогині, порівняно з Передкарпатським прогином, розпочалось дещо пізніше. У період відкладання у Внутрішній зоні Передкарпатського прогину потужної товщі нижніх молас у Закарпатському прогині опускання було незначним, а іноді змінювалося підняттям. Свідченням цього є незначна потужність відкладів грушівської (100–200 м) і буркалівської (80–120 м) світ, їхнє спорадичне поширення. Порівнюючи стратиграфічний розріз Закарпатського прогину з МСШ–2004 (Андреєва-Григорович та ін., 2004), перші моласи датують егерським та еґенбурзьким регіоярусами (аквітан-бурдигал). Наявність отнангського і карпатського ярусів бурдигалу у Закарпатському прогині достовірно не підтверджено (Тектоника Украинских Карпат, 1988), хоча окремі дослідники терешульські конгломерати зачислюють до карпатського регіоярусу (Лозиняк і Петрашкевич, 1995).

На структурах Закарпатського внутрішнього прогину і Паннонської западини сформувалася Закарпатська рівнина, яка меридіональним відрізком Вулканічного (Вигорлат-Гутинського) пасма поділена на Мукачівську і Солотвинську улоговини. Час формування Закарпатського прогину майже збігається з формуванням Передкарпатського, проте потужність моласових відкладів у нижньому міоцені Передкарпатського прогину вимірюється тисячами метрів, а Закарпатського – сотнями. Морський режим у Закарпатті тривав значно довше –

у плейстоцені (чопська світа), а у Передкарпатті закінчився у верхньому міоцені (дашавська світа).

Формування рельєфу (пліоцен-плейстоценовий етап) у часовому вимірі зрівноважилося в обох прогинах. Формування долинної мережі, терасових комплексів, денудаційних і денудаційно-акумулятивних поверхонь тривало синхронно.

У Солотвинській улоговині, в якій значно раніше, ніж у Мукачівській, настав континентальний режим, сформувалися старші за віком денудаційні та денудаційно-акумулятивні поверхні. Найдавнішу поверхню виокремив Г. Алфер'єв (1950) під назвою "Кичерський рівень" у східній і центральній частинах Солотвинської улоговини. Ця поверхня добре простежується на абсолютних висотах 500–700 м і відносних висотах 200–300 м. З часом Кичерська поверхня поширилась на Полонинський хребет (Гофштейн, 1964), а також на Свидовецький масив і Стрімчакову зону (Кравчук, 2008, 2012). Встановлюючи вік цієї поверхні переважно орієнтувалися на співставлення її з ефузивами Вигорлат-Гутинського пасма і на цій основі робили висновок про доплейстоценовий вік.

Враховуючи велику диференціацію неотектонічних рухів Вулканічного пасма у плейстоцені, В. Чалик (1971) вважав, що при встановленні віку Кичерської поверхні слід орієнтуватись на залишки і сліди давнього алювію, які збереглися на окремих вершинах Солотвинської улоговини.

Дослідженням мікрофауни галечників давніших поверхонь, зокрема Ділоцької, було встановлено її вік як пізньопліоценовий (Адаменко та ін., 1977). Виділені І. Гофштейном Шардинська і Боронявська денудаційно-акумулятивні поверхні датували, відповідно, пліоценом та нижнім плейстоценом. Такий вік для аналогічних рівнів у Передкарпатті (поверхні Красної і Лоєвої) запропонований їхнім першовідкривачем Г. Тессейром (1933).

Щодо давньої суперечки М. Демедюка (1982) та І. Гофштейна (1985) про денудаційно-акумулятивні поверхні у Мукачівській і Солотвинській улоговинах, то обидва мали рацію. Заперечення М. Демедюком Ділоцької (Скридейської) поверхні у Мукачівській улоговині вздовж прилеглого Вулканічного пасма вважаємо безпідставним. Так само логічно зачислити за віком Шардинську поверхню до плейстоцену, а Боронявську, яка знаходиться на вищих абсолютних (378 м) і відносних (до 200 м) висотах – до пліоцену (Демедюк, 1982).

В алювії Шардинської (Великокопанської) поверхні присутня галька з Мармароського кристалічного масиву, що є свідченням інтенсивного розмивання р. Тисою. Порівняно різке сповільнення розмивання у нижньоплейстоценовий час пов'язують з похолоданням (міндельське зледеніння) і спадом енергії рік. Доказом цього вважають зміну кольору алювіальних суглинків з переважаючого жовто- і вохристо-бурого на дещо блідіший.

Режими денудаційних і денудаційно-акумулятивних поверхонь вирівнювання добре представлені як у Закарпатті, так і на Передкарпатті. Докорінна різниця при вивченні поверхонь вирівнювання між двома регіонами – це наявність місцями потужних товщ алювію на Закарпатті, що дає змогу точніше встановлювати їхній вік. Окрім відомих на Передкарпатті поверхонь Красної та Лоєвої, а на Закарпатті – Ділоцької, Боронявської і Шардинської, словацькі дослідники виокремили прирічкові педименти (Мазур, 1963) пізньопліоценового

віку, які простежуються також і в гірській частині. На території Передкарпаття вперше педименти описані 1971 року (Кравчук, 1971). Педименти у Передкарпатті, відповідно до класифікації Д. Панова (1966), зачислені до делювіально-дефляційного типу, характерного для областей гумідного клімату. Високе зволоження поверхні схилів сприяло розвитку процесів делювіального змиву і паралельному відступанню схилів. Одночасно могли розвиватися і процеси дефлюкції – зміщення поверхневих відкладів поверхнею схилу. В умовах перезволоження поверхневих відкладів дефлюкційні процеси могли відбуватися з процесами соліфлюкції (Кравчук, 1971, 1999).

Вік педиментів датували нижнім пліоценом – раннім плейстоценом. Згодом І. Гофштейн (1985) запропонував зачислити їх до пізнього пліоцену, аналогічного із закарпатськими Є. Мазура (1963), однак не заперечував, що формування їхнє продовжувалось пізніше. Це засвідчує їхнє злиття з денудаційно-акумулятивною поверхнею Лоєвої ранньоплейстоценового віку.

Залишки верхньопліоценової денудаційно-акумулятивної поверхні знаходимо на межиріччі Свічі–Чечви (г. Залісся), Лімниці–Бистриці Солотвинської (г. Красна, урочище Зелений Яр), а також за межами Передкарпатської височини на межиріччях Дністра–Пруту, Дністра–Ворони. Фрагменти денудаційних поверхонь, переважно педиментів, зрідка зі слідами галечнику на поверхні, трапляються майже на усіх межиріччях Передкарпаття.

Наприкінці пізнього пліоцену відбулися доволі інтенсивні підняття Карпат, Передкарпаття і Поділля, на що вказують сліди глибинної ерозії. Унаслідок цих піднять майже усі ріки Передкарпаття покинули поздовжні відрізки своїх долин і набули вигляду, близького до сучасного. Тільки передкарпатські ріки Прут, Лючка і Сірет зберегли свій південно-східний напрям поблизу гір. Зміна поздовжнього напряму Лючки, Пістинки, Рибниці, Черемошу відбувалася за рахунок перехоплень. Детально процес зміни напряму цих рік описано у численних працях, зокрема, Ґ. Тессейра (1933), К. Геренчука (1947).

Підняття межиріччя Лімниці–Бистриці Солотвинської Ґ. Тессейр (1933) назвав ”елевацією Лімниці” та пов’язував з подовженням лінії Ковалівка–Смиківці. Пригірська частина поверхні Лоєвої на цьому межиріччі у наш час простежується на 40–50 м (місцями 70 м) вище, ніж на межиріччі Пруту–Бистриці Надвірнянської. У межах Зовнішнього Передкарпаття ця різниця зменшується. Підняття Лімниця-Бистрицького межиріччя на північний захід і південний схід різко зменшується, що добре фіксується рівнем дна рік при виході з гір.

Довготривале послаблення піднять, яке захопило й ранній плейстоцен, переважання бічної ерозії сприяли розширенню днищ долин і знищенню старішої тераси (сьома надзаплавна тераса і поверхня Красної). Цими процесами вирівнювалося Передкарпаття і формувалася молодша акумулятивна поверхня Лоєвої.

Підтвердженням подібного розвитку рельєфу у пліоцен-плейстоценовий період є формування річкових долин і характер неотектонічних рухів. Порівнюючи відомі денудаційно-акумулятивні поверхні Передкарпаття і Закарпаття, з’ясували, що абсолютні та відносні висоти доволі близькі за значенням, максимальні абсолютні – 400–600 м, мінімальні відносні – 75–125 м (табл. 1).

Якщо брати до уваги наявність у Солотвинській улоговині Кичерської денудаційної поверхні (Моласові Карпати) на абсолютних 500–700 м і відносних 250–400 м висотах, яка сформувалася у панноні, то рівень вертикального розчленування значно зросте.

Таблиця 1. Морфометрична характеристика денудаційно-акумулятивних поверхонь Передкарпаття і Закарпаття
Table 1. Denudation-accumulative surfaces of the Precarpathian and Transcarpathian regions: Morphometry features

Передкарпаття				Закарпаття			
Поверхня	Висота, м		Вік	Поверхня	Висота, м		Вік
	абсолютна	відносна			абсолютна	відносна	
Красної	400–589*	140–170	Пізній пліоцен	Ділоцька	400–500	300	Пізній пліоцен
Лоєвої	320–550	75–130	Ранній плейстоцен	Боронявська	300–378*	200	Пліоцен-плейстоцен
				Шардинська	240–280	100–125	Ранній плейстоцен

* Найвищий останець

Результати пліоцен-плейстоценових піднять у Передкарпатті та Закарпатті (табл. 2, табл. 3) за відносними висотами терас також підтверджують синхронність розвитку рельєфу у Передкарпатському і Закарпатському прогинах. Максимальні показники піднять у верхньому пліоцені 45 м у Передкарпатті, у нижньому плейстоцені (вюрм-міндель) по 45 м в обох регіонах, наприкінці нижнього плейстоцену – 27 м і 25 м. Вищі показники піднять на Закарпатті пов'язані з активізацією вулканічних процесів, які тривали до плейстоцену, а також з більшою неотектонічною активністю солянодіапірових складок у Солотвинській улоговині.

Таблиця 2. Середні висоти пліоцен-плейстоценових піднять Передкарпаття (за відносними висотами терас)
Table 2. Average heights of the Precarpathian Pliocene-Pleistocene elevations (based on terrace relative heights)

Тераси	Середня відносна висота	Вік	Час піднять	Підняття	
				м	%
Сьома	150	Верхній пліоцен	Кінець пліоцену	45	30
Шоста	100–110	Нижній плейстоцен	Гюнц-міндель	45	30
П'ята	60	Нижній плейстоцен	Міндель	25	16,7
Четверта	30–35	Середній плейстоцен	Ріс	15	10
Третя	20	Верхній плейстоцен	Вюрм I–II	12	8
Друга	6–8	Верхній плейстоцен	Вюрм I–II	5	3,3
Перша	3	Голоцен	Голоцен	3	2
Заплава	0,5–1,5	Голоцен			
				150	100

Таблиця 3. Середні висоти пліоцен-плейстоценових піднять Закарпаття (за відносними висотами терас)
Table 3. Average heights of the Transcarpathian Pliocene-Pleistocene elevations (based on terrace relative heights)

Тераси	Середня відносна висота	Вік	Час піднять	Підняття	
				м	%
Сьома	150–160	Верхній пліоцен	Пліоцен	50	29,4
Шоста	90–110	Нижній плейстоцен	Гюнц-міндель	45	26,4
П'ята	60–70	Нижній плейстоцен	Міндель	27	15,9
Четверта	35–40	Середній плейстоцен	Ріс–вюрм I	25	14,8
Третя	20–25	Верхній плейстоцен	Вюрм I–II	13	7,6
Друга	8–10	Верхній плейстоцен	Вюрм II	7	4,1
Перша	3–4	Верхній плейстоцен	Голоцен	3	1,8
Заплава	0,5–1,5	Голоцен			
				170	100

Порівнюючи терасові комплекси денудаційних і денудаційно-акумулятивних поверхонь Передкарпаття і Закарпаття, знаходимо багато спільного. Однак дві складові частини, які сформувалися у межах Закарпатського внутрішнього прогину – Мукачівська і Солотвинська улоговини – мають істотні морфогенетичні та вікові відмінності.

