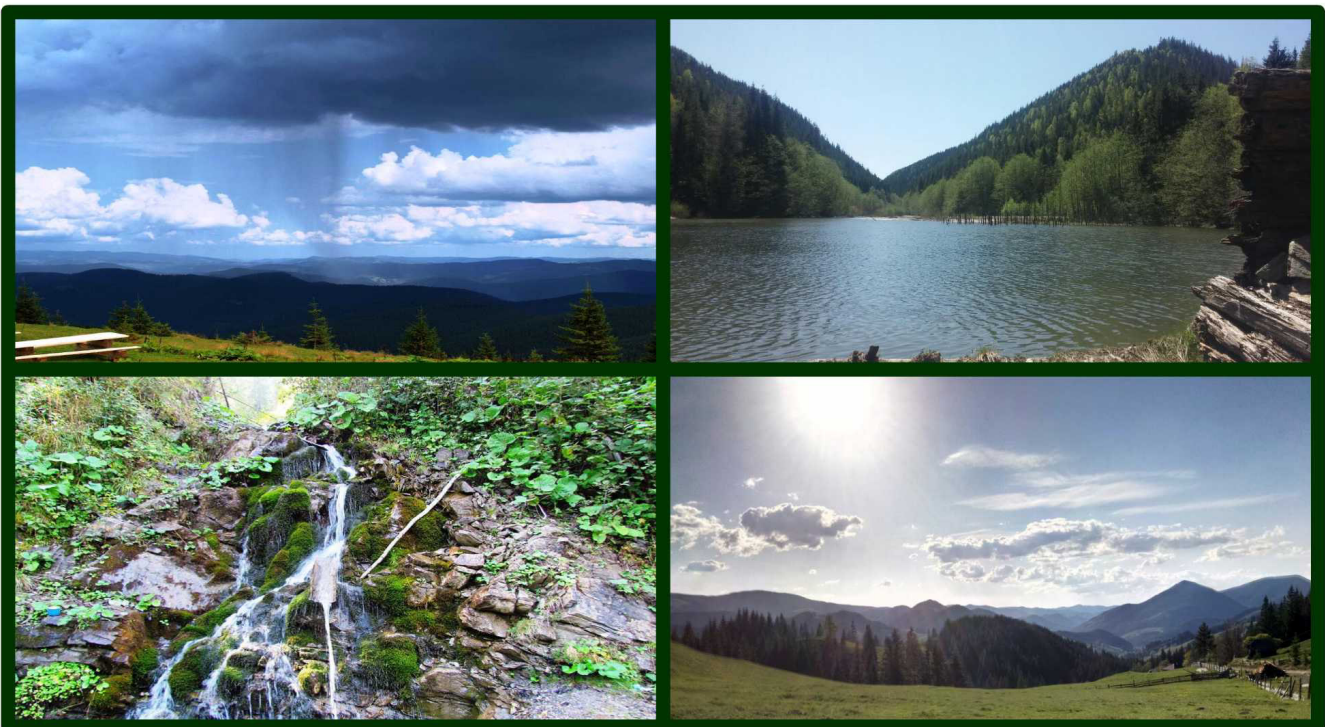




РЕЛЬЄФ І КЛІМАТ

Матеріали
II Міжнародної конференції
(26-28 вересня 2018)



КАФЕДРА ФІЗИЧНОЇ ГЕОГРАФІЇ, ГЕОМОРФОЛОГІЇ ТА ПАЛЕОГЕОГРАФІЇ
ЧЕРНІВЕЦЬКОГО НАЦІОНАЛДЬНОГО УНІВЕРСИТЕТУ ІМЕНІ ЮРІЯ ФЕДЬКОВИЧА

УПРАВЛІННЯ МОЛОДІ ТА СПОРТУ
ЧЕРНІВЕЦЬКОЇ ОБЛАСНОЇ ДЕРЖАВНОЇ АДМІНІСТРАЦІЇ

НАЦІОНАЛЬНИЙ ПРИРОДНИЙ ПАРК «ЧЕРЕМОСЬКИЙ»

ЄВРОПЕЙСЬКА АСОЦІАЦІЯ СТУДЕНТІВ-ГЕОГРАФІВ
(ЧЕРНІВЕЦЬКИЙ ВІДДІЛ)

РЕЛЬЄФ І КЛІМАТ

МАТЕРІАЛИ
II Міжнародної конференції
(26-28 вересня 2018)

Чернівці
«Технодрук»
2018

УДК 551.558.2 (08)
Р369

Редакційна колегія : проф. Рідуш Б.Т. (голова), проф. Круль В.П., проф. Міндреску М., проф. Герасименко Н.П., проф. Бортник С.Ю., проф. Черваньов І.Г., проф. Цибульська М., доц. Киналь О.В.

Рельєф і клімат : Матеріали II Міжнар. конф.
Р369 (26 - 28 верес. 2018 р.). – Чернівці : Технодрук, 2018. – 140 с.

Збірник матеріалів наукової конференції присвячений актуальним питанням дослідження взаємодії рельєфу та клімату та їхнього впливу на природокористування. Презентовані результати міждисциплінарних палеогеографічних, кліматологічних, геоморфологічних, прикладних природничих досліджень науковців з України, Польщі, Румунії та Туреччини. Також відображаються здобутки молодих вчених у вивченні рельєфу і клімату та прояву їхнього взаємовпливу на тлі людської життєдіяльності.

У путівнику описаний маршрут наукової географічної екскурсії Буковинськими Карпатами та передгір'ям. Розглядаються природні об'єкти масиву Чорний Діл та навколишнього середньогір'я. Наголошується на унікальних та маловивчених геологічних, палеогеографічних, геоморфологічних, кліматичних і ландшафтних рисах терену в межах національного природного парку Черемоський.

Для фахівців у галузі географічних і суміжних наук. Може бути використаний як методичний посібник для навчальних польових практик.

УДК 551.558.2 (08)

©Наукове редагування. Рідуш Б.Т., Круль В.П., 2018
©Комп'ютерна верстка. Кирилюк С.М., 2018
©Дизайн обкладинки. Кирилюк С.М., 2018
©Видавництво «Технодрук», 2018

ЗМІСТ

**РЕЛЬЄФ І КЛІМАТ – ДИНАМІЧНІ КОМПОНЕНТИ ЛАНДШАФТУ
І ЧИННИКИ ЙОГО ГЕНЕЗИ**

CEBULSKA M. DIFFERENTIATION IN PERIODS WITH PRECIPITATION DEFICIT IN POLISH EASTERN CARPATHIANS, (1984-2015)	7
MINDRESCU M. ADVANCING PLEISTOCENE AND HOLOCENE CLIMATE CHANGE RESEARCH IN THE CARPATHIAN-BLACK SEA REGION	8
БОРТНИК С.Ю., ПОГОРІЛЬЧУК Н.М., КОВТОНЮК О.В., ЛАВРУК Т.М. КЛІМАТ ЯК ОДИН ІЗ ЧИННИКІВ ФОРМУВАННЯ МІКРОРЕЛЬЄФУ СТОЛОВИХ ГІР (ПОЛЬЩА)	9
ГАЛАГАН О.О., КОРОГОДА Н.П., КОВТОНЮК О.В. ВПЛИВ РЕЛЬЄФУ ТА КЛІМАТУ НА ФОРМУВАННЯ ЛАНДШАФТНИХ КОМПЛЕКСІВ ВЕРХІВ'ІВ ЧОРНОЇ ТИСИ	11
КИРИЛЮК С.М., КИРИЛЮК О.В. ЕТАПИ ФОРМУВАННЯ МАРСІАНСЬКОГО ВУЛКАНА ASCRAEUS MONS	12
КИНАЛЬ О.В. ОСОБЛИВОСТІ ВЗАЄМОВПЛИВУ РЕЛЬЄФУ ТА КЛІМАТУ В УКРАЇНСЬКИХ КАРПАТАХ	14
КИНАЛЬ О., ХОЛЯВЧУК Д. КЛІМАТИ ГІРСЬКИХ ДОЛИН УКРАЇНСЬКИХ КАРПАТ	16
КОЛТУН О. КЛІМАТИЧНІ ТА АСТРОНОМІЧНІ ЧИННИКИ РОЗВИТКУ ЗСУВІВ У ХМЕЛЬНИЦЬКОМУ: КОРЕЛЯЦІЙНИЙ АНАЛІЗ	18
КОМЛЄВ О.О. ВАЖЛИВИЙ НАПРЯМОК БЕЛІГЕРАТИВНОЇ ГЕОМОРФОЛОГІЇ	19
КОРНУС А. О. СУЧАСНІ ТЕРМІЧНІ ПОКАЗНИКИ МЕЗОКЛІМАТУ ПІВНІЧНО-СХІДНОГО РЕГІОНУ УКРАЇНИ	21
ОЛІЙНИК Р.В., ШЕВЧЕНКО О.Г. ТЕМПЕРАТУРНІ СПАЛАХИ В СУЧАСНОМУ КЛІМАТІ МІСТА ЧЕРНІВЦІ	22
ОШУРОК Д.О. ОЦІНКА ТОЧНОСТІ МОДЕЛЮВАННЯ ХАРАКТЕРИСТИК ВІТРУ У РІЗНИХ ЛАНДШАФТНИХ ЗОНАХ УКРАЇНИ	24
ПРОСКУРНЯК М.М. РЕЛЬЄФ ЯК ЧИННИК ДИФЕРЕНЦІАЦІЇ РАДІАЦІЙНОГО ЗАБРУДНЕННЯ КАРСТОВИХ ЛАНДШАФТІВ	25
РОМАНІВ А.С., РОМАНІВ О.Я. ОЦІНЮВАННЯ КЛІМАТУ НПП "СИНЕВИР" ЗА МОДЕЛЛЮ ТУРИСТИЧНОГО ІНДЕКСУ КЛІМАТИЧНОГО КОМФОРТУ	26
ТИХАНОВИЧ Є., БІЛАНЮК В., ІВАНОВ Є., МАТВІЙ В. ЛАВИННИЙ РЕЖИМ ЛАНДШАФТІВ УКРАЇНСЬКИХ КАРПАТ	28
ФЕДОНЮК М.А., ФЕДОНЮК В.В., КОСТІВ О.Т. РЕЖИМ ОПАДІВ У ВОЛИНСЬКІЙ ОБЛАСТІ У КОНТЕКСТІ ЙОГО ВПЛИВУ НА РОЗВИТОК КРЕЙДЯНОГО КАРСТУ	30
ХОЛЯВЧУК Д.І. ВІДОБРАЖЕННЯ РЕЛЬЄФУ КАРПАТ У РЕГІОНАЛЬНИХ КЛІМАТИЧНИХ МОДЕЛЯХ	31
ЧЕРВАНЬОВ І.Г. СИНЕРГІЗМ У ГЕОМОРФОСИСТЕМАХ: ВІДОБРАЖЕННЯ ЗВ'ЯЗКІВ РЕЛЬЄФУ І КЛІМАТУ ЧЕРЕЗ ГІДРОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГІЧНИЙ ПРОЦЕС	33
ЮЩЕНКО Ю.С., КОСТЕНЮК Л.В. ГЕОМОРФОЛОГО-РУСЛОЗНАВЧА СТРУКТУРА СУЧАСНОЇ РІЧКОВО-ДОЛИННОЇ СИСТЕМИ ВЕРХНЬОГО ПРУТУ	34
ПАЛЕОРЕЛЬЄФ І ПАЛЕОКЛІМАТ	
ROHOZIN YE. P. MULTI-PROXY STUDY OF LATE HOLOCENE ENVIRONMENTAL CHANGES RECORDED IN THE UPPER SEDIMENTS OF LAKE SHOKRAK	36