Загалом рельєф Солотвинської улоговини характеризується наявністю терасованих ділянок у долинах рік і сильно розчленованими горбогірними межиріччями, які місцями переходять у крутосхилові низькогір'я (Кравчук, Чалик, 2014, 2015). Зростання абсолютних висот простежується з південного заходу на північний схід. У моласовому низькогір'ї максимальні абсолютні висоти перевищують 700 м, а найвища вершина на межиріччі Апшиці і Глибокого Потоку сягає висоти 802 м (г. Клева). Формування Кичерської денудаційної поверхні відбувалося у пізньоміоценовий час, тоді у західній частині Закарпатської рівнини ще існував морський режим.

Відносні перевищення над Тисою зростають із заходу на схід і становлять: для межиріччя Ріки–Тереблі 200–300 м, для межиріччя Тереблі–Тересви 300–400 м, для межиріччя Тересви–Апшиці 350–480 м. Найдавніший алювій поширений на вершині і схилах г. Скридей (485 м) на межиріччі Хустця і Тивківського Потоку, а також покриває вершину і схили гори Полонинка на межиріччі рік Тересви–Тячівця. За даними палінологічного і петрографічного аналізів (Раскатов,1966), ці поверхні зачислили до пліоцену.

Фрагменти Боронявської денудаційно-акумулятивної поверхні на межиріччях Ріки–Хустця–Тиси (г. Плоска, 367 м і г. Древутне, 379 м), в алювії яких з'явилися породи мармароського метаморфічного комплексу, Г. Раскатов (1966) зачислив до пліоценової тераси. Від розміщеного вище Скридейського рівня ця поверхня відокремлена виразно помітним у рельєфі уступом-схилом висотою 60–100 м. Ширина вирівняних ділянок поверхні становить 200–300 м, місцями 500–600 м. Відносні перевищення до русел головних рік коливаються у межах 170–200 м (Кравчук і Чалик, 2015).

Потужність алювію Боронявської поверхні сягає 15–17 м. Петрографічний

склад алювію її поверхні однорідний. Простежується збільшення матеріалу флішевих порід і поява порід мармароського метаморфічного комплексу (до 5%).

Висновки

1. Зроблено спробу розглянути деякі проблемні питання формування рельєфу у найцікавіших регіонах Українських Карпат – Передкарпатті і Закарпатті. Передкарпатський передовий і Закарпатський внутрішній прогини дають безцінний матеріал для розуміння історії розвитку гірської частини завдяки використанню методу корелятних відкладів.

2. Здійснено короткий аналіз формування морфоструктури на ранніх етапах геологічної історії, зокрема тих відкладів, які є свідками початку континентальних етапів розвитку рельєфу.

3. Значну увагу звернено на пліоцен-плейстоценовий час розвитку рельєфу, з яким пов'язані такі форми: денудаційні та денудаційно-акумулятивні поверхні, комплекси терас у річкових долинах. Внесено зміни щодо віку рельєфу денудаційних та денудаційно-акумулятивних рівнів.

4. Відзначено вікову синхронність у створенні форм рельєфу у Передкарпатті та Закарпатті, а також різну інтенсивність неотектонічних рухів, зокрема, підвищені їхні показники у Солотвинській улоговині.

СПИСОК ВИКОРИСТАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ

Адаменко О. М. Позднеплиоценовая микрофауна в красноцветных галечниках Закарпатья / О. М. Адаменко, Р. Ф. Адаменко, Г. М. Афанасьев и др. // Изв. АН СССР. Сер. геол. – 1977. – № 4. – С. 67–74.

Алферьев Г. Г. Некоторые соображения о молодых движениях Карпат / Г. Г. Алферьев // Труды Львов. геол. общ-ва. Сер. геол. – Вып. 1. – 1948. – С. 87–106.

Андреєва-Григорович А. С. Стратиграфія неогенових відкладів Закарпатського прогину / А. С. Андреєва-Григорович, Л. Д. Пономарьова, М. Г. Приходько, В. М. Семенченко // Геологія і геохімія горючих копалин. – 2004. – № 2. – С. 58–76.

Геренчук К. И. О речных перехватах в Прикарпатье / К. И. Геренчук // Изв. ВГО. – 1947. – Вып. 3.

Гофштейн И. Д. Новые данные о составе пистынских конгломератов (Карпаты) / И. Д. Гофштейн, В. П. Костюк // Докл. АН СССР – 1960. – Вып. 132, № 1. – С. 178–180.

Гофштейн И. Д. О педиментах в Польско-Словацких и Украинских Карпатах / И. Д. Гофштейн // Геоморфология. – Москва, 1985. – № 2. – С. 70–77.

Гофштейн И. Д. Геоморфологический очерк Украинских Карпат / И. Д. Гофштейн. – Киев: Наук. думка, 1995. – 84 с.

Демедюк Н. С. Древние поверхности выравнивания Украинских Карпат / Н. С. Демедюк // Геоморфология. – Москва : Наука, 1982. – № 3. – С. 36–44.

Кравчук Я. С. Геоморфологія Пригорганського Передкарпаття : автореф. дис. канд. географ. наук / Я. С. Кравчук. – Львів, 1971. – 20 с.

Кравчук Я. Геоморфологія Передкарпаття / Я. Кравчук. – Львів : Меркатор, 1999. – 187 с.

Кравчук Я. Формування річкових долин південно-західних макросхилів Українських Карпат / Я. Кравчук // Проблеми геоморфології і палеогеографії

Українських Карпат і прилеглих територій : зб. наук. праць. – Львів : ВЦ ЛНУ ім. Івана Франка, 2008. – С. 85–91.

Кравчук Я. Поверхні вирівнювання в Українських Карпатах: закономірності поширення, механізми формування, кореляція за генезисом і віком / Я. Кравчук // Проблеми геоморфології і палеогеографії Українських Карпат і прилеглих територій : зб. наук. праць. – Львів : ВЦ ЛНУ ім. Івана Франка, 2012. – С. 41–52.

Кравчук Я. Морфоскульптура Солотвинської улоговини Українських Карпат / Я. Кравчук, В. Чалик // Проблеми геоморфології і палеогеографії Українських Карпат і прилеглих територій : зб. наук. праць. – Львів : ВЦ ЛНУ ім. Івана Франка, 2014. – С. 111–121.

Кравчук Я. Терасові комплекси річкових долин Солотвинської улоговини Українських Карпат / Я. Кравчук, В. Чалик, М. Іваник // Проблеми геоморфології і палеогеографії Українських Карпат і прилеглих територій : зб. наук. праць. – Львів. ВЦ ЛНУ ім. Івана Франка, 2014. – С. 122–130.

Кравчук Я. Рельєф Солотвинської улоговини Українських Карпат / Я. Кравчук, В. Чалик. – Львів : ВЦ ЛНУ ім. Івана Франка, 2015. – 98 с.

Кравчук Я. Морфоструктурна обумовленість геоморфологічного поділу Чоп-Мукачівської рівнини / Я. Кравчук // Проблеми геоморфології і палеогеографії Українських Карпат і прилеглих територій : зб. наук. праць. – Львів. ВЦ ЛНУ ім. Івана Франка, 2016. – Вип.1(6). – С. 129–137.

Лозиняк П. Ю. Стратиграфічний нарис неогену Закарпатського внутрішнього прогину / П. Ю. Лозиняк, М. Й. Петрашкевич // Палеонтол. зб. – 1995. – Вип. 31. – С. 56–66.

Раскатов Г. И. Карпаты. Четвертичные отложения / Г. И. Раскатов // Геология СССР – Москва : Изд. Недра, 1966. – Т.48. – С. 267–319.

Рудницький С. Знадоби до морфології підкарпатського сточища Дністра / С. Рудницький // Зб. матем.-природ.-лік. секції НТШ. – 1907. – Т. XI. – 79 с.

Рудницький С. Основи морфології і геології Підкарпатської Руси і Закарпаття взагалі у 2 ч. / С. Рудницький. – Ужгород : Просвіта, 1925. – Ч. І. – 102 с.; 1927. – Ч.2. – 64 с.

Тектоника Украинских Карпат. Объяснит. записка к тектонич. карте Украинских Карпат. Масштаб 1:200 000 / Отв. редактор С. С. Круглов. – Киев, 1988. – 152 с.

Цись П. Н. Геоморфологія і неотектоніка // Природа Українських Карпат / За ред. К. Геренчука. – Львів: Вид. Львів. ун-ту, 1968. – С. 50–86.

Чалик В. І. Етапи розвитку рельєфу Солотвинської улоговини / В. І. Чалик. – Вісник Львів. ун-ту. Сер. геогр. – 1971. – Вип. 6. – С. 43–47.

Mazur E. Žilinska kotlina a prilláhle pohoria / E. Mazur. – Bratislava: Vid. SAV, 1963 – 213 s.

Teisseyre H. Problemy morfologiczne wshodniego Podkarpacia / H. Teisseyre // Sprav. PIG, t. VII, Z.3. – Warshawa, 1932 – 1933 – 50–75 s.

REFERENCES

Adamenko, O. M., Adamenko, R. F., Afanasyev, G. M. et all. (1977) Pozdniepliocenovaya mikrofauna v krasnocvietnyh galechnikah Zakarpattia [Late Pliocene microfauna in the red-colored pebbles of Transcarpathia]. In *Izv. AN SSSR,*

Ser. geolog., 4, 67–74 (In Russian).

Alferyev, G. G. (1948). Niekotoriye soobrazheniya o molodych dvizheniyach Karpat [Some thoughts on the young movements of the Carpathians]. In *Trudy Lvov. geolog. o-va, Ser. geolog*., 1, 87–106 (In Russian).

Andreyeva-Hryhorovych, A. S., Ponomariova, L. D., Prykhodko, M. G., Semenchenko, V. M. (2004) Stratygrapfiya neogenovyh vidkladiv Zakarpatskogo progynu [Stratigraphy of Neogene sediments of Zakarpattya Deep]. In *Geologiya i geohimiya goryuchyh kopalyn*, 2, 58–76 (In Ukrainian).

Gerenchuk, K. I. (1947). O rechnyh perehvatah v Prikarpatye [On river intercepts in the Carpathian region]. In *Izv. VGO*, 3 (In Russian).

Hofshteyn, I. D., Kostiuk, V. P. (1960). Novyje dannyje o sostavie pistynskich konglomeratov (Karpaty) [New data on the composition of the Pistyn' conglomerates (Carpathians)]. In *Dokl. AN SSSR*. 132, 1, 178–180 (In Russian).