БОГУЦЬКИЙ А., ЯЦИШИН А., ДМИТРУК Р., ТОМЕНЮК О. ПЕРИГЛЯЦІАЛЬНИЙ АЛЮВІЙ У ДОЛИНИ ДНІСТРА	37
БОГУЦЬКИЙ А., ТОМЕНЮК О. РИТМІЧНО-ШАРУВАТІ ВІДКЛАДИ СХИЛІВ ЯК ПАЛЕОГЕОГРАФІЧНИЙ ФЕНОМЕН	38
ГЕРАСИМЕНКО Н.П., ЮРЧЕНКО Т.І. ПРИРОДНА Й АНТРОПОГЕННА ТРАНСФОРМАЦІЯ РОСЛИННОСТІ ТА ҐРУНТОВОГО ПОКРИВУ НА ТРИПІЛЬСЬКОМУ ПОСЕЛЕННІ ОЖЕВЕ-ОСТРІВ (СЕРЕДНЄ ПРИДНІСТЕР'Я)	39
ДУБІС Л., ЛОГІН С., СОЛЬСЬКІ М. ДЮНИ ЯК ОБ'ЄКТИ (РЕПЕРИ) ПАЛЕОКЛІМАТИЧНИХ РЕКОНСТРУКЦІЙ (НА ПРИКЛАДІ ПРОЕКТОВАНОГО ННП «НОБЕЛЬСЬКИЙ»)	41
КАНСЬКИЙ В.С., КАНСЬКА В.В. ЛІТОГЕОГЛІФИ	43
МАТВІЙШИНА Ж.М., КУШНІР А.С. ВИВЧЕННЯ ГОЛОЦЕНОВИХ ТА ВЕРХНЬОПЛЕЙСТОЦЕНОВИХ ВІДКЛАДІВ ДЛЯ ВІДТВОРЕННЯ КЛІМАТИЧНИХ ОБСТАНОВОК МИНУЛОГО (НА ПРИКЛАДІ АРХЕОЛОГІЧНОЇ ПАМ'ЯТКИ БІЛЯ СМТ. ПИШАКИ)	44
МАТВІЙШИНА Ж.М., ПАРХОМЕНКО О.Г. ПАЛЕОПЕДОЛОГІЧНІ ДОСЛІДЖЕННЯ АРХЕОЛОГІЧНИХ ПАМ'ЯТОК НА ТЕРИТОРІЇ БАРСЬКОГО ТА МУРОВАНО-КУРИЛІВЕЦЬКОГО РАЙОНІВ ВІННИЦЬКОЇ ОБЛАСТІ	46
РІДУШ Б. Т., ПОП'ЮК Я. А. СЛІДИ ГЛЯЦІАЛЬНИХ ПРОЦЕСІВ В РЕЛЬЄФІ СЕРЕДНЬОГІР'Я БУКОВИНСЬКИХ КАРПАТ	48
ЯЦИШИН А., БОГУЦЬКИЙ А., БОМБЕЛЬ М., ОЛЬШЕВСЬКА-НЕЙБЕРТ Д. ПАЛЕОГЕОГРАФІЧНІ УМОВИ ФОРМУВАННЯ РУСЛОВОГО АЛЮВІЮ НАДКАНЬЙОННОЇ ТЕРАСИ ДНІСТРА В РОЗРІЗІ ГОРОШІОВА (ПРИДНІСТЕРСЬКЕ ПОДІЛЛЯ)	49
ВПЛИВ РЕЛЬЄФУ І КЛІМАТУ НА ПРИРОДОКОРИСТУВАННЯ	
BULENT ACMA CLIMATE CHANGE AND TOURISM: SOUTHEASTERN ANATOLIA REGION AND SOUTHEASTERN ANATOLIA PROJECT (GAP) IN TURKEY AS A CASE STUDY	51
БЕРЕЗКА І.С., МЕЛЬНИК А.А. ЧИННИКИ ФОРМУВАННЯ МІКРОФОРМ РЕЛЬЄФУ В БАСЕЙНІ ВЕРХНЬОГО СІРЕТУ	51
ВАЛЬЧУК-ОРКУША О.М. МІКРОРЕЛЬЄФ ТА НЕСПРИЯТЛИВІ ПРОЦЕСИ В ДОРОЖНІХ ЛАНДШАФТАХ	53
ВАСИЛЮК О.В. ПРОЕКТОВАНА ТЕРИТОРІЯ СМАРАГДОВОЇ МЕРЕЖІ «ДІВІЧКИ»	55
ВОЛОЩУК М. Д. ДЕГРАДАЦІЙНІ ПРОЦЕСИ – РЕГІОНАЛЬНА ГЛОБАЛЬНА ЕКОЛОГІЧНА ЗАГРОЗА	56
ВОРОВКА В.П. КЛІМАТИЧНІ ЗМІНИ НА ПІВДНІ УКРАЇНИ ТА ЇХ НАСЛІДКИ ДЛЯ ПРИМОРСЬКОГО ПРИРОДОКОРИСТУВАННЯ (НА ПРИКЛАДІ М. МЕЛІТОПОЛЬ)	58
ГИЩУК Р., КРУЛЬ Г. ДЕМОГРАФІЧНА ОЦІНКА ЛАНДШАФТІВ ВЕРХНЬОГО ПРУТА ДЛЯ ПОТРЕБ РЕКРЕАЦІЙНО-ТУРИСТИЧНОЇ ДІЯЛЬНОСТІ	59
ГІЛЕЦЬКИЙ Й. Р., ЛОТОЦЬКА М.П., ТИМОФІЙЧУК Н. М. РЕЛЬЄФ ТА ГОСПОДАРСЬКА ОСВОЄНІСТЬ ГІР ЯЛОВИЧОРИ	61
ГУЦУЛЯК В.М., ГРИЦКУ В.С., ГІЛЕЦЬКИЙ Й.Р. ДО ПИТАННЯ АНАЛІЗУ ПРИРОДНИХ КОМПЛЕКСІВ РЕГІОНУ УКРАЇНСЬКИХ КАРПАТ ДЛЯ ЦІЛЕЙ РОЗВИТКУ ТРАНСКОРДОННОГО НАУКОВОГО ТУРИЗМУ (УКРАЇНА – РУМУНІЯ) ..	62
ДЕНИСИК Г.І., РЯБОКОНЬ О.В. МІКРОРЕЛЬЄФ ПОДІЛЛЯ	64
ДОБРОВОЛЬСЬКА С., ГРИГОР'ЄВА Г. ВПЛИВ МОРФОМЕТРИЧНИХ ХАРАКТЕРИСТИК РЕЛЬЄФУ НА РОЗМІЩЕННЯ ПОСЕЛЕНЬ У ДНІСТЕРСЬКОМУ КАНЬЙОНІ (НА ПРИКЛАДІ АБСОЛЮТНОЇ ВИСОТИ МІСЦЕВОСТІ)	65
ДУТЧАК С.В., ДУТЧАК М.В. ВПЛИВ ДНІСТРОВСЬКОГО ВОДОСХОВИЩА НА МІКРОКЛІМАТ ПРИЛЯГАЮЧИХ ТЕРИТОРІЙ	67

ДУТЧАК С.В., ДУТЧАК М.В. КЛІМАТИЧНІ УМОВИ ЯК ОСНОВА РОЗВИТКУ ТУРИСТСЬКО-РЕКРЕАЦІЙНОЇ ДІЯЛЬНОСТІ СЕРЕДНЬОГО ПРИДНІСТЕР'Я	68
КОМЛЄВ О. О., ЖИЛКІН С. В. «ДРЕВНІ ПОХОВАНІ ДОЛИНИ» ЯК «РЕСУРС»	70
КРУКІВСЬКА А.В., КОВАЛЬЧУК І.П., АГАРКОВА М., КРУКІВСЬКИЙ В. ОСОБЛИВОСТІ ТЕРМІЧНОГО РЕЖИМУ ҐРУНТІВ МАЛОІНТЕНСИВНОГО ВИКОРИСТАННЯ В УМОВАХ СУЧАСНИХ ЗМІН КЛІМАТУ	71
КРУЛЬ В., КОЧАН В. ОСОБЛИВОСТІ ЗОСЕРЕДЖЕННЯ НАСЕЛЕНИХ ПУНКТІВ ЗАЛЕЖНО ВІД РЕЛЬЄФУ У ВЕРХНЬОМУ СТОЧИЩІ ПРУТА	73
МАКСИМЕНКО Н. В., КОЦЮБИНСЬКА В. С., ВОЛКОВА Л. Є. ПОРІВНЯЛЬНА ОЦІНКА ЗДАТНОСТІ АТМОСФЕРИ М. ХАРКІВ ТА М. КАМ'ЯНСЬКЕ ДО САМООЧИЩЕННЯ	74
МИКИТЧИН О.І. ГЕОІНФОРМАЦІЙНЕ МОДЕЛЮВАННЯ РЕЛЬЄФУ БАСЕЙНОВОЇ ГЕОСИСТЕМИ Р.БЕРЕЖНИЦЯ ДЛЯ ОПТИМІЗАЦІЇ ПРИРОДОКОРИСТУВАННЯ ...	76
НЕКОС А. Н., МИРОНЕНКО М. О. АСПЕКТИ ВИЗНАЧЕННЯ ЯКОСТІ ОБ'ЄКТІВ СІЛЬСЬКОГО ЗЕЛЕНОГО ТУРИЗМУ	77
НЕТРОБЧУК І. М. ОЦІНКА КЛІМАТИЧНИХ РЕКРЕАЦІЙНИХ РЕСУРСІВ ШАЦЬКОГО НАЦІОНАЛЬНОГО ПРИРОДНОГО ПАРКУ	79
ОЛІШЕВСЬКА Ю.А. РЕЛЬЄФ ЯК РЕСУРС РЕКРЕАЦІЙНОГО ПРИРОДОКОРИСТУВАННЯ	81
ПИТУЛЯК М.Р., ПИТУЛЯК М.В. ВПЛИВ АГРОКЛІМАТИЧНИХ РЕСУРСІВ ТЕРНОПІЛЬСЬКОЇ ОБЛАСТІ НА СІЛЬСЬКОГОСПОДАРСЬКЕ ЗЕМЛЕКОРИСТУВАННЯ	82
ПРИСАКАР В., ХОДАН Г. РОЛЬ РЕЛЬЄФУ У ФОРМУВАННІ І ФУНКЦІОНУВАННІ ЛАНДШАФТНО-ГЕОХІМІЧНИХ СИСТЕМ	84
СИТНИК О.І. УМОВИ ЗВОЛОЖЕННЯ ТА ПОСУШЛИВІ ЯВИЩА НА ТЕРИТОРІЇ ЧЕРКАСЬКОЇ ОБЛАСТІ В РЕАЛІЯХ 2016-2017 СІЛЬСЬКОГОСПОДАРСЬКОГО РОКУ	85
ДОСЛІДЖЕННЯ МОЛОДИХ ВЧЕНИХ У ВИВЧЕННІ РЕЛЬЄФУ І КЛІМАТУ	
БОНЧКОВСЬКИЙ О.С. ПАЛЕОКЛІМАТИЧНІ УМОВИ ФОРМУВАННЯ МЕРЗЛОТНИХ СТРУКТУР У ПЛЕЙСТОЦЕНІ НА ТЕРИТОРІЇ ВОЛИНСЬКОЇ ВИСОЧИНИ	88
ГАВРИШОК Б. Б. ОСОБЛИВОСТІ СІЛЬСЬКОГОСПОДАРСЬКОГО ЗЕМЛЕКОРИСТУВАННЯ В ПОДІЛЬСЬКИХ ТОВТРАХ	89
ГОДЗІНСЬКА І.Л. ОСОБЛИВОСТІ ГЕОМОРФОЛОГІЧНОЇ БУДОВИ ТЕРИТОРІЇ НА ВИТОКАХ Р. МІХИДРИ	91
ДЕМЕНТЄЄВА Я.Ю. ШЛЯХИ ОПТИМІЗАЦІЇ ДОШКІЛЬНОЇ ЕКОЛОГІЧНОЇ ОСВІТИ	93
ДОБИНДА І.П. ВПЛИВ РЕЛЬЄФУ НА ПЕРВІСНЕ ПОСЕЛЕНСЬКЕ ОСВОЄННЯ ВОЛИНСЬКОЇ ВИСОЧИНИ	94
ДЯЧУК А. ОСОБЛИВОСТІ ПОШИРЕННЯ ОСНОВНИХ КАТЕГОРІЙ ЗЕМЕЛЬ ЗАЛЕЖНО ВІД РЕЛЬЄФУ У МЕЖАХ ФІЗИКО-ГЕОГРАФІЧНИХ РАЙОНІВ НА ТЕРИТОРІЇ ЧЕРНІВЕЦЬКОЇ ОБЛАСТІ	96
КОСТЮК У., РІДУШ Б. ПОШИРЕННЯ ФАЦІЇ ЖОВНОВОГО ГІПСУ В БУКОВИНСЬКОМУ ПРИДНІСТЕР'І	97
ЛІСОВА Н.О. ВПЛИВ ПАЛЕОКЛІМАТУ НА ЗАКОНОМІРНОСТІ ТА ТЕНДЕНЦІЇ РОЗВИТКУ РОСЛИННОГО ПОКРИВУ ВОЛИНО-ПОДІЛЛЯ	99
ЛІТВА С. ЕКСТРЕМАЛЬНІ АТМОСФЕРНІ ЯВИЩА НА БУКОВИНІ ВПРОДОВЖ ХІХ-ХХІ СТ.	100

МАРЧУК Л. В. ФОРМУВАННЯ ПАЛЕОДОЛИНИ ДНІСТРА У МЕЖАХ ТОВТРОВОГО ПАСМА У ПЛОЦЕН – РАННЬОПЛЕЙСТОЦЕНОВИХ ЧАС	102
МЕЛЬНИЧУК К., ХОДАН Г. РЕАЛІЗАЦІЯ КРАСЗНАВЧОЇ СКЛАДОВОЇ В ПРОЦЕСІ НАВЧАННЯ ФІЗИЧНОЇ ГЕОГРАФІЇ	104
МЕЛЬНИЧУК Л., ЧЕРНЕГА П. ПОРІВНЯЛЬНА ХАРАКТЕРИСТИКА ПОКАЗНИКІВ ТЕПЛОВОГО БАЛАНСУ ФІЗИКО- ГЕОГРАФІЧНИХ ОБЛАСТЕЙ УКРАЇНСЬКИХ КАРПАТ	105
ТОМНЮК О.П. ГЕОМОРФОЛОГІЧНА БУДОВА НАЦІОНАЛЬНОГО ПРИРОДНОГО ПАРКУ «ЧЕРЕМОСЬКИЙ»	106
ПУТІВНИК ПОЛЬОВОЇ ЕКСКУРСІЇ II міжнародної конференції «Рельєф і клімат»	109

**РЕЛЬЄФ І КЛІМАТ – ДИНАМІЧНІ КОМПОНЕНТИ ЛАНДШАФТУ
І ЧИННИКИ ЙОГО ГЕНЕЗИ**

**DIFFERENTIATION IN PERIODS WITH PRECIPITATION DEFICIT
IN POLISH EASTERN CARPATHIANS, (1984-2015)**

CEBULSKA M.

*Cracow University of Technology, Faculty of Environmental Engineering,
Institute of Water Engineering and Water Management*

In the paper there was examined the variability of the drought periods with various intensity, that occurred in the area of Polish Eastern Carpathians. The long-term periods without rainfalls or with very little precipitation may lead to development of the drought subsequent stages, including the soil drought and even the hydrological one. Whereas, the consequences of these spells can be observed in many branches of economy, including in the agriculture, horticulture, forestry. The spells of atmospheric drought were selected on the basis of the sums of monthly, seasonal and annual precipitation. Given sums of monthly rainfalls successively from the years 1984-2015 from 6 measuring points located in the research area were obtained from the generally accessible database of the Institute of Meteorology and Water Management - National Research Institute (IMGW-PIB).

The identification and the frequency assessment of the lowest monthly, seasonal and annual precipitation were made in the individual measuring stations in the subsequent years as well as in the whole period of the studies. The spells with precipitation deficit were selected while taking into account the commonly used criterion of the atmospheric drought identification, including, among the others, Standardized Precipitation Index (SPI) (McKee i in., 1993), Relative Precipitation Index (RPI) (Łabędzki, 2006) and probability for not exceeding the precipitation (Miętus i in., 2005). The lowest sums of the monthly precipitation occur during the whole year except June. Whereas, the precipitation occurs the most frequently from October to January – in total in these months in the area of studies there occurred 67% of the lowest sums of the monthly precipitation. Within the years 1984-2015, in every station there was the lowest precipitation in the year seasons, except the autumn in Wetlina. In all year seasons the lowest sums of the precipitation occurred the most frequently only in Szczawne.

Within the annual run in every month and in every measuring station in the area of studies there was the monthly precipitation totaled below 75% of the multi-year average. The most dry months with various intensity, selected based on the criterion of the relative precipitation index (RPI) occurred in January and December in Polana – 47%. Whereas, the fewest in June – 22% in Cisna and Szczawne. However, the most dry months i.e. with precipitation of monthly sum 50-74,9% of the multi-year average occurred in January – 31%, and also in May – 37% in Teleśnica Oszwarowa and in Wetlina. Very dry spells according to RPI i.e. with monthly precipitation within the limits of 25-49,9% of the multi-year average were noticed in January in Polana – over 30%. Whereas, 12,5% of extreme dry months i.e. with monthly precipitation below 25% of the multi-year average were observed in February and November in Polana and in October in Cisna. In the individual measuring stations the number of spells with the precipitation below 75% of the multi-year average is varied – in case of very dry periods on average 1-2 months in the station may be considered as very dry. Whereas, the dry spells in this area occur 2-3 months in a year, and on average every 2 year there is an extreme dry month. In the area of studies, the sums of precipitation in the individual year seasons in over 30% of cases are below 90% of the multi-year average of a given period. Whereas, the most, almost as much as 47% of such cases were noticed in winter in Teleśnica Oszwarowa, in Szczawne, as well as in Polana in spring. Within the sums of the annual

precipitation in all stations except the measuring station in Szczawne the dry years with various intensity were over 30%. In the area of studies while considering the Standardized Precipitation Index (SPI) for the identification of drought spells, an extreme dry month i.e. the one to which is matched by the precipitation with the probability of not exceeding 2% turned out to be July 1994, September 1986, October 1995, and November 2011. Whereas, an extreme dry spell turned out to be summer in 2015, and also autumn in 1986.

References

1. *Łabędzki L., 2006.* Agricultural droughts an outline of problems and methods of monitoring and classification. Institute for Land Reclamation and Grassland Farming. Falenty.107. (in Polish)
2. *McKee T.B., Doesken N.J., Kleist J.,1993.* The relationship of drought frequency and duration to time scales. Proc.8th Conf. Applied Climatology, California, 179-184.
3. *Miętus M., Filipiak J., Owczarek M., Jakusik E., 2005.* Variability of precipitation conditions on the Polish coast of Baltic Sea in the light of the quantile rainfall classification . Materiały badawcze IMGW, 37. Warszawa. (in Polish)

ADVANCING PLEISTOCENE AND HOLOCENE CLIMATE CHANGE RESEARCH IN THE CARPATHIAN–BLACK SEA REGION

MINDRESCU M.

University of Suceava, Department of Geography, Romania

The diversity of relief and dynamic interplay between North Atlantic, continental, Mediterranean and Black Sea atmospheric circulation patterns that characterize the Carpathian–Black Sea region (encompassing the homonymous mountain ranges and large spans of adjacent lowlands) of southeastern Europe, are clearly reflected in the extreme habitat fragmentation and exceptional biodiversity. Although these characteristics currently feature as key topics in conservation policies, land-use management and sustainability, past environmental dynamics are significantly understudied. Although new palaeoclimatic records are continuously being reported, the region, and particularly the Carpathian-Black Sea area is often pictured as a blank-spot in regional climate reconstructions. Undoubtedly, improving knowledge in the field of past and current climate change research, biodiversity patterns and dynamics, or human spread and related cultural–technological interchanges will be accomplished only through a denser network of records sustained by multi-proxy investigations.

Carpathian-Black Sea (CBS) lies at the transition between the smaller landmass of Western Europe whereby the climate is largely dictated North Atlantic air masses, and the large continental mass extending beyond the Carpathian range which falls under the influence of excessive continental climate. The Carpathian and Balkan ranges act as a boundary between the two major climatic influences acting within the European continent. The longitudinal disposition of these ranges allows for the completion of N-S topoclimatic transects between the Baltic Sea and the Mediterranean and Black Sea, whereas the significant elevation (peaking between 2500 and 2925 m a.s.l.) favors the capture of regional and continental-scale climatic signals. To illustrate this assertion, on a spatial scale, the actual records from CBS show that the magnitude of the vegetational response follows a S-N latitudinal and also an elevation trend. Moreover, the diversity of landforms, particularly of those with glacial, periglacial or paraglacial origins, as well as underground cavities (e.g., caves and caves with lakes), provide opportunities for palaeoclimate and palaeoenvironment reconstructions.

Prior to the last two decades, the CBS was largely unrepresented in large data reviews that dwelled on well-dated, high-resolution investigations of past climate and environmental conditions and in studies on human impact on the local and regional environment. However, more recently, as

new palaeoclimatic records are continuously being generated, the area is no longer a blank spot in regional and continental-scale climate reconstructions. Recent scientific efforts, which include several regionally representative meetings and the establishment of working groups focusing on palaeoclimatic reconstructions have yielded significant results thus far. Moreover, lake sediment and glacial deposits-based palaeoclimatic research in the region has been greatly aided by the publication of two databases comprising all glacial lakes and glacial cirques from the Romanian Carpathians (Mîndrescu, 2016; Mîndrescu et al., 2016).

КЛІМАТ ЯК ОДИН ІЗ ЧИННИКІВ ФОРМУВАННЯ МІКРОРЕЛЬЄФУ СТОЛОВИХ ГІР (ПОЛЬЩА)

БОРТНИК С.Ю.¹, ПОГОРІЛЬЧУК Н.М.², КОВТОНЮК О.В.², ЛАВРУК Т.М.²

¹Київський національний університет імені Тараса Шевченка,

¹Університет Яна Кохановського (м. Кельце)

²Київський національний університет імені Тараса Шевченка

Столові гори, розташовані в осьовій частині Центральних Судет, є типовим прикладом структурно-денудаційного плитного рельєфу, в межах якого сформувався специфічний краєвид скельних міст – масивів, блоків гірських порід, розбитих складною системою шпарин, тріщин та ущелин [1].

За гіпсометричною ознакою Столові гори відносяться до низьких (максимальна висота 919 м – масив Великий Щілінець). В результаті довготривалих періодів тектонічного спокою та вирівнювання тут сформувалися три висотних рівні: верхній (850-919 м), наймолодший, сформований верствами тріщинуватого (чъосового) верхнього пісковика, сильно зденудованого процесами вивітрювання; середній (500-800 м) рівень, прикритий грубою корою вивітрювання мергелястих та глинистих відкладів, які разом з середніми тріщинуватими пісковиками утворюють нижчі осадові верстви; нижній (400-500 м), розташований у північно-східній частині гір.

Безперечно, головною передумовою формування особливостей мікрорельєфу Столових гір є структурно-літологічні умови території. Різна протиденудаційна стійкість порід, підсилена щільною тріщинуватістю пісковиків, в умовах селективної денудації призвела до різноманітних морфологічних ефектів як у латеральному, так і у вертикальному напрямках. Але роль клімату в процесах морфогенезу тут також є важливою, оскільки саме кліматичні показники визначають конкретні механізми вибіркової денудації, її інтенсивність та темпи. Такими механізмами в Столових горах є температурне, морозне, біофізичне та біохімічне вивітрювання, діяльність поверхневих та підземних вод, еолові процеси.

З огляду на гіпсометричні особливості Столових гір тут не вистачає розмаху висот для формування класичної висотної поясності, проте існують свої локальні особливості циркуляції повітряних мас. Клімат Столових гір в значній мірі має орографічну обумовленість, що виражається в різкій припіднятості території та загальному напрямку простягання пасма з північного заходу на південний схід. Тут переважають західні вітри, а у найвищих частинах зростає частка північних. Середньорічна температура повітря невисока +6⁰ С (мах +15,4⁰С - липень; min -3,2⁰С – січень). Річна кількість опадів змінюється залежно від гіпсометрії: від 790 мм – в передгір'ях, до 1100 мм – у найвищих масивах. Тривалість снігового покриву становить 75-100 днів, в окремих западинах та ущелинах і більше.

Існує диференціація температурних умов та зволоження всередині масиву залежно від експозиції схилу – найбільш холодні та вологі схили північно-східної експозиції, найтепліші та найсухіші схили південно-західної експозиції. Характерною особливістю Столових гір є температурні інверсії – стікання холодного повітря у напрямку щілин, долин та інших пони-

жень. Це призводить до диференціації температур не лише між вершинами та підніжжям гір, а й між скельними поверхнями плато та найближчими щілинами. Такі інверсії дозволяють спостерігати навіть в таких невисоких горах явища «моря туманів», що затоплює ущелини, тоді як верхні їх частини освітлюються сонцем. На дні окремих ущелин (Пекелко, Диявольська Кухня на Великому Щілинці) сніг не тане до середини червня, що створює їх відповідний мікроклімат і сприяє фізичному вивітрюванню.

За кількістю опадів територія Столових гір є помірно-зволоженою. Але варто до цієї вологи додати вологу туманів, роси та інею, які конденсуються на скельних поверхнях ущелин і додають свою частку до денудаційних процесів.

Системи горизонтальних та вертикальних тріщин визначають напрямки локалізації процесів фізичного та хімічного вивітрювання. З часом атмосферні опади та волога, що конденсується на поверхнях тріщин призводять до їх розкриття і поступового розширення. Не останню роль в цьому відіграє механічна суфозія, в результаті якої дрібнозем вимивається і виноситься за межі масиву пісковиків, формуючи конуси винесення. З часом глибинна ерозія поглиблює тріщини до підшови пісковиків, і досягши поверхні водотривких порід, припиняється. В стані сильного обводнення глини та мергелі легко піддаються пластичним деформаціям і фундамент пісковіку поволі втрачає свою стабільність. Це сприяє повільному розсуванню великих брил з утворенням спочатку тісних щілин у скелях, а далі – глибоких ущелин та ярів між величезними масивними брилами. В крайових частинах плато брили різного розміру під дією сили тяжіння обриваються, зсуваються, спливають, формуючи біля підніжжя мікрорельєф руїн.

Північний уступ Столових гір, що називається уступом Радкова, сформувавшись за подібним сценарієм, має свої морфологічні особливості, які не можна пояснити різною протиденудаційною стійкістю порід. Це проявляється в чергуванні на брівці плато опуклих мисів та увігнутих амфітеатрів. Причина їх утворення криється у водній ерозії та формуванні підповерхневого стоку, скерованого структурними особливостями пісковиків. Амфітеатри з характерним лійкоподібним рельєфом та доцентровим сходженням сухих русел (наприклад, амфітеатр Посний та Цедруну) є місцями виходу підземних вод на поверхню. Під час сильних дощів навіть невеликі пониження перетворюються на тимчасові русла водних потоків, що в умовах різкого уступу набувають значної ерозійної енергії.