Hofshteyn, I. D. (1985) O pedymentach v Polsko-Slovackich I Ukrainskich Karpatah [About pediments in the Polish-Slovak and Ukrainian Carpathians]. In *Geomorphology*, 2, 70–77 (In Russian).

Hofshteyn, I. D. (1995). *Geomorfologicheskiy ocherk Ukrainskich Karpat* [Geomorphological sketch of the Ukrainian Carpathians]. Kyiv, Naukova dumka, 84 (In Russian).

Demediuk, N. S. (1982). Drevniye poverhnosti vyravnivaniya Ukrainskih Karpat [About pediments in the Polish-Slovak and Ukrainian Carpathians]. In *Geomorfologiya*, 3, 36–44 (In Russian).

Kravchuk, Y. S. (1971). *Geomorfologiya Prygorganskogo Peredkarpattia* [Geomorphology of the Prigorgansky Before-Carpathians]. Avtoref. dys. kand. geograf. nauk, Lviv, 20.

Kravchuk, Y. (1999). *Geomorfologiya Peredkarpattia* [Geomorphology of the Before-Carpathians]. Lviv, 187 (In Ukrainian).

Kravchuk, Y. (2008). Formuvannia richkovyh dolyn pivdenno-zahidnyh makroshyliv Ukrainskih Karpat [Formation of river valleys of the southwestern slopes of the Ukrainian Carpathians]. In *Problemy geomorfologiyi i palegeografiyi Ukrainskih Karpat I pryleglych terytoriy: Zbirnyk nauk. prac*. Lviv: VC LNU im. Ivana Franka, 85–91 (In Ukrainian).

Kravchuk, Y. (2012). Poverhni vyrivniuvannia v Ukrainskih Karpatah: zakonomirnosti poshyrennia, mahanizmy formuvannia, koreliacija za genezysom i vikom [Surface alignment in the Ukrainian Carpathians: patterns of distribution, mechanisms of development, correlation by genesis and age]. In *Problemy geomorfologiyi i palegeografiyi Ukrainskih Karpat I pryleglych terytoriy: Zbirnyk nauk. prac*. Lviv: VC LNU im. Ivana Franka, 41–52 (In Ukrainian).

Kravchuk, Y., Chalyk, V. (2014). Morfoskulptura Solotvynskoyi ulogovyny Ukrainskih Karpat [Morphosculpture of the Solotvins'kiy Basin of the Ukrainian Carpathians]. In *Problemy geomorfologiyi i palegeografiyi Ukrainskih Karpat I pryleglych terytoriy: Zbirnyk nauk. prac*. Lviv: VC LNU im. Ivana Franka, 111–121 (In Ukrainian).

Kravchuk, Y., Chalyk, V., Ivanyk, M. (2014). Terasovi kompleksy richkovyh dolyn Solotvynskoyi ulogovyny Ukrainskih Karpat [Terraces complexes of river valleys of Solotvins'kiy basin of Ukrainian Carpathians]. In *Problemy geomorfologiyi i palegeografiyi Ukrainskih Karpat I pryleglych terytoriy: Zbirnyk nauk. prac*. Lviv:

VC LNU im. Ivana Franka, 122–130 (In Ukrainian).

Kravchuk, Y., Chalyk, V. (2015) *Relief Solotvynskoyi ulogovyny Ukrainskih Karpat* [Relief of the Solotvins'kiy Basin of the Ukrainian Carpathians]. Lviv: VC LNU im. Ivana Franka, 98 (In Ukrainian).

Kravchuk, Y. (2016). Morfostrukturna obumovlenist geomorfologichnogo podilu Chop-Mukachivskoyi rivnyny [Morphostructural conditionality of the geomorphological division of the Chop-Mukachevo plain]. In *Problemy geomorfologiyi i palegeografiyi Ukrainskih Karpat I pryleglych terytoriy: Zbirnyk nauk. prac*. Lviv: VC LNU im. Ivana Franka, 129–137 (In Ukrainian).

Lozyniak, P. Yu., Petrashkevych, M. Y. (1995). Stratygrafichnyi narys neogenu Zakarpatskogo vnutrishniogo progynu [Stratigraphic sketch of the Neogene Zakarpattya Inland Deep]. In *Paleontol. Zb*., 31, 56–66 (In Ukrainian).

Raskatov, G. I. (1966). Karpaty. Chetvertichnyje otlozheniya [Carpathians. Quaternary deposits]. In *Geologiya SSSR*, 48, 267–319 (In Russian).

Rudnytskyi, S. (1907). Znadoby do morfologiyi Pidkarpatskogo stochyshcha Dnistra [Knowledge of the morphology of the Dniester Subcarpathian basin]. In *Zb. Matem.-pryrod.-lik. Sekciyi NTSh.,* XI, 79 (In Polish).

Rudnytskyi, S. (Past I. – 1925.; Past 2. – 1927). *Osnovy morfologiyi u geologiyi Pidkarpatskoyi Rusy i Zakarpattia vzagali* [Fundamentals of morphology and geology of Subcarpathian Rus and Zakarpattya in general]. U 2-ch chastynah. Uzhorod: Prosvita, Past I, 102; Past 2, 64 (In Polish).

Kruhlov, S. S. (Ed.). (1988). *Tektonika Ukraiskih Karpat* [Tectonics of the Ukrainian Carpathians]. Objasnitelnaya zapiska k tektonicheskoy kartie Ukrainskih Karpat. Masshtab 1:200 000, Kyiv, 152 (In Russian).

Tsys, P. N. (1968). Geomorfologiya i neotektonika [Geomorphology and neotectonics]. In *Pryroda Ukrainskih Karpat.* Lviv: Vyd. Lviv. Uniwersytetu, 50–86 (In Ukrainian).

Chalyk, V. I. (1971). Etapy rozvytku relyefu Solotvynskoyi ulogovyny [Stages of development of relief of Solotvins'kiy basin]. In *Visnyk Lviv. universytetu. Ser. geogr*., 6, 43–47 (In Ukrainian).

Mazur, E. (1963). *Žilinska kotlina a prilláhle pohoria.* Bratislava: Vid. SAV, 213.

Teisseyre, H. (1932–1933). Problemy morfologiczne wshodniego Podkarpacia. In *Sprav. PIG*, T. VII, Z.3, Warshawa. 50–75.

УДК 551.4; DOI 10.30970/GPC.2019.1.2809

РЕКРЕАЦІЙНА ОЦІНКА РЕЛЬЄФУ ДНІСТРОВСЬКОГО РЕГІОНАЛЬНОГО ЛАНДШАФТНОГО ПАРКУ (ІВАНО-ФРАНКІВСЬКА ОБЛАСТЬ)

Володимир Загрійчук
Львівський національний університет імені Івана Франка,
vzagriychuk93@gmail.com

Анотація. Охарактеризовано адміністративно-господарську структуру території Дністровського регіонального ландшафтного парку, створеного у 1993 року, що займає площу 19 556 га і розташований уздовж русла р. Дністер у межах Городенківського й Тлумацького районів Івано-Франківської області. Проаналізовано літературні і фондові матеріали щодо геологічної будови й геоморфологічних особливостей території розташування Дністровського РЛП та подано головні риси його рельєфу Парк розташований у межах шести геоморфологічних підрайонів, об'єднаних двома геоморфологічними районами: Опільської структурно-денудаційної увалистої, сильнорозчленованої височини та Північнопокутської структурно-денудаційної полого-хвилястої височини Подільської структурно-денудаційної височинної геоморфологічної підобласті. На основі опрацювання праць дослідників зазначеної території подано короткий опис кожного із підрайонів. З використанням функціональних можливостей програми ArcGis 10.2, шляхом оцифрування топографічних карт масштабу 1:50 000, укладено тривимірну модель рельєфу та серію морфометричних карт (вертикального і горизонтального розчленування рельєфу, крутості земної поверхні, експозиції схилів), за якими охарактеризовано особливості рельєфу природоохоронної установи. Використовуючи методику функціонально-морфометричної оцінки рельєфу болгарського вченого Х. Тішкова (1984), яка адаптована П. Горішним, Ю. Зіньком і М. Кобелькою для височинного рельєфу території України, здійснено функціональну рекреаційну оцінку рельєфу РЛП на рівні геоморфологічних підрайонів і виокремлено ділянки, сприятливі для розвитку різних видів рекреаційних занять. Згідно з методикою, для кожного виду оцінок присвоєно бальну шкалу на основі значень морфометричних показників. Отримані бали внесено до зведеної таблиці та за переважанням балів, визначено придатність території для відповідного виду рекреаційної діяльності. За результатами оцінювання визначено, що Бистрицько-Тлумацький і Олешанський підрайони найбільше сприятливі для розвитку спортивного туризму, Городенківський – для прогулянкової рекреації, а Бурштинський, Дністерський та Чернелицький підрайони – для відпочинкової.

***Ключові слова*:** Дністровський РЛП; морфометричні карти; рекреаційна оцінка рельєфу; спортивно-туристична, прогулянкова і відпочинкова рекреація.

RECREATIONAL RELIEF ASSESSMENT OF THE DNISTROVSKYI REGIONAL LANDSCAPE PARK (IVANO-FRANKIVSK REGION)

Volodymyr Zahriichuk, *Ivan Franko National University of Lviv*

© Загрійчук Володимир, 2019.

Abstract. The administrative and economic structure of the territory of the Dnistrovskyi Regional Landscape Park (19,556 ha, 1993), located along the channel of the Dniestr river in the limits of Gorodenkivsky and Tlumatsky districts of Ivano-Frankivsk region, has been characterized. The literature and stock materials concerning geological structure and geomorphological features of the territory of the Dniester RLP were analyzed and the main features of its relief were presented. The park is located within the limits of six geomorphological sub-districts, united by two geomorphological regions: the Opil Structural-Deductive Wavy, the Highly Dissociated Heights, and the North Pokutsk Structural-Denductive Hollow-Wavy Heights of the Podolian structural-denudational high-rise geomorphological sub-districts. Using the ArcGis 10.2 functionality, based on the digitization of 1:50 000 topographic maps, a 3D model of relief and a series of morphometric maps (vertical and horizontal dismemberment of the terrain, the steepness of the earth's surface, exposure of the slopes) are made, which describes the peculiarities of the relief of the nature conservation institution. Using the method of functional-morphometric assessment of the relief of the Bulgarian scientist H. Tishkov (1984), a functional recreational assessment of the RLP relief was carried out at the level of the geomorphological sub-regions and the areas designated for the development of various types of recreational activities were identified. The points obtained are included in the summary table, and the predominance of points determines the suitability of the territory for the respective type of recreational activity. According to the results of the evaluation, it is determined that the Bystritsko-Tlumatsky and Oleshansky subareas are most favorable for the development of sports tourism, Gorodenkivskyi – for leisure recreation and Burshtynskyi, Dnistersky and Chernelitsky subareas – for recreation.

Key words: Dnistrovskyi RLP; morphometric maps; recreational relief assessment; sports and tourist, walking and recreation.

Вступ. Дністровський *регіональний ландшафтний парк* (РЛП) імені Сергія Дідича створено 1993 року з метою збереження унікальних природних комплексів уздовж ріки Дністер у межах Івано-Франківської області. Парк має статус природоохоронної установи місцевого значення і розташований на території Городенківського й Тлумацького районів, охоплюючи землі однієї селищної та 21-ї сільської ради, у межах яких розташовано 48 населених пунктів (Звіт, 2012).