Схили найбільших масивів Столових гір завдяки сукупній дії денудаційних процесів перетворилися на руїни блоків та брил пісковіку. Цей хаотичний мікрорельєф в значній мірі ускладнюється формами чисто фітогенного походження. В умовах специфічного «гірського» клімату, ялини, які складають основну частку тутешніх лісів, маючи неглибоку приповерхневу кореневу систему, під впливом вітрів та снігопадів падають, наслідком чого є утворення специфічного вітровального мікрорельєфу.

Приклади такого тісного зв'язку кліматичних та геоморфологічних особливостей на цій унікальній території не вичерпуються вищенаведеним. Як видно, провідна роль структурно-літологічного чинника за конкретних кліматичних умов, може набувати найрізноманітніших морфологічних проявів завдяки одночасній або послідовній дії різних процесів вибіркової денудації.

Література

1. *Бортник С.Ю.* Скельні міста як геоморфологічний феномен Столових гір (Судети) / С.Ю. Бортник, Т.М. Лаврук, Н.М. Погорільчук, О.В. Ковтонюк // *Фізична географія та геоморфологія*, 2017, вип. 2 (86), с. 118–128

**ВПЛИВ РЕЛЬЄФУ ТА КЛІМАТУ
НА ФОРМУВАННЯ ЛАНДШАФТНИХ КОМПЛЕКСІВ
ВЕРХІВ'ІВ ЧОРНОЇ ТИСИ**

ГАЛАГАН О.О., КОРОГОДА Н.П., КОВТОНЮК О.В.

Київський національний університет імені Тараса Шевченка, географічний факультет

Верхів'я басейну Чорної Тиси охоплює північні схили хребтів Свидовець, Апшинець, Котел (гірська група Свидовець) та південні схили хребта Братківський (Привододільні Горгани). Долина річки майже симетрично з заходу на схід розділяє ізометричну в плані територію дослідження. За [2], вона розташована на межі двох фізико-географічних областей Полонинсько-Чорногірської та Вододільно-Верховинської, що включають до свого складу значне різноманіття ландшафтних комплексів (ЛК). У першу чергу це пов'язано з геолого-геоморфологічною будовою і кліматичними особливостями району дослідження.

Зазначені хребти відносяться до середньовисотних, з найвищими точками г. Котел (1771 м) та г. Братківська (1788 м). Такі значні висоти та майже колове розташування хребтів у плані визначають сучасні особливості атмосферної циркуляції, з одного боку затримуючи вільне проходження теплих повітряних мас з заходу та південного заходу [3, 5], з іншого – затримуючі в долині більш прохолодне повітря. Завдяки таким орографічним особливостям тут створюються кліматичні умови, що сприяють, наприклад, накопиченню та тривалому зберіганню снігу на схилах північної експозиції, що в свою чергу приводить до розвитку нівальних, сніголавинних процесів, і як наслідок до формування відповідних ЛК.

Тривала взаємодія рельєфу та клімату призвела до сучасного вигляду ЛК, що чітко підпорядковані диференціації природних умов з висотою. Розглянемо типові для території ЛК. Заплавні ЛК представлені у днищах долин струмків та річок, вироблених в корінних породах, сформовані на алювіальних, та алювіально-делювіальних відкладах з лучно-буроземними оглеєними ґрунтами під гідроморфними рослинними угрупованнями. Терасові ЛК, зокрема низьких перезволожених терас формуються на делювіально-алювіальних відкладах з лучними оглеєними ґрунтами під лучними рослинними асоціаціями. Яскравим прикладом високих терас є субгоризонтальна ділянка на якій розташовано стаціонар географічного факультету КНУ імені Тараса Шевченка. Вона являє собою давню терасу, сформовану на породах флішового комплексу з дерново-буроземними глейовими ґрунтами під вторинними лучними асоціаціями. Схили долин являють собою ЛК на делювіально-пролювіально-колювіальних відкладах або породах флішового комплексу з бурими гірсько-лісовими малопотужними сильнощербуватими різного ступеню змитості ґрунтами під ялиновими лісами. Своєрідні ЛК сформувалися на субгоризонтальних ділянках, що є фрагментами реліктової поверхні вирівнювання [1] в інтервалах висот 1300-1400 м, 1600-1700 м. Такими комплексами на елювіальних відкладах з дерново-буроземними ґрунтами під вторинними лучними асоціаціями на висоті 1300-1400 м є полонини Татул (хр. Котел) та Левківець (хр. Братківський). ЛК, що розташовані вище межі лісу, на хребтах різних орографічних систем мають певні відмінності, обумовленні геолого-геоморфологічною будовою, зокрема літологічним складом рельєфоутворюючих відкладів, морфологією та експозицією схилів, історією їх формування. Так, привершинні ділянки у хребтів Свидовецької групи ускладнені реліктовою льодовиковою морфоскульптурою, що представлена карами, троговою долиною, рігелями. На схилах карів подекуди спостерігаються ділянки з сильно змитим ґрунтовим покривом, та кам'яні осипи. Підурочища днищ карів представлені специфічними природними комплексами: а) з гірсько-торф'яно буроземними ґрунтами [4] під зеленівільховим криволіссям, б) з гірськолучнобуроземними ґрунтами під лучними асоціаціями і чагарниковими угрупованнями з переважанням ялівцю сибірського. На дні деяких карів формуються водно-болотні природні комплекси на моренних відкладах з гірсько-торф'янобуроземними та торф'яно-

болотними ґрунтами під лучно-болотною рослинністю та сфагново-моховими угрупованнями (оз. Апшинець). Найвищий гіпсометричний рівень (від 1600 м – другий рівень поверхонь вирівнювання) по лінії г. Татарука - г. Котел займають природні комплекси вододільних субгоризонтальних поверхонь гірських хребтів на елювіальних відкладах з гірськими лучнобуроземними ґрунтами під лучними асоціаціями та чагарниковими угрупованнями з переважанням ялівцю. На хребті Братківський на даних висотах представлені природні комплекси вододільних субгоризонтальних поверхонь гірських хребтів, що покриті кам'яними розсипами (греготами), сформовані на елювіальних відкладах з гірсько-лучнобуроземними ґрунтами під чагарниковим криволіссям з сосни гірської (жерепу) та угрупованнями ялівцю сибірського.

Отже, територія дослідження симетрично оточена відносно долини Чорної Тиси гірськими хребтами вище верхньої межі лісу характеризується різними ЛК, що обумовлюється у першу чергу різним мезорельєфом та експозицією схилів і мікрокліматичними розбіжностями пов'язаними з ними.

Література

1. **Кравчук Я. С.** Геоморфологія Полонинсько-Чорногірських Карпат: - Львів: ВЦ ЛНУ імені Івана Франка, 2008. - 188 с.
2. **Маринич О. М.** Удосконалена схема фізико-географічного районування України / Маринич О. М., Пархоменко Г. О., Петренко О. М., Шищенко П. Г // Укр. геогр. журн. – 2003. – № 1. – С. 16–21.
3. **Міллер Г.П., Федірко О.М.** Карпати Українські // Геогр. енциклопедія України. – К., 1990. – Т. 2. – С. 113–114.
4. Рахівський район: природа, населення, господарство: навч.- метод. посіб. / **Запотоцький С. П., Брайчевський Ю. С., Галаган О. О. та ін.; за ред. Я. Б. Олійника.** – К.: ВПЦ "Київський університет", 2016. – 254 с.
5. **Шушняк В.** Особливості просторово-часової диференціації сучасних екзогенних геоморфологічних процесів в українських Карпатах // Вісник Львів. ун-ту Серія географічна. 2006. Вип. 33. С. 454–457.

ЕТАПИ ФОРМУВАННЯ МАРСІАНСЬКОГО ВУЛКАНА ASCRAEUS MONS

КИРИЛЮК С.М.¹, КИРИЛЮК О.В.²

¹Чернівецький національний університет імені Юрія Федьковича

²Відділ освіти, молоді та спорту, культури, туризму Клішківської сільської ради

Фотогеологічний аналіз поверхні Марсі показав два основних типи вулканічних морфоструктур: перший тип – це центральні вулкани, які утворюють вулканічні форми, що розвиваються шляхом тривалого виверження з точкового джерела. Серед них вирізняються щити – класичні низькопрофільні вулканічні гори, з яких *Olympus Mons* є найбільш вражаючим прикладом. На рис 1. і 2. показані основні етапи розвитку щитових вулканів Марса згідно наших уявлень на прикладі вулкана *Ascraeus Mons*; куполи, такі як *Tharsis Tholus*, які можуть представляти більш низькі ступені виверження, ніж щити; високогірні патери – радіально текстуровані низькопрофільні вулкани, що виникли в кратерному рельєфі; *Alba Patera* – мабуть унікальна форма вулканізму, яка складається з величезного вулканічного центру – понад 1500 км в поперечнику і різноманітних дрібних вулканічних елементів поверхні, які є супутніми морфоструктурами до вище згаданих в тому числі і по відношенню до *Ascraeus Mons*.

Докази сучасного вулканізму на Марсі зазвичай проявляються в окремих регіонах планети. Втім, до тепер не отримано жодного свідчення, щоб хоч б одна із сучасних вулканічних подій відбулася в екваторіальній рифтовій системі *Valles Marineris*. Хоча Lucchitta (1988) у *Valles Marineris* були ідентифіковані вулканічні породи. Проблема вулканічного походження *Valles Marineris* залишається актуальним, оскільки – це гігантські грабени, які чітко узгоджуються з рифтовими долинами на всій площі та глибині поширення. У свій час *Valles Marineris* були інтерпретовані як екстенсивні тектонічні структури (Blasius, et al., 1977).

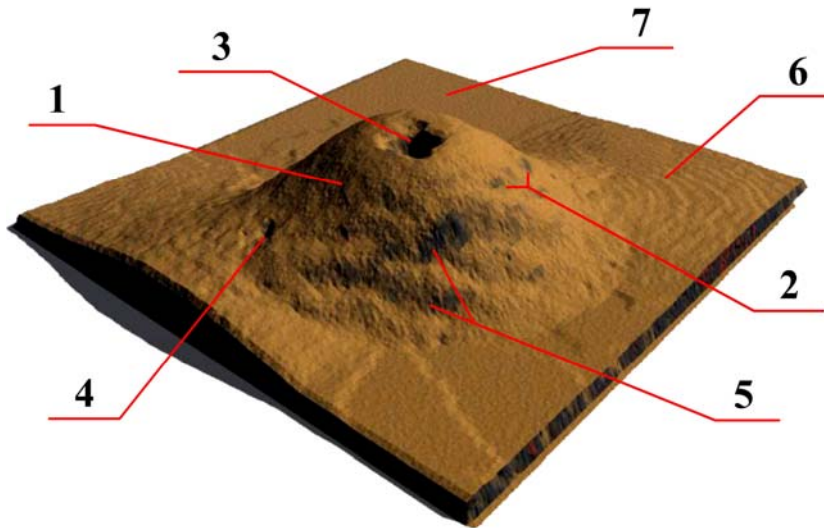
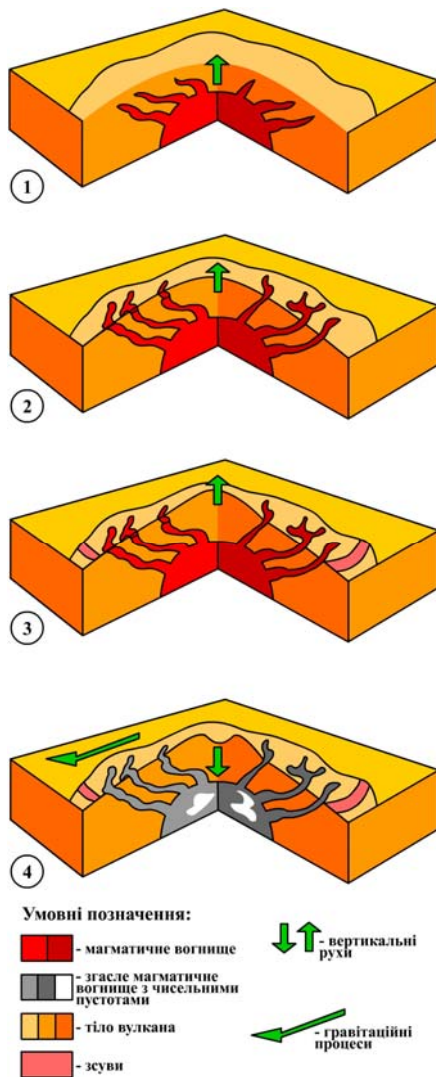


Рис. 1. Основні елементи поверхневих форм щитового вулкана *Ascaeus Mons*. 1. Головне тіло вулкана; 2. Виверження на схилах вулкана та лавові потоки; 3. Центральна кальдера; 4. Долини підповерхневого промивання; 5. Круті зсувні уступи; 6. Трапові поверхні; 7. Оточуючі щитовий вулкан вулканічні кратерні рівнини



1. Етап гарячої точки. Тиск магматичного матеріалу у вогнищі наростає, що призводить до формування невисокого куполу, без видимих поверхневих ознак вулканізму.

2. Етап нашарування. Тиск у магматичному вогнищі продовжує наростати. На вже застиглих магматичних елементах нашаровуються нові порції магми, що призводить до збільшення поверхневої форми щитового вулкана. Окремі магматичні струмені сягають поверхні і формують перші лавові потоки.

3. Етап лавових потоків. Щитовий вулкан сягає максимальних розмірів, чому сприяють періодичні виверження на його схилах, які сприяють як збільшенню висоти так і діаметра вулкана. На цьому етапі починають формуватися круті зсувні схили в нижній частині вулкана.

4. Морфоскульптурний етап. Формування кальдери. Магматичне вогнище виснажується. Внутрішній тиск практично відсутній, що призводить до утворення чисельних порожнин. Це активізує процеси просідання в центральній частині вулкана, що призводить до обвалення піку та формування кальдери. На схилах вулкана активізуються потужні гравітаційні процеси, які формують гігантські зсуви та осипи.

Рис. 2. Етапи формування щитового вулкану *Ascaeus Mons*

На Землі рифтові долини зазвичай включають в себе потужні вулканічні відклади. На Марсі в межах грабенів *Valles Marineris* не виявлено чітких вулканічних особливостей, таких як фронтові вулкани чи лавові потоки. Тому, деякі авторитетні дослідники не визнали наявності вулканічної діяльності в межах *Valles Marineris* (Peulvast, et al., 2001; Roach, et al., 2010). Якщо ця інформація підтвердиться в майбутньому, це означатиме, що Марс різко відрізняється від Землі щодо формування рифтових зон, яке відбувається без вулканічного супроводу. В недавньому аналітичному дослідженні днища *Valles Marineris* Schumacher, Breuer (2007) були виявлені темні плями, які автори інтерпретували як вулканічні отвори. Конфігурація та асоціація цих поверхневих форм із місцевими тектонічними структурами, на нашу думку, вказують на те, що вони, ймовірно, мають ендегенне походження, а співвідношення альbedo та кольору поверхні, вказують на магматичні гірські породи та молодість цих утворень.

Література

1. *Blasius, K. R., Cutts, J. A., Guest, J. E., Masursky, H., 1977*, Geology of the Valles Marineris: First analysis of imaging from the Viking 1 Orbiter primary mission, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 82 (28), pp. 4067-4091.
2. *Lucchitta, B. K., 1988*, Mars: Volcanism in the Valles Marineris overlooked, *Volcanism on Mars*, Vol. 660, pp. 13-14.
3. *Peulvast, J. P., Mege, D., Chiciak, J., Costard, F., Masson, P. L., 2001*, Morphology, evolution and tectonics of Valles Marineris wallslopes (Mars), *Geomorphology*, Vol. 37 (3-4), pp. 329-352.
4. *Roach, L. H., Mustard, J. F., Swayze, G., Milliken, R. E., Bishop, J. L., Murchie, S. L., Lichtenberg, K., 2010*, Hydrated mineral stratigraphy of Ius Chasma, Valles Marineris, *Icarus*, Vol. 206 (1), pp. 253-268.
5. *Schumacher, S., Breuer, D., 2007*, An alternative mechanism for recent volcanism on Mars, *Geophysical Research Letters*, Vol. 34 (14), doi.org/10.1029/2007GL030083
6. Topographic Map of the Northwest Ascreaus Mons Region of Mars, 2004, MTM 500k 15/252E OMKT
7. Topographic Map of the Northeast Ascreaus Mons Region of Mars, 2004, MTM 500k 15/257E OMKT
8. Topographic Map of the Southeast Ascreaus Mons Region of Mars, 2004, MTM 500k 10/257E OMKT
9. Topographic Map of the Southwest Ascreaus Mons Region of Mars, 2004, MTM 500k 10/252E OMKT

ОСОБЛИВОСТІ ВЗАЄМВПЛИВУ РЕЛЬЄФУ ТА КЛІМАТУ В УКРАЇНСЬКИХ КАРПАТАХ

КИНАЛЬ О.В.

Національний університет «Чернігівський колегіум» імені Т.Г. Шевченка

Клімат Українських Карпат зазнає потужного орографічного впливу, який чітко проявляється в особливих розподілах основних елементів клімату: складових сонячної радіації, температур, опадів, а також – у деформації повітряних потоків, виникненні особливих мезосиноптичних ситуацій. Тут виникають особливі, часто небезпечні гідрометеорологічні явища, які сприяють активній модуляції гірського рельєфу.

Наші дослідження стосуються з'ясування особливостей мезометеорологічних процесів в Українських Карпатах як результату багатогранного взаємовпливу гірського рельєфу та клімату території [2, 3]. Мезомасштабні метеорологічні процеси, як наслідок своєрідної взаємодії складно побудованої поверхні і приземного шару атмосфери, зумовлюють кліматичну неоднорідність регіонального і локального рівнів. Сукупна дія чинників кліматотворення в горах проявляється у мезокліматичних режимах, тобто у мезокліматичних характеристиках окремих гірських (передгірських) регіонів. Інсоляційно-адвективні властивості гірської поверхні, її термодинамічний вплив на приземний шар повітря сприяють мозаїчності мікрокліматів гірських місцевостей та їх поєднань – особливих локальних кліматів у межах окремих мезоформ рельєфу [2].

Властивості гірської поверхні як діяльного шару залежать від висоти й експозиції схилів. Теплобалансовий стан різноорієнтованих і різних за крутизною схилів впливає на формування циркуляційних течій, місцевої циркуляції зокрема. Характер таких рухів повітря (як і виникнення мезомасштабних атмосферних явищ) залежить від орієнтації й геометрії хребтів і гірських долин. Загалом для Українських Карпат властиві два основних види впливу гірського рельєфу на мезомасштабні («погодоутворюючі») рухи атмосфери: 1) вимушені динамічні впливи схилів і приземного тертя на повітряні потоки, основними наслідками чого є активізація процесів опадоутворення динамічного характеру; 2) вплив термічної неоднорідності діяльних поверхні гірських ландшафтів на вертикальні рухи і стратифікацію атмосфери, наслідками чого є термоорографічне опадоутворення і утворення інверсій у приземному шарі повітря [1]. Для умов Українських Карпат перший з цих чинників мезоклімату має більшу вагу, позаяк основним наслідком його впливу є значне посилення опадів у горах і передгір'ях,

Особливої уваги заслуговує бар'єрно-кліматична роль рельєфу Українських Карпат, завдяки чому існують зони депресійного мезомасштабного впливу. Це проявляється у чітких мезокліматичних відмінностях – як між кліматами Передкарпаття і Закарпаття, у формуванні пловіометричних депресій (Ясинська котловина) тощо. Тобто, має місце специфічний набір орокліматогенних комплексів [3], де перебіг процесів кліматотворення залежить від форм рельєфу і їх деформаційного впливу на циркуляційні течії. Найчастіше такий вплив відбувається у вигляді псевдоадіабатичних процесів (з феновими ефектами) та оклюзії атмосферних фронтів (з активізацією процесів утворення і випадання опадів, зростання вологості повітря).

Особливо великий мезометеорологічний оробар'єний вплив проявляється: 1) у дуже складному розподілі опадів на схилах окремих хребтів, з далеко нелінійним характером змін з висотою; 2) у загальному ефекті повільного осідання повітря по пологих схилах, над передгір'ями й суміжними рівнинами (адіабатичний ефект осідання); 3) утворенні температурних інверсій, зростанні добових, сезонних та річних амплітуд повітря; 4) частоті виникнення окремих атмосферних явищ. Такі впливи – причина відмінних рис місцевих кліматів, мезокліматів гірського регіону, його складної ландшафтної структури [2, 3].

Енергетичною базою гірських ландшафтів є величини радіаційного, теплового та водного балансів, які суттєво залежать від експозиції та крутизни схилів. Складні схили глибоко розчленованого рельєфу із системою долин є причиною складного розподілу метеорологічних величин і утворення такої ж складної системи мікрокліматів. Міра розчленування гірської споруди глибокими долинами та різновисотними хребтами визначає їх ефективність як мезокліматичних границь.

Отже, кліматичні відмінності в Українських Карпатах мають чітку орографічно-територіальну приналежність з причин різноваріантних поєднань форм поверхні і місцевих кліматичних умов. Згадані вище сторони взаємовпливу макро- і мезоформ рельєфу та клімату існують одночасно, маючи різний просторовий вимір і розподіл. Поняття "орокліматогенний комплекс" (ОКК) [3] нами вважається прийнятним для означення сукупного впливу кліматотвірних чинників у горах та аналізу мезокліматичних відмінностей у їх межах. Виявлені нами в Українських Карпатах ОКК – різні за характером, інтенсивністю і розмірами, оскільки чинники їх формування діють з неоднаковою інтенсивністю, маючи різний просторовий ареал. В умовах гірського рельєфу такі комплекси є досить складними, з інтенсивними проявами, а їх вплив помітно поширюється на прилеглі рівнини.

Література

1. *Богатьрь Л.Ф.* Распределение осадков по территории Украины при прохождении циклонов различных траекторий. – Труды Укр. НИГМИ. – 1957. – Вып.7. – С. 37-49.
2. *Киналь О.В.* Мезокліматичні властивості ландшафтів Українських Карпат // Ученые записки Таврического национального университета им. В.И. Вернадского. – Серия «География». – Том 21 (60). – 2008. – № 3. – С. 176-187.

3. *Киналь О.В.* Орокліматогенні поля ландшафтів: особливості формування та характерні властивості / О.В. Киналь // Фізична географія та геоморфологія. – К.: ВГЛ «Обрії», 2013. – Вип. 2(70). – С. 69 – 76.

КЛІМАТИ ГІРСЬКИХ ДОЛИН УКРАЇНСЬКИХ КАРПАТ

КИНАЛЬ О.¹, ХОЛЯВЧУК Д.²

¹*Національний університет «Чернігівський колегіум» імені Т.Г. Шевченка*

²*Чернівецький національний університет імені Юрія Федьковича*

Мінливість кліматів гірських регіонів відображена у різноманітті локальних проявів, де форми рельєфу визначають специфічні риси та хід метеорологічних елементів. Зокрема, клімати гірських долин та котловин суттєво відрізняються від кліматів інших мезоформ гірського рельєфу низкою сприятливих, як і водночас несприятливих для людини, кліматичних особливостей. Зважаючи на те, що долини, зазвичай, виступають ядрами розселення і мають тривалу історію заселення та господарської діяльності, дослідження таких рис є прикладним і на часі. Окрім того, попередні дослідження авторів показують, що кліматичні зміни у гірських долинах упродовж останніх 30 років є відмінними від решти гірських регіонів, що спонукає до пояснення локальних проявів динаміки з огляду на рельєф гірських долин.

Кліматотворення в гірсько-долинних умовах вирізняється низкою локальних рис, що пов'язані із морфометричними характеристиками мезоформи рельєфу. Так, міжгірним зниженням притаманні депресійно-бар'єрні (котловинні) впливи, що призводять до посилення континентальності місцевого клімату. Тому у гірських долинах (особливо легкодоступних для вітрів із суміжних рівнин – як долина Сучави в районі Селятина) місцевий клімат помітно відмінний від локальних кліматів інших гірських місцевостей. Це проявляється у ході й вищих амплітуд температур повітря, мінливому режимі опадів, місцевоциркуляційних характеристиках, локальних атмосферних явищах тощо. Окрім того, попередні та ці дослідження авторів указують на згладжування регіональних кліматичних змін через контрастність температурних умов та умов зволоження [1, 2, 3].

У міжгірних котловинах, міжгірних зниженнях і долинах помітніше проявляються депресійні впливи, на схилах – ефекти навітряного та підвітряного впливів, на широтно орієнтованих схилових поверхнях – ефекти експозиційного впливу. У вузьких пониженнях, долинах, улоговинах, ущелинах ефекти такого впливу менш помітні, але проявляються через низку метеорологічних показників і явищ та ландшафтних характеристик (температурні інверсії, амплітуди температур, гірсько-долинні вітри, менша кількість опадів, набір фацій, ґрунтово-рослинні відмінності схилів). На картах розподілу метеовеличин в Українських Карпатах депресійний розподіл чітко проявляється в межах Ясинської, Яремчанської котловин, Верховинського міжгірного пониження, у Путильському низькогір'ї, у Передкарпатті (Калуська улоговина, долина Пруту) [1]. Наслідком бар'єрно-депресійного впливу є чіткі відмінності у розподілі опадів у межах гірської території та суміжних з нею територій, що порушує властиву рівнинам просторово-часову структуру розподілу елементів клімату.

У гірських долинах Українських Карпат через термічні контрасти часто генерується локальна система вітрів. Локальні долинні вітри завжди спостерігаються при додатних значеннях радіаційного балансу, досягаючи максимального розвитку влітку при антициклонічних умовах, коли зростають градієнти температур і тиску. При від'ємних значеннях балансу завжди спостерігаються гірські вітри з більшими діапазонами швидкостей через значно інтенсивніший, ніж упродовж теплого періоду, гравітаційний стік.

Найрозвинутіша симетрична система місцевих вітрів виникає в глибоких прямих долинах з віссю, орієнтованою з півночі на південь або близько до такого напрямку (у Вододільно-Верховинських Карпатах, Путильському низькогір'ї). У долинах з іншою орієнтацією і

складною геометрією (згини або звуження) циркуляція може бути несиметричною і незамкнутою. Появі і розвитку локальної циркуляції сприяє літня малоохмарна антициклональна погода, яка у 31-33% випадків буває у передгір'ях і у 67% – у горах. При циклонічній погоді гірсько-долинні вітри можуть розвиватись у відкритих меридіонально розташованих долинах і не виникати в долинах котловинного типу. У Передкарпатті вплив гірсько-долинних долин може відчуватись на відстані 30-40 км від передових хребтів.