Природоохоронний об'єкт має такі основні завдання: 1) збереження цінних природних та історико-культурних комплексів та об'єктів; 2) створення умов для ефективного туризму, відпочинку та інших видів рекреаційної діяльності в природних умовах; 3) сприяння екологічній освітньо-виховній роботі; 4) підтримання загального екологічного балансу в регіоні (Звіт, 2012).

Ефективній рекреаційній діяльності сприяють природні чинники, серед яких головними є кліматичні умови, що визначають тривалість періоду комфортного відпочинку та рекреаційні властивості рельєфу для різних видів активної рекреації. У зв'язку з цим, важливим є з'ясування можливості використання ділянок РЛП з різними типами рельєфу для певних видів рекреації. Власне морфометричні характеристики рельєфу впливають на придатність окремих територій для різних видів рекреації і туризму. Однією із важливих характеристик рельєфу є його естетичне сприйняття завдяки поєднанню морфологічних ознак. Дослідження

питань естетики рельєфу у наш час має помітний розвиток (Горішний, 1998; Зінько, 2003; Звіт, 2012).

Також властивості рельєфу відіграють значну роль у проектуванні природоохоронних об'єктів та територій (Карпенко, 2002; Бердихин, 2010; Pereira, Pereira, 2010; Serrano, Gonzalez-Trueba, 2005).

Наша *мета* – з'ясувати придатність якісно відмінних ділянок Дністровського РЛП для певних видів рекреаційної діяльності. *Об'єкт* дослідження – морфометричні характеристики рельєфу у межах Дністровського РЛП та його генетична різноманітність, а *предмет* – рекреаційні властивості рельєфу та його потенційна зумовленість певним видам рекреаційної діяльності.

Методика і методи дослідження. У дослідженні для рекреаційної оцінки рельєфу використано методику болгарського вченого Х. Тішкова (1984), яку П. Горішним, Ю. Зіньком і М. Кобелькою (1994) адаптовано для височини Розточчя (Горішний, Зінько і Кобелька, 1994; Тишков, 1984). Методика базується на використанні серії морфометричних карт певної території, отож важливо створити карти з дотриманням картографічних вимог. Серед морфометричних карт найширше застосування мають карти: крутості земної поверхні; горизонтального і вертикального розчленування рельєфу (Загрійчук, 2016; Кравчук, 2006; Байрак, 2010). Зазначені морфометричні карти складено з використанням програми ESRI ArcGIS Desktop 10.2. на основі топокарт масштабу 1:50 000 (Андрейчук і Ямелинець, 2015; Загрійчук, 2016; Байрак, 2008). Значення величин крутості земної поверхні використано за класифікацією Брауде, яку наведено у праці Я. Кравчука (Кравчук, 2006).

Згідно з методикою рекреаційної оцінки рельєфу Х. Тішкова, необхідно виокремити певні однорідні ділянки території дослідження, які оцінюватимуть. Такими ділянками обрано геоморфологічні підрайони у межах Дністровського РЛП (Загрійчук, 2018; Тішков, 1984).

Рельєф і геоморфологічне районування території досліджень. За сучасним геоморфологічним районуванням (Національний.., 2007) Дністровський РЛП розташований у *Подільській структурно-денудаційній височинній підобласті Волино-Подільської області.* Досліджувана територія охоплює два геоморфологічні райони: *Опільської структурно-денудаційної увалистої, сильнорозчленованої височини* та *Північнопокутської структурно-денудаційної полого-хвилястої височини* (Геренчук,1973).

У межах цих районів услід за Я. Кравчуком і Ю. Зіньком (1989), можна виокремити шість геоморфологічних підрайонів на підставі відмінностей морфометричних показників рельєфу. Дністровський РЛП охоплює ділянки п'яти підрайонів: Бурштинської, Бистрицько-Тлумацької, Олешанської, Чернелицької та Городенківської височин, а також, окремим підрайоном можна вважати розширену частину долини Дністра із заплавою і низькими терасами, що обмежені крутими уступами (Атлас..,1989).

Бурштинська височина є частиною Опілля, яке розкинулося на лівобережжі Дністра (Геренчук,1973) та заходить на територію Дністровського РЛП своїм південним краєм. Із заходу та півдня височина обмежена руслом Дністра, а на сході – річкою Коропець. Височина характеризується середніми висотами понад 300 м. Проте у межах парку вони сягають 250–280 м, лише на межиріччі Золотої Липи та Коропця відмітки абсолютних висот сягають 300–320 м (Геренчук, 1973).

Бистрицько-Тлумацька височина займає західну частину Покуття між ріками Тлумач і Бистриця. Південна межа проходить річками Хрус і Дустрів. У межах парку височина охоплює межиріччя Дністра – Тлумача. Підрайон вирізняється значними абсолютними висотами (320–350 м) і глибоким розчленуванням (100–150 м/км^2), передусім уздовж долини Дністра. Найвищою точкою є г. Скеля (349,2) на правобережжі Тлумача (Геренчук, 1973).

Олешанська височина розміщена між ріками Тлумач та Гостилів. Північну межу проводять долиною Дністра саме в тій частині, де розташовані великі меандри: Гориглядівська, Делівська, Петрівська та Луківська. Південна межа – невиразна, простягається уздовж широкого зниження у рельєфі між Тлумачем і Хотимиром. Тут К. І. Геренчук (1973) виокремлює *Хотимир-Чортовецьке пониження,* яке можна вважати окремим мезорегіоном. Абсолютні висоти в підрайоні сягають 350–350 м. Найвищою точкою є гора Глинка (351,3) поблизу с. Живачів. Для цієї височини характерне незначне розчленування рельєфу, інтенсивність якого збільшується з наближенням до Дністра. Рівнинний рельєф та наявність сульфатних і карбонатних порід зумовлюють розвиток на привододільних ділянках карстово-суфозійних процесів (Геренчук, 1973).

Чернелицька височина є слабо розчленованим плосковершинним пасмом, що знаходиться на півночі Городенківського району. Височина характеризується незначною розчленованістю, простягаючись з північного заходу на південний схід. Із заходу, півночі та сходу височина обмежена річкою Дністер. Південна та південно-західна межа – нечітка, її проводять зниженням уздовж лінії Хотимир – Городенка. Це зниження успадковує тектонічний розлом, який простягається через досліджуваний регіон. Абсолютні середні висоти становлять 330–360 м. Тут знаходяться найвищі у рельєфі точки парку, зокрема, безіменна вершина з відміткою 393 м. Височина складена алювіальними відкладами п’ятої і шостої надзаплавних терас Дністра (Геренчук, 1973).

Городенківська височина є продовженням Хотимир-Чортовецького зниження, на чому наголошує К. І. Геренчук, має слаборозчленовану нахилену хвилясту рівнинну поверхню та характеризується дещо нижчими у межах РЛП абсолютними висотами – 280–300 м. В основі території залягають алювіальні відклади давніх терас Дністра. На території височини знаходиться багато карстових озер та їхніх заторфованих улоговин (Геренчук, 1973).

Розширена частина каньйоноподібної долини Дністра завширшки до 3 км чітко проявляється у північній частині Тлумацького району і простягається на 16 км з північного заходу на південний схід. Уздовж русла річки поширені заплава та ерозійно-акумулятивні тераси, а також стрімкі схили-стінки. Чітко виражена асиметрія долини: вузьке обривисте правобережжя і широке виположене лівобережжя. Русло активно меандрує, утворюючи звивини. У днищі долини простежуються старорічища, частково пересохлі і виражені заболоченими пониженнями. Внаслідок інтенсивної глибинної і бокової ерозії простежується підмив берегів і утворення ерозійних уступів заввишки 1–1,5 м між руслом та заплавою. З півночі долина обмежена пологими схилами Бурштинської височини, з півдня – крутими уступами Бистрицько-Тлумацької та Олешанської височин. Південніше с. Нижнів спостерігається значне звуження долини, що засвідчує східну межу геоморфологічного підрайону. Для лаконічності і простоти назвемо цей підрайон *Дністерським*.

На всій височинній території Дністровського РЛП переважають висоти 280–320 м. Найвищою є південно-східна частина регіону з висотами 340–380 м з найвищою безіменною вершиною (393 м), північно-східніше села Кунисівці у межах Чернелицької височини. Найнижчі висоти – 160–180 м – поширені у межах днища долини Дністра.

Результати дослідження. Найважливішою характеристикою рельєфу, що визначає розвиток рекреаційної діяльності, є *крутість земної поверхні*. Середні її значення у межах парку становлять 8–10º (рис. 1). Найкрутішими (35–60°) є прямовисні стінки у межах каньйону долини Дністра. Проте переважають тут довгі відносно круті (17–35°) ділянки, поширені на протилежних від крутих уступів берегах, які сформувались унаслідок відступання русла до протилежного берега.

На лівобережжі РЛП у межах Бурштинської височини поширені рівні (0–1º) і похилі (1–3º) схили, останні є домінуючими. У межиріччі Золотої Липи – Коропця крутість збільшується до 15º.

У межах Олешанської височини на території парку переважають схили крутістю 3–8º. На плоских вододільних поверхнях крутість мінімальна – 1–2º. У місцях, де схил переходить у стінку каньйону, крутість сягає понад 60º. Між вирівняними вододілами і обривистими прямовисними схилами у рельєфі поширені круті (15–25º) і сильноспадисті (12–15º) схили.

Бистрицько-Тлумацька височина, яка східним краєм заходить на територію парку, також характеризується пануванням крутих схилів. Тут переважають круті і сильноспадисті схили, зрідка трапляються прямовисні схили на стінках каньйону Дністра.

Північний край Городенківської височини закінчується мальовничими стінками у місці, де Дністер утворює Луківську меандру. Переважають у межах РЛП спадисті (5–8º) схили.

На вододільних ділянках парку у межах Чернелицької височини крутість поверхні коливається в межах 1–3º. На прилеглих територіях домінують похилі і слабоспадисті схили. Вздовж Дністра, як і у кожному із попередніх геоморфологічних підрайонів, домінують стрімкі схили. Стінки каньйону досягають крутості понад 60º.

Дністерський геоморфологічний підрайон суттєво відрізняється від попередніх. Тут днище долини широке і плоске, з меандруючим руслом, переважають плоскі ділянки крутістю до 1º. На півночі спостерігаються крутіші (до 8º) схили.

Важливою характеристикою рельєфу, що впливає на розвиток певних видів рекреаційних занять, є *експозиція схилів*. У межах парку залежно від напряму руху течії Дністра і його приток, у рельєфі переважають схили північної та північно-східної експозиції.

Значна частина території дослідження є рівнинною, оскільки тут поширені вододіли і днища долин річок, зокрема Дністра (рис. 2). Зазначимо, що території, близько розташовані до долини Дністра, порізані дрібними річками, перпендикулярними до русла головної річки. Отож дрібні річки трансформують домінуючі експозиції відповідно до свого простягання.

У межах Бурштинського підрайону тотально домінують схили південної та південно-західної експозиції. У межах Бистрицько-Тлумацького підрайону спостерігається візуальна рівність північно-східних та південно-західних схилів, субдомінують схили південно-східних експозицій.