Ще однією важливою рисою гірсько-долинного клімату, пов'язаною з циркуляційною, є радіаційна інверсія. Тоді виникають менш ефективні, ніж катабатичні, слабкі потоки холодного повітря в умовах нічного радіаційного охолодження. За умов розвитку долинної інверсії зміни температури стійко стратифікованого повітря відповідають змінам висоти. Натомість, вище верхньої межі холодного повітря при інверсіях («озер холоду»), властиві вищі температури через тепліше повітря з вільної атмосфери. Вздовж долин на схилах на деяких висотах над цим рівнем формуються «пояси тепла» з особливим мікрокліматом, сприятливим для заселення цих рівнів. У Карпатах вони фіксуються осередками розселення на схилах Скибових Карпат, внутрішніх низькогірних районів, у чорногірських районах. Якщо температура охолодженого повітря досягає точки роси, то інверсійна смуга стає видимою внаслідок утворення радіаційних туманів.

Водночас, денне прогрівання долин при антициклональній погоді може призводити до різкого зменшення відносної вологості і навіть засушливих явищ. Відповідно, в меридіонально розташованих долинах дещо менша кількість днів з туманом, ніж у поперечних, які частіше бувають відкритими щодо насичених вологою південно-західних чи західних потоків повітря. Це виявлено на прикладі м. Яремче, де показники відносної вологості теплої періоду року нижчі від значень у подібних локаціях у Румунських Карпатах [2]. У цій долині також визначена кількадесятилітня тенденція до зниження цього показника, як і полуденних швидкостей вітру.

Загалом, проведений аналіз свідчить про виразність клімату гірських долин Українських Карпат через накладання умов складно побудованої поверхні та пов'язаної із нею вертикальної стратифікації приземної атмосфери, регіональних циркуляційних потоків та місцевих гірсько-долинних вітрів. Виявлені особливості не лише визначають гірсько-долинний клімат як класифікаційну одиницю, але завдяки різній геометрії на тлі регіональних кліматичних чинників індивідуальні місцеві клімати, що можуть детермінувати окремі фізико-географічні райони та їхню комфортність для людини.

Література

1. **Моргоч О.В.** Сутнісні аспекти вивчення кліматичних властивостей гірських ландшафтів / О. В. Моргоч // Науковий вісник ЧНУ: 36. наук, праць. – Вип. 120: Географія. - Чернівці, ЧНУ, 2001. – С. 17-25.
2. Холявчук Д. Комфортні риси клімату низькогірних долин (на прикладі м. Яремче) / **Д. Холявчук, О. Путьок** // Вісник Київського національного університету імені Тараса Шевченка. Серія Географія.–Київ, 2017. – Вип. 3(68) – С.52-56. doi: <http://doi.org/10.17721/1728-2721.2017.68.10>
3. **Kynal O., Kholiavchuk D. (2016).** Climate variability in the mountain river valleys of the Ukrainian Carpathians. Quatern Int 415: 154–163. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.12.053>

**КЛІМАТИЧНІ ТА АСТРОНОМІЧНІ ЧИННИКИ
РОЗВИТКУ ЗСУВІВ У ХМЕЛЬНИЦЬКОМУ: КОРЕЛЯЦІЙНИЙ АНАЛІЗ**

КОЛТУН О.

Львівський національний університет імені І.Франка

Як одні з найбільш небезпечних екзогенних процесів, зсуви заслуговують всебічного вивчення, у тому числі, за допомогою методів математичної статистики. Дане дослідження – результат визначення кореляції між зсувами на території міста Хмельницького та гіпотетичними чинниками їхнього виникнення і розвитку: одним з кліматичних (кількість опадів) і одним з астрономічних (кількість сонячних плям). Попередні результати щодо циклічності зсувів та її зв'язку з циклічністю опадів і плям були наведені раніше (Колтун, 2016). Розрахунки проводилися для трьох безперервних часових інтервалів (1974–2015, 1996–2015, 2008–2015 рр.) і трьох груп масивів щорічних даних: 1) кількості зсувів, 2) кількості опадів, 3) кількості сонячних плям. Кількість зсувів визначалася за даними Подільської комплексної геологічної і гідрогеологічної партії і власних польових спостережень. Хоча зсувних і зсувонебезпечних ділянок у Хмельницькому чимало, тут враховано лише зсуви з чітко вираженими тілами і стінками відриву. Серед зсувів виділено первинні і повторні. За уточненими даними, зсувів 19 (порівняно з 2016 р. додано ще два повторні – на вул. Купріна, 1978, і в Ружичній, 2013 р.). Дані Хмельницького обласного центру з гідрометеорології про річну кількість опадів подані для метеостанції Хмельницький. Під кількістю сонячних плям маємо на увазі середнє арифметичне значення щоденної загальної кількості сонячних плям упродовж усіх днів одного року. Джерело цих даних – онлайн-каталог сонячних плям Королівської обсерваторії Бельгії (SILSO World Data Center, Royal Observatory of Belgium).

Таблиця

**Коефіцієнт кореляції кількості зсувів у м. Хмельницькому
із кількістю опадів і сонячних плям (усі – щорічні)**

Параметри опадів і плям	Кількість зсувів								
	1974–2015 рр.			1996–2015 рр.			2008–2015 рр.		
	Усі 19	Вдру-ге, 5	Вперше, 14	Усі 11	Вдру-ге, 4	Вперше, 7	Усі 6	Вдру-ге, 3	Вперше, 3
Кількість опадів	0,03 ¹	-0,08	0,08	-0,08	-0,21	0,04	-0,31	-0,23	-0,30
№ року в циклі опадів	-0,18	-0,16	-0,16	-0,22	-0,28	-0,11	0,72	0,85	0,39
Ранг к-сті опадів (N=42)	0,08	-0,05	0,13	-0,04	-0,20	0,08	-0,28	-0,23	-0,25
- « - (N=20 або 8)	-	-	-	-0,04	-0,17	0,06	-0,26	-0,17	-0,28
Кількість плям	0,13	0,14	0,09	0,27	0,35	0,14	0,79	0,64	0,71
№ року в циклі плям	-0,20	-0,01	-0,25	-0,15	0,13	-0,30	0,72	0,85	0,39
Ранг к-сті плям (N=42)	0,18	0,20	0,12	0,33	0,37	0,20	0,77	0,63	0,68
- « - (N=20 або 8)	-	-	-	0,35	0,39	0,22	0,79	0,62	0,73
Фаза	0,39	0,24	0,37	0,43	0,15	0,50	-0,11	-0,49	0,29
№ року у фазі + фаза	0,48 ²	0,42	0,39	0,59	0,44	0,52	0,53	0,19	0,71

Примітки. 1. Біла заливка комірок указує на статистично не значиму чи дуже слабку кореляцію, 0–0,31 за модулем (коефіцієнт детермінації менший 10%), світло-сіра – на слабку кореляцію, 0,32–0,49 за модулем (10–24%), сіра – на помірну кореляцію, 0,50–0,70 за модулем (25–49%), темно-сіра – на сильну кореляцію, 0,71 і більше за модулем (50% і більше). 2. Жирним шрифтом виділені максимальні значення коефіцієнтів кореляції в кожному масиві зсувів.

Для оцінки тісноти зв'язку вжито коефіцієнт кореляції Пірсона, r . Тоді як для оцінки причинно-наслідкових зв'язків – коефіцієнт детермінації, $d=r^2$, соті прирівнюються до відсотків (коли $r=0,5$, $d=0,25$ або 25%). Також використане ранжування кількості опадів і плям в усіх часових інтервалах. Розрахунки зроблені за допомогою функцій у програмі Excel. Окрім кількості опадів та плям, використано їхні номери в циклах (для опадів – від 1 до 34, де 1 – максимуми 1974 і 2008 рр.; для плям – від 1 до 10–12, залежно від циклу, де 1 – таке значен-

ня, коли два сусідні більші), ранги в кожному часовому інтервалі, фази (2 – для будь-якого року у фазі зростання, 1 – для будь-якого року у фазі спадання сонячної активності) і комбінацію номер року у фазі + фаза (на зростанні – від 1 на початку циклу до 4–7 на максимумі, на спаданні – від -1 у перший рік після максимуму до -6...-7 в останній рік циклу).

Як видно з таблиці, у 1974–2015 рр. на увагу заслуговує лише слабка кореляція між зсувами і двома показниками: фазою плям і комбінацією фази та номером року у фазі. Максимальний коефіцієнт детермінації – 23% – для усіх зсувів і комбінації номер року у фазі + фаза. Коефіцієнт кореляції між річною кількістю опадів і сонячних плям у 1974–2015 рр. становить -0,09, а коефіцієнт детермінації менший 1%, тому для вказаного інтервалу часу опадів на метеостанції м. Хмельницький і кількість сонячних плям виявилися незалежними параметрами.

Коефіцієнт кореляції між річною кількістю опадів і сонячних плям у 1996–2015 рр. становить -0,39, коефіцієнт детермінації 15%. Таким чином, хоча це значно більше від значень для попереднього інтервалу, та все ж кореляція слабка. Результати 1996–2015 рр. демонструють зростання значень за модулем майже усіх коефіцієнтів кореляції, проте кореляція зсувів і опадів не виходить на межі незначимої чи дуже слабкої, тоді як із 18 коефіцієнтів кореляції з плямами сім говорять про слабку кореляцію і три – про помірну. Максимальний коефіцієнт детермінації – знову між усіма зсувами і комбінацією номер року у фазі + фаза: цього разу вже 35%, тобто понад третина зсувів за цей двадцятирічний період спричинена зростанням кількості сонячних плям.

Найбільші значення коефіцієнтів – для 2008–2015 рр. (2008 – це початок водночас і циклу опадів, і циклу плям): тут сильна кореляція зсувів і з опадами, і з плямами, а коефіцієнт детермінації між повторними зсувами та номером року і в циклі опадів, і в циклі плям досягає 72%. Це при тому, що коефіцієнт кореляції між кількістю опадів і кількістю плям трохи менший за модулем, ніж у попередній період – -0,37. Той факт, що зі зменшенням часового інтервалу, для якого оцінюються коефіцієнти кореляції, ці коефіцієнти зростають до рівня помірних і сильних, заслуговує окремого дослідження.

ВАЖЛИВИЙ НАПРЯМОК БЕЛІГЕРАТИВНОЇ ГЕОМОРФОЛОГІЇ

КОМЛЄВ О.О.

Київський національний університет імені Тараса Шевченка

Внаслідок незаконної анексії Криму сусідньою державою, Україна зазнала критичних втрат свого науково-дослідницького потенціалу в сфері морських досліджень. В Росію перейшли наші основні наукові установи і виші, що досліджували моря, разом з їх інфраструктурою (лабораторіями, станціями, науково-дослідними суднами тощо), унікальні бази даних багаторічних морських досліджень Чорного і Азовського морів, інших акваторій Світового океану. З огляду на це, нині в Україні починається системна робота над відновленням власної морської науки.

За часів СРСР, у 80-90 роках 20 ст., в Київському національному університеті імені Тараса Шевченка, на географічному факультеті, спільно кафедрами геоморфології та палеогеографії (Ю. О. Кошик, О. О. Комлєв) і метеорології та кліматології (П. І. Кобзистий), проводились спеціальні геоморфолого-геофізичні дослідження оборонного значення на ділянці берегової зони Південно-Східного берегу Криму (між містами Судак і Феодосія), яка була обрана як полігон, завдяки розвинутій тут необхідній інфраструктурі. Конкретний їх зміст становила проблема так званих «оманливих» цілей, які, зокрема, виникають як «ангел-ехо» (АЕ) відбитого радіосигналу від візуально невидимих об'єктів, що періодично виникають над акваторіями. В стратегічному відношенні це повинно було сприяти більш ефективному використанню радіолокаційних систем (РЛС) оборонного призначення в зонах морських узбереж

при охороні державного кордону країни. Ці дослідження отримали досить високу оцінку експертів відомства. Вони були визнані вельми результативними і необхідними для їх проведення у береговій зоні території колишнього СРСР. Однак, після зникнення СРСР, ця надзвичайно важлива тематика була призупинена. Нинішня ситуація, необхідність захисту південного морського кордону дає вагомі підстави для відновлення даної тематики.

Проведені нами роботи отримали важливі практичні результати в значній мірі завдяки тому, що були враховані фундаментальні властивості природного географічного середовища. Теоретико-методологічну основу їх становила концепція «географічної оболонки» і розуміння її системної просторово-часової організації, що розкриваються через такі її важливі закономірності як цілісність, колообіги, зональність, ритмічність тощо. Саме такий географічний підхід дозволив використати гіпотезу про «дзеркальне» відображення в геофізичних полях (термічному, баричному ін.) нижніх приземних і приводних шарів тропосфери в зонах морських узбереж, де активніше відбуваються масо-енергетичні обміни через фазові перетворення, процеси дифузії, турбулентного перемішування, конвекції, інші фізичні процеси, морфологічної структури земної поверхні («рельєфу»).