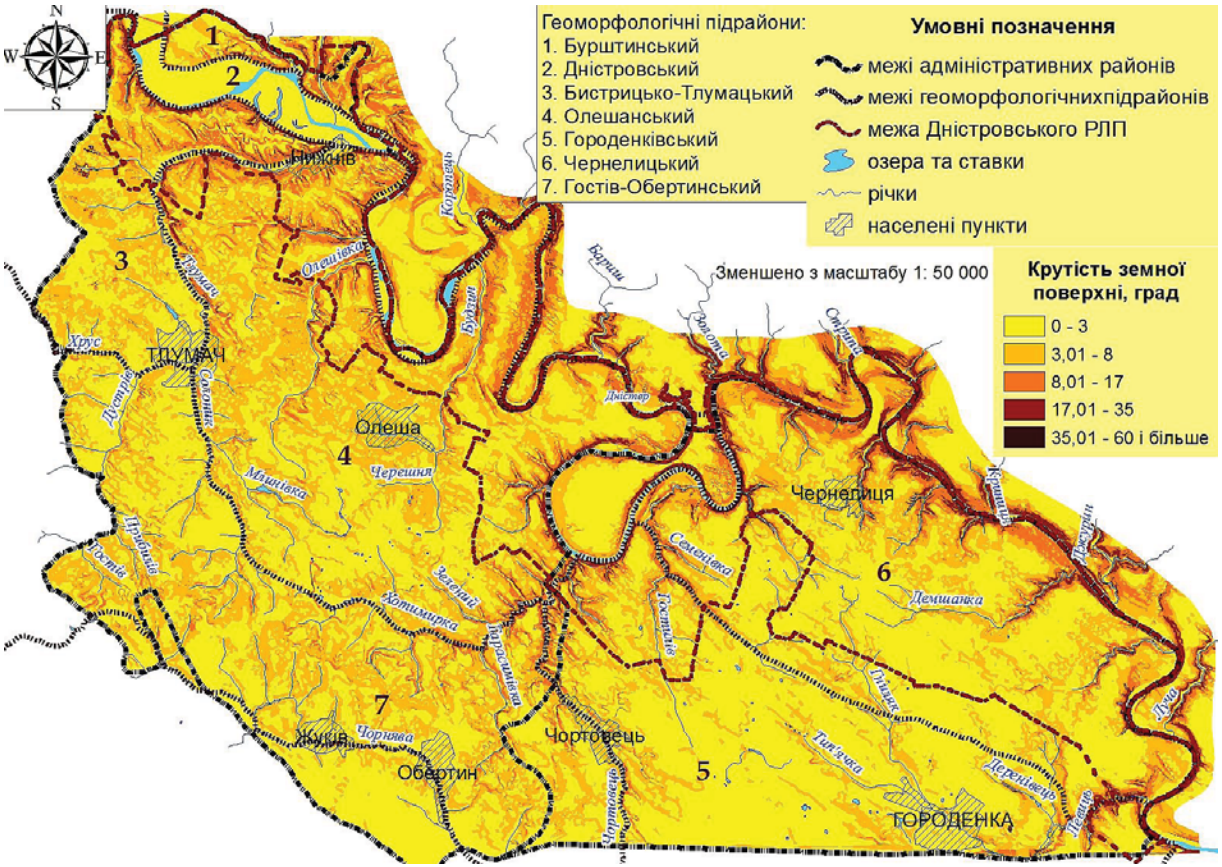


Рис. 1. Карта крутості земної поверхні регіону розташування Дністровського РЛП
Fig. 1. Map of the terrestrial surface of the region of the location of the Dnistrovskyi RLP

Експозицію схилів Олешанського підрайону визначає простягання річок Тлумач, Олешівка та Дністер. Регіон межує із меандрами Дністра, тому експозиції діаметрально змінюються. Проте домінуючими є східний і північний напрям схилів.

Чернелицький підрайон по довжині обмежується Дністровським каньйоном, який формує панівну експозицію схилів – північну. Також значну частку території займають схили зі східним напрямом. Меншу площу займають південні схили зі східними і західними субнапрямами.

Горбистість рельєфу Городенківського підрайону сприяє поширенню тут усіх можливих експозицій із незначним переважанням північного напряму.

Завдяки плоскорівнинності заплави і першої надзаплавної тераси у межах долини Дністра у Дністровському підрайоні домінують рівні ділянки без чітко виражених експозицій, а каньйоноподібні стінки сприяють домінуванню схилів північної експозиції.

Важливим морфометричним показником є *горизонтальне розчленування рельєфу*, який відображає щільність ерозійно-річкової мережі (його виражають у км/км^2).

Загалом у межах парку значення горизонтального розчленування зростають з наближенням до долини Дністра. Тут частіше трапляються долини коротких річок, які глибоко врізані у межиріччя. На придолинних схилах Дністра є велика кількість зростаючих і задернованих ярів, які місцями мають вигляд невеликих каньйонів (рис. 3). Тут спостерігаються максимальні значення горизонтального розчленування рельєфу, які сягають понад 6 км/км^2.

Найменш розчленованим є рельєф Бурштинської височини, де переважають значення 0,5–1,5 км/км^2. Лише межиріччя Золотої Липи – Левця є розчленованішим – 2,0–2,1 км/км^2.

У межах Бистрицько-Тлумацького геоморфологічного підрайону рельєф дуже розчленований і має найвищі значення горизонтального розчленування на всій території дослідження. Вузькість межиріч і значна крутість схилів, а також обмеження їх із двох протилежних боків річками сприяють розвитку лінійної ерозії. Численні яри та балки, які розчленовують схили височини визначають максимальні значення розчленування – 5,5 км/км^2 і більше.

Також сильно розчленованими є схили Дністровського каньйону поблизу смт Черенлиця (4,4–5,0 км/км^2) у межах однойменного геоморфологічного підрайону. Численні малі річки та тимчасові водотоки, які несуть свої води у Дністер, спричиняють активний розвиток ерозійних процесів. Яри, балки та інші лінійні пониження формують максимальні значення горизонтального розчленування уздовж гідромережі. Водночас привододільні ділянки мають низькі значення розчленування – 0,5–1,1 км/км^2.

Олешанська височина сильно розчленована лише у північній частині, де у Дністер впадають річки Тлумач і Олешівка. Значення горизонтального розчленування на схилах їхніх басейнів коливаються від 4,0 до 5,0 км/км^2, а у південній частині височини – зменшуються до 3,2–3,3 км/км^2. Мінімальні значення спостерігаються у центральній частині Луківської меандри – менше 0,5 км/км^2.

Північний край Городенківської височини також сильно розчленований. На ділянці, де тече р. Гарасимівка, значення розчленування сягають 2,0–3,0 км/км^2, проте домінують значення 1,5–2,0 км/км^2.

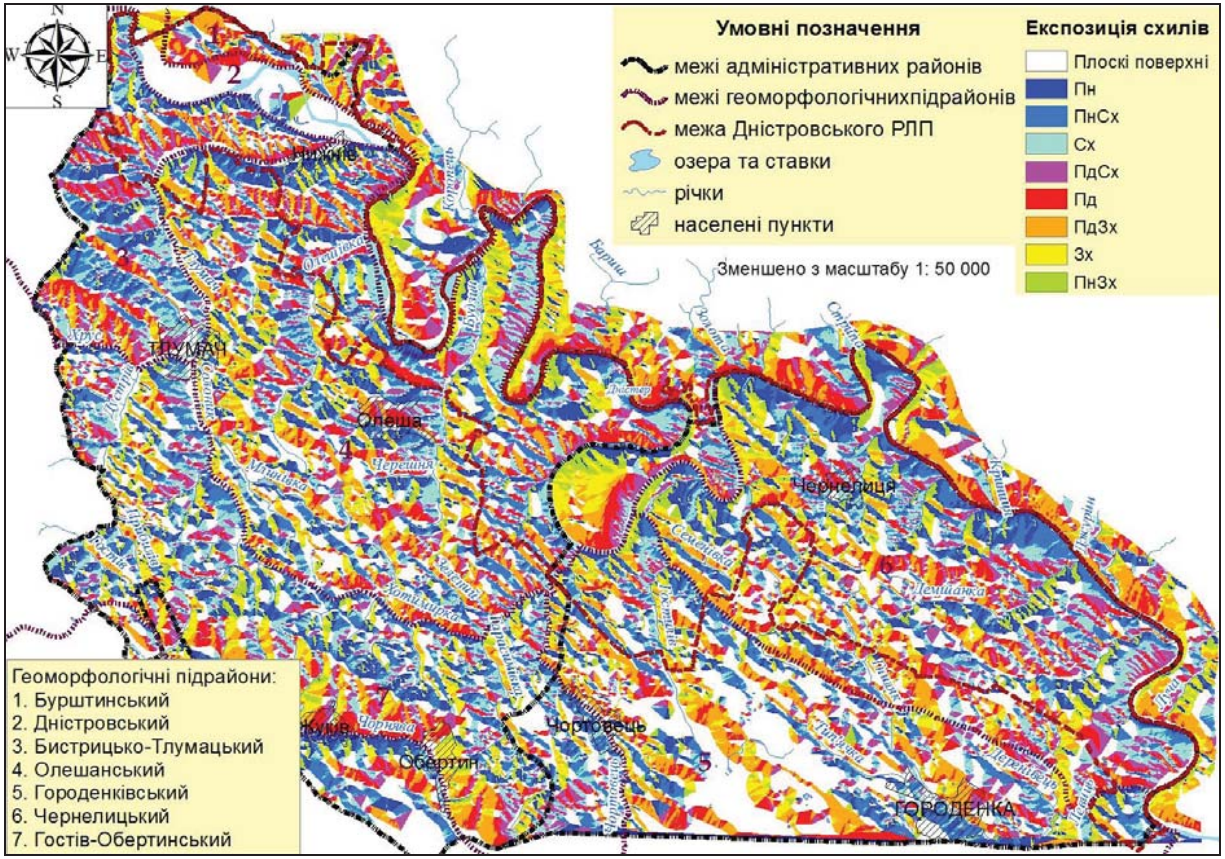


Рис. 2. Карта експозиції схилів регіонію розташування Дністровського РЛП

Fig. 2. Exposure map of the slopes of the region in the location of the Dnistrovskyi RLP

Широка каньйоноподібна долина Дністра слабо розчленована – 0,5–1,2 км/км^2. Обривисті і прямовисні схили-стінки не сприяють розвитку лінійної ерозії, як і плоска заплава з першою надзаплавною терасою.

Вертикальне розчленування рельєфу відображає абсолютну величину перепаду висот у межах певної ділянки, і його визначають у метрах на квадратний кілометр.

Дністровський РЛП охоплює ділянки з найбільшими перевищеннями у межах двох – Опільського і Покутського – геоморфологічних районів. Максимальні значення характерні для схилів уздовж долини Дністра, де вони коливаються у межах 200–220 м/км^2 (рис. 4).

Найоднорідніщим виглядає Бурштинський підрайон, у якому вертикальне розчленування становить 60–80 м/км^2. У межах Дністерського підрайону рельєф контрастніший. Перепад висот між брівками стінок каньйону і заплавою сягає 100–110 м. На правобережжі долини значення зменшуються вдвічі. На території Бистрицько-Тлумацької височини переважають значення 100–150 м/км^2.

У межах Олешанської височини перевищення зростають. У місцях поширення каньйоноподібних стінок вони сягають максимальних значень – 160–200 м/км^2, а домінують значення в діапазоні від 120 до 150 м/км^2.