Стаціонарними і експедиційними роботами в межах полігону були встановлені просторово-часові особливості часу, місця, висоти, частоти повторюваності АЕ, встановлений їх зв'язок з розвинутою тут бризовою циркуляцією. Враховуючи це, проведений аналіз морфологічної структури, відібрані морфологічні і морфометричні характеристики земної поверхні на ділянці-полігоні, які могли найбільше впливати на АЕ. В результаті була встановлена вирішальна роль у формуванні траєкторій бризових потоків з суші на море порядку чергування морфологічних елементів, а також від'ємних долиноподібних форм рельєфу. Були встановлені і показники рельєфу, що найбільше впливають на погодні умови і утворення АЕ. Це: 1) площі окремих водозбірних басейнів; 2) загальна довжина в них всіх долин, долин різних порядків, кількість порядкуутворюючих точок в басейнах; 3) горизонтальне розчленування в басейнах; 4) вертикальне розчленування в басейнах; 5) нахили поверхонь і характер схилів в басейнах; 6) розподіли експозиції схилів; 7) морфологічні типи поперечних профілів долин і характер їх днища; 8) ступінь ізольованості басейнів.

Розвиток морської науки в Україні не може бути відірваний від охорони морських кордонів України. Від геоморфології вимагатиметься створення детальних моделей рельєфу реальної фізичної (не топографічної) земної поверхні берегових зон морських узбереж та визначення їх впливу на фізичні атмосферні процеси, які здатні створювати так звані «оманливі цілі» при використанні радіолокаційних систем озброєння та військової техніки, що викликає значні проблеми.

На наш погляд, розглянутий напрямок досліджень «рельєфу» можна вважати новим важливим напрямком бelligеративної геоморфології.

Література

1. *Кобзистий П.І., Комлев О.О., Кошик Ю.О.* Про вплив факторів атмосферної циркуляції, рельєфу земної поверхні і геологічної структури на утворення аномальних метеорологічних явищ у зонах морських узбереж // Вісник Київського університету імені Тараса Шевченка. Географія.- 1995.- вип. 41.
2. *Кобзистий П.И., Комлев А.А.* Рельеф побережий и аномальные метеорологические явления (результаты исследований и перспективы) / Исследование береговой зоны морей. Научное издание.- Карбон ЛТД.- К.: 2001. – С. 230-235.
3. *Комлев О.О.* Вплив рельєфу на гідрометеорологічні явища в зонах морських узбереж. Тези доповідей Першого Всеукраїнського гідрометеорологічного з'їзду з міжнародною участю. Одеса.- ТЕС.- 2017.- С. 302-303.
4. *Комлев О.О.* Роль географічного аналізу при вирішенні завдань цивільного і оборонного значення у зонах морських узбереж . Мат-ли міжн. наук.-практ. конф. «Регіональні проблеми України: географічний аналіз та пошук шляхів вирішення». Херсон. – С. 151-155.

СУЧАСНІ ТЕРМІЧНІ ПОКАЗНИКИ МЕЗОКЛІМАТУ ПІВНІЧНО-СХІДНОГО РЕГІОНУ УКРАЇНИ

КОРНУС А. О.

Сумський державний педагогічний університет імені А.С.Макаренка

За останній період спостерігається поступова перебудова усієї кліматичної системи, яка супроводжується підвищенням температури повітря. Для визначення сучасних термічних показників мезоклімату Північно-Східного регіону України були використані дані з метеостанцій Семенівка, Чернігів, Ніжин (Чернігівська область), Дружба, Конотоп, Суми (Сумська область), Лубни, Полтава (Полтавська область), Харків та Лозова (Харківська область), отримані протягом 2005-2017 рр. Їх рівномірне розміщення по території дослідження забезпечує репрезентативність отриманих кліматичних показників.

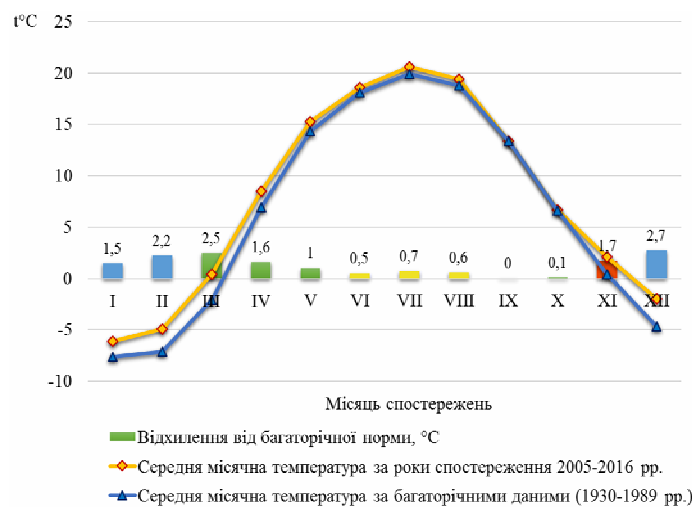


Рис. 1. Річний хід температури повітря на метеостанції Семенівка

Розглянемо дану тенденцію на прикладі метеостанції Семенівка. При порівнянні річного ходу температур сучасного періоду із багаторічною нормою (рис. 1), виявлено, що зростання середньорічних показників на метеостанції Семенівка відбувається в основному за рахунок зимового сезону. Найбільше відхилення від багаторічної норми спостерігається у грудні і становить 2,7°C. Найменше підвищення термічного фону зафіксоване у жовтні і становить лише 0,1°C. Відповідність сучасних показників температури повітря багаторічній нормі спостерігаємо у вересні, коли показник середньомісячної температури повітря становить +14°C. Відхилення показника середньорічної температури повітря від багаторічної норми становить 1,2°C.

Подібна картина спостерігається й на інших метеостанціях, з невеликими відмінностями місячних і сезонних термічних показників (метеостанції Харків, Лубни і Лозова). Для названих метеостанцій максимальне перевищення показників температури повітря понад багаторічну норму характерне не для зимового, а для весняного сезону.

На метеостанції Харків встановлено найбільше для території дослідження перевищення середньої річної температури повітря понад багаторічну норму – аж на 2°C. Найсильніше зросли температури весняних місяців (рис. 2), особливо у березні, – на 3,5°C. Найменше потеплішав жовтень, – лише на 0,9°C. Середня річна температура повітря за сучасний період спостереження по метеостанції Харків становить +9,1°C.

Середньомісячні температури липня за 2005-2017 рр. становили від +20,0°C на півночі (Дружба, Семенівка) до +22,5°C на півдні регіону (Харків, Лозова). Найнижча температура повітря характерна для січня місяця і змінюється від -4,6°C на північному-заході (Чернігів) до мінімального значення -6,9°C на сході (Суми).

Встановлено, що середньорічні температури повітря в цілому на території дослідження у порівнянні із багаторічною нормою підвищилися на 1°C (від +6,5°C до +7,5°C) на північному-сході; на північному-заході і у центральній частині регіону перевищення становить до 1,5° (від +7°C до +8...+8,5°C), а на південному-сході території – до +2°C. Найбільший приріст температури спостерігається на південному-сході території, а саме на метеостанціях Харків, Лозова і Полтава, де середні річні температури повітря до +9,1...+9,2°C.

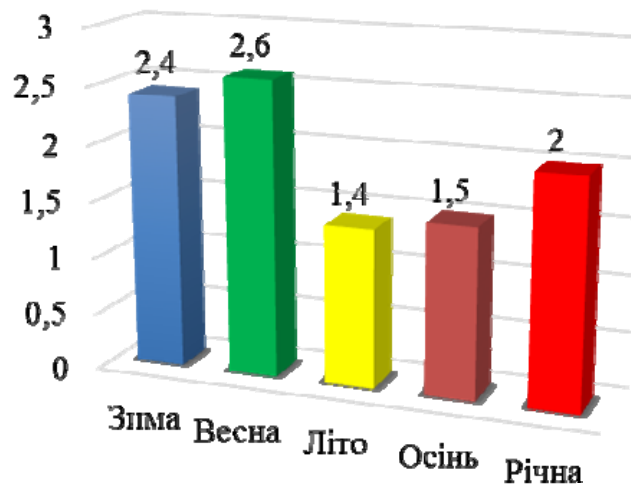


Рис. 2. Зростання температури повітря (2005-2017 рр.) за сезонами року порівняно з багаторічною нормою на метеостанції Харків, °C

За осередненими показниками метеостанцій Північно-Східного регіону України найбільше потепління характерне для зимового періоду і досягає в середньому 2,5°C понад багаторічну норму. Дещо менше перевищення середньомісячних температур характерне для весняного періоду. У літній період, пересічне значення приросту температур сягає 0,6°C. Найменше відхилення середньомісячних температур повітря характерне для місяців осіннього сезону, особливо для вересня, середньомісячні температури якого взагалі перебували в межах кліматичної норми.

ТЕМПЕРАТУРНІ СПАЛАХИ В СУЧАСНОМУ КЛІМАТІ МІСТА ЧЕРНІВЦІ

ОЛІЙНИК Р.В., ШЕВЧЕНКО О.Г.

Київський національний університет імені Тараса Шевченка

Для ідентифікації температурних спалахів за трьома критеріями – порогові значення, інтенсивність та тривалість події використовуються температурні пороги, які побудовані на основі часових рядів щоденних екстремальних температур [1-2]. Таким чином, подібна кліматична індексация дозволяє провести аналіз тривалості і частоти температурних спалахів за допомогою єдиної метрики. Використовувався індекс температурного режиму [2], що визначає магнітуду індексу хвилі тепла/холоду (HWMІ/CWMI) та дозволяє в сучасному кліматі порівняти температурні аномалії з тими, що спостерігалися в референтний період. В даному

дослідженні температурний поріг встановлювався на основі методу-SMA, як 90-й процентиль щоденних максимумів, що орієнтований на 31-денне вікно[3], для референтного періоду 1981-2010рр. В нашому випадку, температурну аномалію визначали як подію аналогічну Європейській хвилі тепла 2003 року, як екстремальну подію, що триває не менше 6 днів поспіль. При цьому 3-х денні спалахи розглядалися як хвилі підкачки хвиль тепла. Обчислення індексу HWMІ для конкретного року є багатоетапним процесом, який детально описаний [2].



Необхідно відмітити, якщо виділена в часі та просторі хвиля мала тривалість не кратну трьом, то залучалися відповідно одна чи дві доби для яких температура нижча порогової відповідно до запропонованого алгоритму групування хвилі. Такий підхід дозволив зібрати достатній інформаційний масив для проведення параметричного статистичного дослідження та встановити яка магнітуда хвилі тепла, виходячи з отриманої емпіричної функції кумулятивного розподілу невиправленої величини хвилі підкачки, що являє собою суму трьох щоденних максимальних температур. В результаті проведеного дослідження було встановлено, що протягом референтного періоду 1981-2010 рр. в м. Чернівці у досліджуваному вікні – календарне літо, ідентифіковано 13 хвиль тепла (див. рис.). Якщо, виходити зі шкали інтенсивності прояву даної події, хвилі, магнітуда індексу яких <1 не беруться до уваги. Більшість хвиль тепла проявили себе на нормальному рівні інтенсивності ($1 < \text{HWMІ} < 2$), лише двічі, хвилі тепла досягали помірного рівня ($2 < \text{HWMІ} < 3$). Сучасний період (2011-2017рр.) характеризується суттєвим зростанням кількості хвиль тепла та інтенсивності їх прояву. Так, у 2015 році спостерігалася потужна хвиля, що перевищила серйозний рівень ($\text{HWMІ} = 3,94$).

На даний момент зберігається певна тенденція, щодо зростання температурних аномалій, які почали проявлятися в останнє десятиріччя референтного періоду, а саме 2001-2010рр. Тобто в найближчі роки, можуть очікуватися навіть екстремальні хвилі ($\text{HWMІ} > 5$) на фоні слабких хвиль тепла. При цьому, звісно, не має ні яких ґрунтовних підстав стверджувати, що даному рідкісному явищу властива довготермінова періодичність. Саме поняття хвиль тепла/холоду передбачає, що це процеси просторово-часового масштабу, тому перспективними, на нашу думку, виявляться дослідження на сітках як регіонального так і континентального масштабу. Результати подібних досліджень нададуть інформацію, необхідну для прогнозування прояву екстремальних температурних режимів на всій території України.

Література

1. *Alexander, L. V., and Coauthors, 2006*: Global observed changes in daily climate extremes of temperature and precipitation. *J. Geophys. Res.*, 111, D05109, doi:10.1029/2005JD006290
2. *Russo, S., A. Dosio, R. G. Graversen, J. Sillmann, H. Carrao, M. B. Dunbar, A. Singleton, P. Montagna, P. Barbola, and J. V. Vogt (2014)*, Magnitude of extreme heat waves in present climate and their projection in a warming world, *J. Geophys. Res. Atmos.*, 119, 12,500–12,512, doi:10.1002/2014JD022098.
3. *Perkins, S. E., and L. V. Alexander (2012)*, On the measurement of heat waves, *J. Clim.*, 26, 4500–4517

ОЦІНКА ТОЧНОСТІ МОДЕЛЮВАННЯ ХАРАКТЕРИСТИК ВІТРУ У РІЗНИХ ЛАНДШАФТНИХ ЗОНАХ УКРАЇНИ

ОШУРОК Д.О.