Уздовж краю Городенківської височини спостерігається поступова зміна перевищень із півночі на південь. Від Дністра, де фіксуються максимальні значення (145 м/км^2), на південь перевищення зменшуються до 40–75 м/км^2 і менше. Рельєф вирівнюється і круті схили переходять у виположені привододільні поверхні.

Найрізноманітнішим є рельєф Чернелицької височини. Тут річка Дністер формує вузьку каньйоноподібну долину вздовж усього геоморфологічного підрайону, огинаючи його з заходу, півночі та сходу. Отож уздовж Дністра спостерігаються максимальні перевищення, які сягають 200–220 м/км^2. У місцях впадіння приток Гостилів, Левиць та інших перевищення зменшуються до 145–200 м/км^2. З віддаленням на південь від Дністра рельєф вирівнюється, домінують привододільні поверхні, отож значення вертикального розчленування зменшуються до 40-60 м/км^2. Мінімальні перевищення (0–40 м/км^2) зафіксовані уздовж південної межі парку.

Завдяки отриманим за морфометричними картами морфометричним показникам для території дослідження нам вдалося поділити їх на відповідні градації та здійснити рекреаційну оцінку рельєфу у балах для кожної з його функцій, для якої прийнято свій набір оцінок і градацій. Бальна оцінка полягає у присвоєнні геоморфологічному підрайону певної спеціалізації за переважанням значень різних морфометричних показників. Краща оцінка визначалась на основі більшої суми балів оцінюваних морфометричних показників (Карпенко, Горішний, Зінько, 2005).

Для *спортивно-туристичної функції* важливе значення має *різноманітність рельєфу, значне його розчленування* та *варіативність*. Присутність на території природних перешкод і різних морфологічних типів рельєфу, наявність природних скель і високих відслонень чи прямовисних стінок робить її привабливою для тренувань і змагань із альпінізму, орієнтування на місцевості, відпрацювання техніки активного туризму. Для оцінки спортивно-туристичної функції використовують три морфометричні показники: вертикальне і горизонтальне розчленування території та крутість схилів. Присвоєння балів для цієї функції рельєфу за трьома показниками прямопропорційне зростанню їхніх значень (табл. 1).

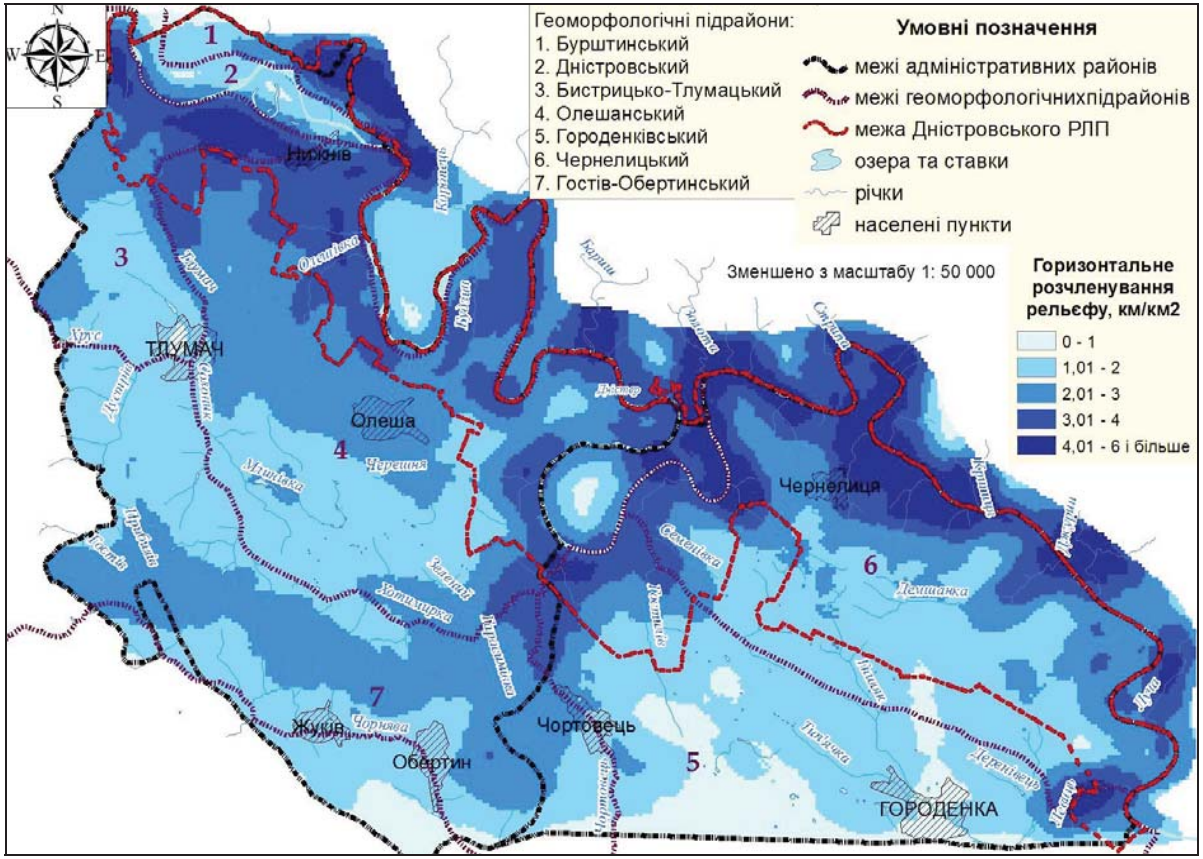


Рис. 3. Карта горизонтального розчленування рельєфу регіону розташування Дністровського РЛП

Fig. 3. Map of horizontal dismemberment of the relief region of the location of the Dnistrovskyi RLP

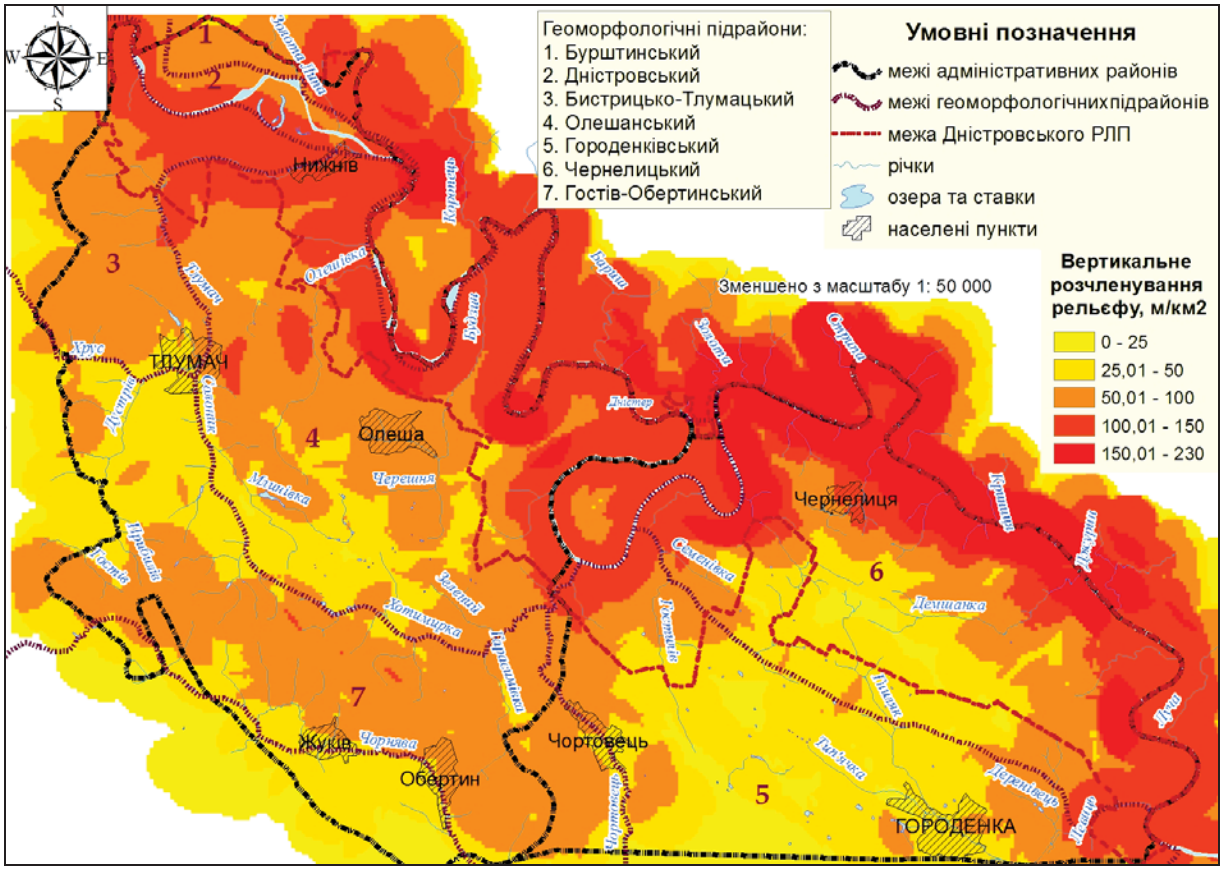


Рис. 4. Вертикальне розчленування рельєфу регіону розташування Дністровського РЛП
Fig. 4. Vertical dismemberment of the relief of the region of the Dnistrovskyi RLP location

Таблиця 1. Бальна оцінка спортивно-туристичної функції рельєфу
Table 1. Balance rating of the sports and tourist function of the relief

Кількість балів	Морфометричні показники		
	Вертикальне розчленування, м/км^2	Горизонтальне розчленування, км/км^2	Крутість схилів, ^{o}
5	Понад 150	Понад 4	Понад 35
4	100–150	3–4	17–35
3	50–100	2–3	8–17
2	25–50	1–2	3–8
1	0,1–25	0,1–1	0,1–3

Для *відпочинкової функції* території важливим є рівнинність (плоскість) і мінімальне вертикальне розчленування рельєфу. Ця функція має протилежне призначення, ніж попередня, оскільки суть функції полягає у можливості рекреанта відпочити від навантажень. Також тут до уваги беруть експозицію схилів, оскільки "теплі" схили сприятливіші і комфортніші для відпочинку, ніж "холодні". Основним напрямам сторін горизонту присвоюють ціле значення балу, а проміжним – середню оцінку між двома цілими значеннями (табл. 2).

Таблиця 2. Бальна оцінка відпочинкової функції рельєфу
Table 2. Balance rating of the recreations function of the relief

Кількість балів	Морфометричні показники			
	Вертикальне розчленування, м/км^2	Горизонтальне розчленування, км/км^2	Крутість схилів, ^{o}	Експозиції схилів
5	0,1–25	0,1–1	0,1–3	Плоскі поверхні
4	25–50	1–2	3–8	Пд
3	50–100	2–3	8–17	Зх
2	100–150	3–4	17–35	Сх
1	Понад 150	Понад 4	Понад 35	Пн

Прогулянкову функцію рельєфу оцінюють з бальними шкалами, які беруть за зразком загальної рекреаційної оцінки, причому визначальними є *різноманітність рельєфу* та *сприятлива експозиція схилів*. Найбільше балів отримують середні значення морфометричних показників (табл. 3).

Після детального аналізу кожного із морфометричних показників і присвоєння відповідних балів ми здійснили сумарну рекреаційну оцінку рельєфу кожного геоморфологічного підрайону та визначили для окремих ділянок РЛП їхнє потенційне функціональне призначення (табл. 4), яке відображено на підсумковій карті (рис. 5).

Таблиця 3. Бальна оцінка прогулянкової функції рельєфу
Table 3. Balance rating of the relief function

Кількість балів	Морфометричні показники			
	Вертикальне розчленування, м/км^2	Горизонтальне розчленування, км/км^2	Крутість схилів, ^{o}	Експозиції схилів
5	50–100	2–3	3–8	Плоскі поверхні
4	100–150	3–4	8–17	Пд
3	25–50	понад 4	17–35	Зх
2	0,1–25	1–2	0,1–3	Сх
1	понад 150	0,1–1	понад 35	Пн

Таблиця 4. Функціональна рекреаційна оцінка рельєфу Дністровського РЛП
Table 4. Functional recreational assessment of the relief of the Dnistrovskyi RLP

Функції рекреаційного використання та морфометричні характеристики рельєфу			Геоморфологічні підрайони					
			Бурштинський	Дністровський	Бистрицько-Тлумацький	Олешанський	Городенківський	Чернелицький
Функції рекреаційного використання рельєфу	Прогулянкова	ВР*	5	4	4	4	5	1
		ГР	2	2	3	4	4	2
		КС	2	2	4	4	5	2
		ЕС	3,5	5	1,5	2	1,5	1,5
		СО	**12,5**	**13**	**12,5**	**14**	**15,5**	**6,5**
	Відпочинкова	ВР	3	2	2	2	3	1
		ГР	4	4	1	2	2	4
		КС	5	5	3	3	4	5
		ЕС	3,5	5	1,5	2	1,5	1,5
		СО	**15,5**	**16**	**7,5**	**9**	**10,5**	**11,5**
	Спортивно-туристична	ВР	3	4	4	4	3	5
		ГР	2	2	5	4	4	2
		КС	1	1	3	3	2	1
		СО	**6**	**7**	**12**	**11**	**9**	**8**

*Примітка. ВР – вертикальне розчленування, ГР – горизонтальне розчленування, КС – крутість схилів, ЕС – експозиція схилів, СО – сумарна оцінка.

*Note. ВР – vertical relief dissection, ГР – horizontal relief dissection, КС – slope, СО – total score.

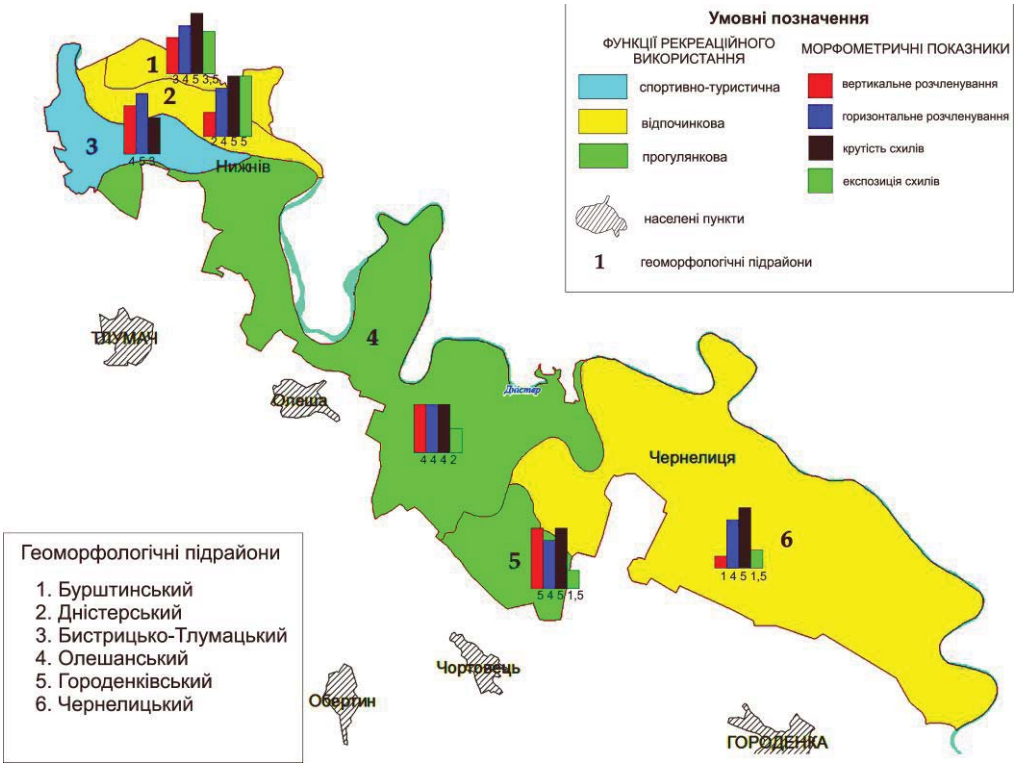


Рис. 5. Рекреаційна оцінка рельєфу Дністровського РЛП
Fig. 5. Recreational relief assessment of Dnistrovskyi RLP

Висновки. Завдяки виконаному дослідженню отримано такі результати:

1) найкращі умови для прогулянкового виду рекреації мають Городенківський та Олешанський геоморфологічні підрайони із найвищою сумарною оцінкою 15,5 та 14 балів відповідно, а доволі несприятливі – Чернелицький підрайон (6,5 балів);

2) відпочинковій функції найбільше відповідає Бурштинський підрайон (15,5 балів) та Дністерський (16 балів) – завдяки незначній розчленованості і рівнинності рельєфу. Найнесприятливіші умови для відпочинку визначено в Олешанському підрайоні, де сумарна оцінка придатності рельєфу цій функції становить 9 балів;

3) для спортивно-туристичного використання найпридатніший рельєф у Бистрицько-Тлумацького підрайону, який набрав 12 балів. Завдяки значним перевищення висот, мальовничим скелям і уступам ці території є цікавими для розвитку скелелазіння і парапланеризму, а наявність карстових печер відкриває перспективи для розвитку спелеотуризму.

Зазначимо, що для розвитку відповідних видів рекреаційної діяльності важливою є наявність об’єктів живої і неживої природи, природних атракцій та специфічних геолого-геоморфологічних умов для розвитку спелеотуризму, планеризму, альпінізму тощо. Важливою також є оглядовість території і контрастність краєвидів. Цьому сприяє наявність “відкритих” вершин і оглядових точок. Останні слід використати при проектуванні туристичних маршрутів, оскільки з них відкривається панорамний огляд як каньйону Дністра, так і краєвидів Покутської височини.

СПИСОК ВИКОРИСТАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ

Андрейчук Ю. ГІС в екологічних дослідженнях та природоохоронній справі / Ю. Андрейчук, Т. Ямелинець. – Львів : Простір-М, 2015. – 284 с.

Атлас Івано-Франківської області / За ред. О. І. Шаблія. – Київ : ДНВ "Картографія", 1989. – 32 с.

Байрак Г. Висвітлення морфометричних показників рельєфу методами ArcGIS / Г. Байрак // Проблеми геоморфології і палеогеографії Українських Карпат і прилеглих територій: Збірник наук. праць. – Львів : ВЦ ЛНУ ім. І. Франка, 2008. – С. 135–140.

Байрак Г. Методичні прийоми визначення та відображення густоти розчленування рельєфу у середовищі ArcGIS / Г. Байрак // Фізична географія та геоморфологія. Вип.58. – Київ : Обрії, 2010. – С. 137–143.

Бредихин А. В. Рекреационно-геоморфологические системы / А. В. Бредихин. – Смоленск : Ойкумена, 2010. – 328 с.

Геренчук К. І. Природа Івано-Франківської області / К. І. Геренчук. – Київ : Вища школа, 1973. – 160 с.

Горішний П. М. Морфологічний аналіз рельєфу для інженерних потреб (на прикладі Західного Поділля) : автореф. дис. на здобуття наук. ступеня канд. геогр. наук / Горішний Павло Михайлович – Львів, 1998. – 19 с.

Горішній П. Рекреаційна оцінка рельєфу пропонованого Розтоцького національного парку / П. Горішний, Ю. Зінько, М. Кобелька // Вісн. Львів. ун-ту. Серія геогр. – 1994. – Вип. 19. – С. 12–18.

Загрійчук В. Аналіз морфометрії рельєфу Тлумацького району Івано-Франківської області засобами ГІС / В. Ф. Загрійчук // Матеріали XVII студентської наукової конференції "Реалії, проблеми та перспективи географії в Україні" (18 травня 2016 р). – Львів : ВЦ ЛНУ ім. Івана Франка, 2016. – С. 37–45.

Загрійчук В. Рекреаційна оцінка рельєфу Дністровського регіонального ландшафтного парку / В. Ф. Загрійчук // Матеріали XIX студентської наукової конференції "Реалії, проблеми та перспективи географії в Україні" (16 травня 2018 р). – Львів : ВЦ ЛНУ ім.. Івана Франка, 2018. – С. 114–121.

Звіт про виконання договірної теми "Збір, систематизація та узагальнення матеріалів для розроблення проекту організації території Дністровського регіонального ландшафтного парку" під керівництвом Марискевич О. Г., фондові матеріали Інституту екології Карпат НАН України. – Львів, 2012. – 72 с.

Зінько Ю. В. Рекреаційна оцінка рельєфу та його трансформація в Українських Карпатах / Ю. В. Зінько, І. С. Гнатяк // Сучасні проблеми і тенденції розвитку географічної науки: Матеріали міжн. конф. до 120 річчя географії у Львів. ун-ті. – 2003. – С. 241–243.

Карпенко Н. І. Інженерний аналіз рельєфу рівнинних територій для потреб рекреаційного використання / Н. І. Карпенко // Геоморфологічні дослідження в Україні: минуле, сучасне, майбутнє. – 2002. – С. 136–138.

Карпенко Н. Методичні рекомендації до курсу "Рекреаційна оцінка рельєфу" / Н. Карпенко, П. Горішний, Ю. Зінько, – Львів : ВЦ ЛНУ ім. Івана Франка, 2005. – 46 с.

Кравчук Я. С. Геоморфологічне картографування: навч. посібн. / Я. С. Кравчук – Львів : ВЦ ЛНУ ім. Івана Франка, 2006. – 30 с.

Марчак А. Методика морфометричного аналізу рельєфу басейнових систем гірських територій засобами ГІС-технологій (на прикладі бассейну р. Прут у межах Чорногори / А. Марчак // Вісн. Львів. ун-ту. Серія геогр. – 2012. – №40, Ч. 2. – С. 68–90.

Національний атлас України / Під ред. Л. Г. Руденка. – Київ : ДНВП "Картографія", 2007. – 435 с.

Тишков Х. Методы за анализ и оценка на рекреационите ресурси / Х. Тишков. – София, 1984.

Pereira P. Methodological guidelines for geomorphosite assessment / Pereira P., Pereira D. // Geomorphologie: relief, processus, environnement. – № 16. – 2010. – pp. 215–222.

Serrano E. Assessment of geomorphosites in natural protected areas: the Picos de Europa National Park (Spain) / Serrano E., Gonzalez-Trueba J. J. // Geomorphologie: relief, processus, environnement. – № 3. – 2005. – pp. 197–208.

REFERENCES

Andreychuk, Yu., Yamelynets, T. (2015) *GIS v ekolohichnykh doslidzhenniakh ta pryrodookhoronnii spravi* [GIS in environmental research and environmental affairs]. Lviv: Prostir-M, 284 (In Ukrainian).

Bayrak, G. (2008). Vysvitlennia morfometrychnykh pokaznykiv reliefu metodamy ArcGIS [Illumination of morphometric indices of relief by ArcGIS methods]. In *Problemy heomorfolohii i paleoheohrafii Ukrainskykh Karpat i prylehlykh terytorii*: Zbirnyk nauk. prats. Lviv, 135–140 (In Ukrainian).

Bayrak, G. (2010). Metodychni pryiomy vyznachennia ta vidobrazhennia hustoty rozchlenuvannia reliefu u seredovyshchi ArcGIS [Techniques identify and display density dismemberment of relief among ArcGIS]. In *Fizychna heohrafiia ta heomorfolohiia*, 58, Kyiv, 137–143 (In Ukrainian).

Bredikhin, A. V. (2010). *Rekreatsyonno-heomorfolohycheskye systemy* [Recreational-geomorphological systems], Smolensk: Oikumen, 328 (In Russian).

Herenchuk, K. (1973). *Pryroda Ivano-Frankivskoi oblasti*. [The nature of the Ivano-Frankivsk region]. Kyiv, 160 (In Ukrainian).

Horishnyi, P. M. (1998). Morfolohichnyi analiz reliefu dlia inzhenernykh potreb (na prykladi Zakhidnoho Podillia) [Morphological analysis of relief for engineering purposes (in the example of Western Podillya)] : avtoref. dys. na zdobuttia nauk. stupenia kand. heohr. nauk . Lviv, 19 (In Ukrainian)

Horishnyi, P., Zinko, Yu., Kobelka, M. (1994). Rekreatsiina otsinka reliefu proponovanoho Roztotskoho natsionalnoho parku [Recreational assessment of the relief of the proposed Roztocka National Park]. In *Visnyk of the Lviv University. Seriya Geografichna*, 19, 12–18 (In Ukrainian).

Karpenko, N. I. (2002). Inzhenernyi analiz reliefu rivnynnykh terytorii dlia potreb rekreatsiinoho vykorystannia [Engineering analysis of the relief of flat territories for the needs of recreational use]. In *Geomorphological studies in Ukraine: past, present, future*, 136–138 (In Ukrainian).

Karpenko, N., Horyshnyi, P., Zinko, Yu. (2005). *Metodychni rekomendatsii do kursu "Rekreatsiina otsinka reliefu"* [Methodical recommendations for the course "Recreational assessment of the relief]. Lviv, 46 (In Ukrainian).

Kravchuk, Ya. (2006). *Heomorfolohichne kartohrafuvannia*. [Geomorphological mapping: Manual]. Lviv, 30 (In Ukrainian).

Marchak, A. (2012). Metodyka morfometrychnoho analizu reliefu baseinovykh system hirskykh terytorii zasobamy HIS-tekhnolohii (na prykladi basseinu r. Prut u mezhakh Chornohory. [Methods of morphometric analysis of the relief of basin systems of mountain territories by means of GIS technologies (on the example of the Prut River basin within the limits of Chornogora]. In *Visnyk of the Lviv University. Seriya Geografichna*, 40, Part 2, 68–90 (In Ukrainian).

Pereira, P., Pereira, D. (2010). Methodological guidelines for geomorphosite assessment. In *Geomorphologie: relief, processus, environnement*, 16, 215–222.

Report on the implementation of the contractual theme "Collection, systematization and synthesis of materials for the development of a project for the organization of the territory of the Dniester regional landscape park" under the direction of Maryskevich O.G., stock materials of the Institute of Ecology of the Carpathians of the National Academy of Sciences of Ukraine, Lviv, 2012, 72 (In Ukrainian).

Rudenko, L. (Ed.) (2007). *Natsionalnyy Atlas Ukrainy* [National Atlas of Ukraine]. Kyiv, SSPE "Cartography", 435 (In Ukrainian).

Serrano, E., Gonzalez-Trueba, J. J. (2005). Assessment of geomorphosites in natural protected areas: the Picos de Europa National Park (Spain). In *Geomorphologie: relief, processus, environnement*, 3, 197–208.

Shabliy, O. (Ed.) (1989). *Atlas Ivano-Frankivs koi oblasti* [Atlas of Ivano-Frankivsk oblast], 32 (In Ukrainian).

Tishkov, H. (1984). *Metody za analyz y otsenka na rekreatsyonyte resursy* [Methods for analysis and evaluation of recreational resources], Sofia (In Bulgarian).

Zahriichuk, V. (2016). Analiz morfometrii reliefu Tlumatskoho raionu Ivano-Frankivskoi oblasti zasobamy GIS [Analysis of the morphometry of the relief of the Tlumach district of the Ivano-Frankivsk region by means of GIS]. In "*Realities, Problems and Prospects of Geography in Ukraine": Materials of the XVII Student Scientific Conference* (May 18, 2016), Lviv: VC Ivan Franko National University of Lviv, 37–45 (In Ukrainian).

Zahriichuk, V. (2018). Rekreatsiina otsinka reliefu Dnistrovskoho rehionalnoho landshaftnoho parku [Recreational assessment of the relief of the Dniestrovskiy Regional Landscape Park] In "*Realities, Problems and Prospects of Geography in Ukraine": Materials of the XIX Student Scientific Conference* (16 May 2018), Lviv: VC Ivan Franko National University of Lviv, 114–121 (In Ukrainian).

Zinko, Yu. V. (2003). Rekreatsiina otsinka reliefu ta yoho transformatsiia v Ukrainskykh Karpatakh [Recreational assessment of relief and its transformation in the Ukrainian Carpathians]. In *Modern problems and trends in the development of geographical science*: Materials intern. conf., 241–243 (In Ukrainian).

ЗМІСТ

Кравчук Ярослав, Зінько Юрій ВИВЧЕННЯ СТЕПАНОМ РУДНИЦЬКИМ МОРФОЛОГІЇ, ГЕНЕЗИСУ ТА ІСТОРІЇ РОЗВИТКУ РЕЛЬЄФУ ПОДІЛЛЯ ……. 3

Адаменко Олег, Зорін Денис, Зоріна Наталія, Радловська Катерина ГЕОЕКОЛОГІЧНИЙ СТАН БИСТРИЦЬКО-ТЛУМАЦЬКОЇ ТА ПРИДНІСТЕРСЬКО-ПОКУТСЬКОЇ ВИСОЧИН……..... 21

Стецюк Володимир, Остапенко Олена ІНДИКАЦІЙНИЙ АНАЛІЗ ДИНАМІКИ ГЕОМОРФОЛОГІЧНИХ ПРОЦЕСІВ ПРИ ДОСЛІДЖЕННІ ТРАНСФОРМАЦІЇ ҐРУНТОВОГО ПОКРИВУ ПІВНІЧНОГО ПРИЧОРНОМОР'Я ……... 34

Іванов Євген ПЕРЕДУМОВИ ФОРМУВАННЯ СУЧАСНИХ ЛАНДШАФТІВ МЕЖИРІЧЧЯ ЗАХІДНОГО БУГУ, РАТИ І СОЛОКІЇ (Частина 2) ……... 49

Mkrtchian Alexander, Kovalchuk Ivan TERRAIN MORPHOLOGY AS FACTOR OF LOCAL TEMPERATURES DISTRIBUTION IN UKRAINIAN CARPATHIANS …….. 62

Гнатюк Роман, Папіш Ігор СОЛОНСЬКИЙ РОЗРІЗ І ПЕРСПЕКТИВИ ВИВЧЕННЯ ПЛЕЙСТОЦЕНУ ПЕРЕДГІР'Я КАРПАТ …….. 73

Горішний Павло, Павельчук Анастасія РЕЛЬЄФ КАР'ЄРІВ СЕРЕДНЬОГО ПОБУЖЖЯ …….. 101

Bayrak Galyna MORPHOLOGIC CLASSIFICATION OF THE BESKYDS ROCKS IN THE UKRAINIAN CARPATHIANS 117

Брусак Віталій, Сеничак Діана ПАМ'ЯТКИ НЕЖИВОЇ ПРИРОДИ БАСЕЙНІВ ПРУТУ І ЛАЗЕЩИНИ У ГІРСЬКОМУ МАСИВІ ЧОРНОГОРА (УКРАЇНСЬКІ КАРПАТИ)……. 133

Кравчук Ярослав, Чалик Василь ФОРМУВАННЯ РЕЛЬЄФУ ПЕРЕДКАРПАТТЯ І ЗАКАРПАТТЯ У ПЛІОЦЕН-ПЛЕЙСТОЦЕНІ І НА РАННІХ ЕТАПАХ ……... 154

Загрійчук Володимир РЕКРЕАЦІЙНА ОЦІНКА РЕЛЬЄФУ ДНІСТРОВСЬКОГО РЕГІОНАЛЬНОГО ЛАНДШАФТНОГО ПАРКУ (ІВАНО-ФРАНКІВСЬКА ОБЛАСТЬ) ……. 166

CONTENTS

Kravchuk Yaroslav, Zinko Yuriy STEPAN RUDNITSKY'S STUDIES OF THE PODILLYA RELIEF: ITS MORPHOLOGY, GENESIS AND HISTORY OF DEVELOPMENT ……. 3

Adamenko Oleg, Zorin Denis, Zorina Natalia, Radlovska Kateryna GEOECOLOGICAL STATE OF BISTRIZA-TLUMACH'S AND PRYDNIESTER-POKUTSKIY HIGHLIGHTS …… 21

Stetsyuk Volodymyr, Ostapenko Olena INDICATIVE ANALYSIS OF THE DYNAMICS OF GEOMORPHOLOGICAL PROCESSES IN THE STUDY OF THE TRANSFORMATION OF THE NORTHERN BLACK SEA COASTAL SOIL…. 34

Ivanov Eugen THE PRECONDITIONS OF MODERN LANDSCAPES FORMING BETWEEN WESTERN BUG, RATA AND SOLOKIA RIVERS (Part 2)……. 49

Mkrtchian Alexander, Kovalchuk Ivan TERRAIN MORPHOLOGY AS FACTOR OF LOCAL TEMPERATURES DISTRIBUTION IN UKRAINIAN CARPATHIANS 62

Hnatiuk Roman, Papish Igor SOLONSKE SECTION AND THE PERSPECTIVES OF THE STUDY OF PLEISTOCENE CARPATHIAN FORELAND ……. 73

Horishnyy Pavlo, Pavelchuk Anastasia RELIEF OF THE QUARRIES OF THE MIDDLE POBUZHZHIA (ON THE EXAMPLE SABARIV QUARRY) ….. 101

Bayrak Galyna MORPHOLOGIC CLASSIFICATION OF THE BESKIDS ROCKS IN THE UKRAINIAN CARPATHIANS ……... 117

Brusak Vitaliy, Senichak Diana THE MONUMENTS OF NON-LIVING NATURE OF THE BASINS OF PRUT AND LAZESHCHYNA RIVERS IN CHORNOHORA MOUNTAIN RANGE IN UKRAINIAN CARPATHIANS…… 133

Kravchuk Yaroslav, Chalyk Vasyl PRECARPATHIAN AND TRANSCARPATHIAN LANDFORM EVOLUTION IN THE PLIOCENE-PLEOSTOCENE AND AT EARLY STAGES …… 154

Zahriichuk Volodymyr RECREATIONAL RELIEF ASSESSMENT OF THE DNISTROVSKYI REGIONAL LANDSCAPE PARK (IVANO-FRANKIVSK REGION) …….. 166