Український гідрометеорологічний інститут

На сьогоднішній день в світовій енергетиці відбувається поступовий перехід від використання викопного пального до залучення порівняно екологічно чистих відновлюваних джерел енергії. Стосовно останніх, одне із провідних місць за масштабами використання займає енергія вітру [1]. Однак ефективність її утилізації залежить від достовірності наданих оцінок щодо вітроенергетичних ресурсів конкретної території. Вітер характеризується значною просторово-часовою неоднорідністю, оскільки на його формування впливає велика кількість чинників. До них відносять характер синоптичних процесів (у першу чергу), рельєф місцевості, тип підстильної поверхні, час доби та сезон року. Враховуючи це, застосування звичайних методів просторової інтерполяції та екстраполяції часто є неефективним, особливо в гірській місцевості чи в районах де поєднується різні типи ландшафту.

В даному дослідженні використана мезомасштабна метеорологічна модель CALMET, що здійснює просторову інтерполяцію характеристик вітру на заданих висотах у вузлах регулярної сітки. Однак її особливістю є здатність враховувати у розрахунках тип термічної стратифікації атмосфери, а також ефекти спричинені неоднорідністю рельєфу та підстильної поверхні [1]. Дане прикладне метеорологічне забезпечення вже було використане в цілях розрахунку просторово-часового розподілу швидкості вітру, наприклад у [2, 3], однак питання щодо достовірності отриманих оцінок залишається відкритим. Отже, метою цієї роботи є оцінка ефективності метеорологічної моделі CALMET при розрахунку поля швидкості і напрямку вітру у різних ландшафтних зонах України.

Розрахунки проводились у чотирьох областях України з різними фізико-географічними умовами – Київській, Закарпатській, Дніпропетровській областях та Кримському півострові (АР Крим). Вхідною інформацією для CALMET є дані про рельєф, тип підстильної поверхні та землекористування, дані метеорологічних спостережень на приземному рівні та різних висотах. В дослідженні використані строкові значення основних метеорологічних параметрів, виміряні на 73 наземних станціях у 2007 р. та дані реаналізу ERA-Interim на 16 вертикальних рівнях у якості метеорологічної інформації на висотах за цей же період. Ці набори даних мають часову дискретність 4 рази на добу та просторову роздільну здатність $0,25^{\circ} \times 0,25^{\circ}$.

З метою детального дослідження ефективності моделі у кожній області проведено 8 моделювань з різним набором значень контролюючих параметрів, так як їх значна частина відповідає за врахування орографічних особливостей обраної території. Також в CALMET передбачена можливість задання вагових коефіцієнтів на кожному вертикальному рівні для того, щоб обмежити вплив (вагу) або даних наземних станцій або даних аерологічних зондувань. Усі розрахунки виконані із просторовим кроком 2.5 км, а параметри області моделювання підібрані таким чином, що одна з розрахункових точок співпадає із положенням станції, обраної для верифікації результатів. Крім того, у кожній області розрахункові вертикальні рівні підібрані під висоти вимірювань на відповідних аерологічних станціях (по одній на область).

В результаті розрахунків отримані поля U (зональної) і V (меридіональної) компонент вітру з 1-годинним часовим інтервалом упродовж 1 року. Верифікація отриманих результатів на приземному рівні (10 м) та вище проводилась на основі розрахунку декількох статистичних похибок та індексів (систематична похибка, середнє абсолютне відхилення, середнє квадратичне відхилення, коефіцієнт кореляції Пірсона, фактор 2-х/5-ти та індекс узгодженості). Швидкість вітру та її компоненти на рівні 10 м порівнювались із даними вимірювань на станціях Київ, Плай, Кривий Ріг та Алушта протягом цілого року. Верифікація результатів у вертикальному профілі здійснювалась на основі даних за 4 місяці (січень, квітень, липень, жовтень), отриманих на станціях Київ, Ужгород, Кривий Ріг та Сімферополь відповідно.

На приземному рівні характеристики вітру змодельовані точніше на двох рівнинних станціях (Київ та Кривий Ріг). Водночас результати отримані на ст. Алушта є кращими, ніж на ст. Плай, що ймовірно пов'язано з доволі розвинутою мережею метеорологічних станцій на півдні Криму та, відповідно, більшою кількістю даних. Виявлено, що у Києві та Алушті моделювання із залученням лише інформації з наземних станції найкраще відповідають реальному розподілу, а у Кривому Розі та ст. Плай більш виправданим є використання лише даних реаналізу. Загалом отримані оцінки точності моделі є прийнятними окрім тих, що стосуються ст. Плай. Слід відмітити, що відтворення поля вітру у гірській місцевості є надзвичайно важкою задачею. Середнє квадратичне відхилення швидкості вітру за результатами найбільш точних моделювань у Києві дорівнює 1.46, у Кривому Розі 2.24, в Алушті 2.1, а на ст. Плай 6.39. Різниця між моделюваннями на вищих рівнях (більше 10 м) є набагато меншою. Тим не менше, профілі швидкості вітру були найкраще відтворені на ст. Київ та Сімферополь.

Отже, за результатами розрахунків основних статистичних індексів виявлені найбільш оптимальні набори значень основних контролюючих параметрів CALMET у кожній з чотирьох досліджуваних областей. Загалом обрана модель розрахунку поля вітру є доволі ефективною на рівнинній території, проте її точність залежить від просторової щільності наявних даних вимірювань, особливо в умовах складного ландшафту.

Література

1. *J.S. Scire, F.R. Robe, M.E. Fernau, R.J. Yamartino.* A User's Guide for the CALMET Meteorological Model (Version 5) – Earth Tech, Inc. – 2000.
2. Вітрові ресурси Тернопільської області / *В.І. Осадчий, О.Я. Скриник, Д.О. Ошурок, О.А. Скриник* // Геоінформатика. – 2017. – № 4, С. 50-61.
3. *Giaiotti D.* The Chernobyl nuclear accident Cs-137 cumulative depositions simulated by means of the CALMET/CALPUFF modelling system / D. Giaiotti, D. Oshurok, O. Skrynyk // Atmospheric Pollution Research. – 2018. – Vol. 9, p. 502-512.

РЕЛЬЄФ ЯК ЧИННИК ДИФЕРЕНЦІАЦІЇ РАДІАЦІЙНОГО ЗАБРУДНЕННЯ КАРСТОВИХ ЛАНДШАФТІВ

ПРОСКУРНЯК М.М.

Чернівецький національний університет імені Юрія Федьковича

Радіоактивне забруднення території України після аварії на Чорнобильській АЕС характерне і для нашого регіону – Прут-Дністерського межиріччя Чернівецької області (с. Киселів). Збереження тут високого ступеня забрудненості техногенними радіонуклідами (фонова потужність експозиційної дози на десятому році після аварії становила 30 - 40 мкР/год, на тридцятому – 25 - 30 мкР/год) обумовлене карсто-ландшафтною специфікою території.

Полігоном дослідження є ерозійно-карстова місцевість - пліоценова плоско-западинна рівнина, складена лесоподібними суглинками (0 - 5 м) на тортонських гіпсах і вапняках з чо-

рнотемами глибокими малогумусними карбонатними під ріллею. За генезисом і ступінню закарстованості (кількість карстових лійок перевищує 50 шт/км²) ми відносимо її до інтенсивно закарстованого типу. Флювіальний поверхневий стік тут практично відсутній. Він розбивається численними карстовими западинами і лише частково має місце в сухих долинах. Тому ландшафтно-геохімічні умови (висока гумусність, концентрація Са і важкий механічний склад ґрунтів) в цілому елювіальної геосистеми, сприяють формуванню тут площинних механічних і сорбційних бар'єрів з акумуляцією на них Sr-90 і Cs-137.

Диференціацію радіаційного забруднення території здійснюють карстогенні форми рельєфу (лійки, улоговини, суходоли і пов'язані з ними підземні порожнини). Всі вони, в тій чи іншій мірі, виступають природними перерозподільвачами радіонуклідів у забруднених карстових ландшафтах. За характером функціонування та його наслідками їх слід розділити на дві категорії: відвідні та акумулюючі.

Перші мають безпосередній зв'язок через понори з підземними порожнинами і відводять радіонукліди за межі карстових ландшафтів. Їх схилі фації відзначаються значною міграційною здатністю завдяки площинному змиву. Підтвердженням цьому є величина експозиційної дози (10 - 15 мкР/год), яка в напрямку до понора спадає в два і більше раз порівняно з фоновою (30 мкР/год) фацією.

Другі (карстові лійки із закольматованим днищем і замкнуті улоговини) теж очищують ландшафт в межах свого водозбору, але в їх днищах з чорноземно-лучними і лучно-болотними карбонатними намитими важкосуглинковими ґрунтами формуються механічні, сорбційні та сорбційно-глейові ландшафтно-геохімічні бар'єри. На них накопичуються радіонукліди в два і більше раз від фонових показників. Наприклад, при потужності експозиційної дози фонові фації (плоска поверхня з чорноземами глибокими важкосуглинковими під ріллею) в 30 мкР/год, на прибровочній фації (пологий випуклий схил з чорноземами глибокими слабо змитими) карстової лійки фіксуються найнижчі показники забруднення (20 - 25 мкР/год). На приднищевих фаціях (пологі ввігнуті схили з чорноземами глибокими намитими) спостерігається підвищення рівня радіації до 30 - 40 мкР/год. В плоскому днищі з чорноземами глибокими оглеєними - 50 - 60 мкР/год.

Висновки. На закарстованих територіях карстовий рельєф виступає провідним природним чинником диференціації ландшафтогенезу – визначає особливості функціонування та будову усіх компонентів і комплексів ландшафту, а також їх екостан. Карстові ландшафти, порівняно з навколишніми некарстовими, відзначаються підвищеною техногенно-радіоактивною забрудненістю. Карстогенні форми рельєфу разом з долинно-балковими системами є основними природними перерозподільвачами радіонуклідів. Незважаючи на спливання періоду піврозпаду Cs – 137 (тридцять років, 1986-2016 рр.), динаміка самоочищення карстових ландшафтів від радіаційного забруднення відзначається інерційністю та уповільненістю, що спонукає до подальшого моніторингу та досліджень.

ОЦІНЮВАННЯ КЛІМАТУ НПП “СИНЕВИР” ЗА МОДЕЛЛЮ ТУРИСТИЧНОГО ІНДЕКСУ КЛІМАТИЧНОГО КОМФОРТУ

РОМАНІВ А.С.¹, РОМАНІВ О.Я.²

¹Національний університет водного господарства та природокористування

²Житомирський державний технологічний університет

У світовій науці й практиці накопичено значний досвід оцінювання клімату як туристичного ресурсу на основі розроблених моделей різних типів. Особливо це є актуальним для дестинацій у гірських умовах, які чутливі до кліматичних змін, де тривалість туристичного сезону нестійка та дуже залежить від погодних умов. А надто, якщо такі території вико-

нують окрім рекреаційно-туристичної водночас ще низку інших функцій (природоохоронних, господарських, соціальних та ін.), як це і є у Національному природному парку “Синевир”, що розташований у Закарпатській області та більшість території якого займають гірські масиви Внутрішніх Горган. Тому саме тут моделювання сучасних змін туристичних кліматичних ресурсів — одне з актуальних завдань.

У своїх дослідженнях ми скористалися моделлю “туристичного індексу кліматичного комфорту” (tourism climate comfort index - *TCCI*) [1]. *TCCI* вимірюється у балах: менше 0 і понад 40 — дискомфортні та несприятливі умови; 0-20 та 30-40 — субкомфортні та частково сприятливі умови; 20-30 — комфортні та сприятливі умови. Перевагами цієї моделі є доступність інформації, необхідної для визначення індексу, а також прикладний характер інтерпретації отриманих результатів. Формула для обчислення:

$$TCCI = Tm + 0,5ATm + 0,1(Sm - Um) - nrd, (1)$$

де *Tm* - середня місячна температура повітря (° C), *ATm* - місячна амплітуда температури повітря (° C), *Sm* - місячна інсоляція, або тривалість сонячного саява (годин), *Um* - середня місячна вологість повітря (%), *nrd* - кількість днів з опадами у місяць.

Проаналізуємо результати визначення *TCCI* за даними 2008-2017 рр.:

- більшу частину року (з січня по квітень та з жовтня по грудень) у парку переважають субкомфортні та частково сприятливі для розвитку туризму умови, що придатні для екскурсійної діяльності (рис. 1);

- упродовж п'яти місяців (з травня по вересень) формуються сприятливі та комфортні умови, з них у липні та серпні — дуже сприятливі умови для всіх видів туристичної активності, окрім зимових видів рекреації;

- у динаміці індекс *TCCI* покращується, що сприяє розширенню спектру видів туристичної діяльності, які можуть реалізовуватися у парку;

- зменшується тривалість придатного періоду для зимових видів рекреації.

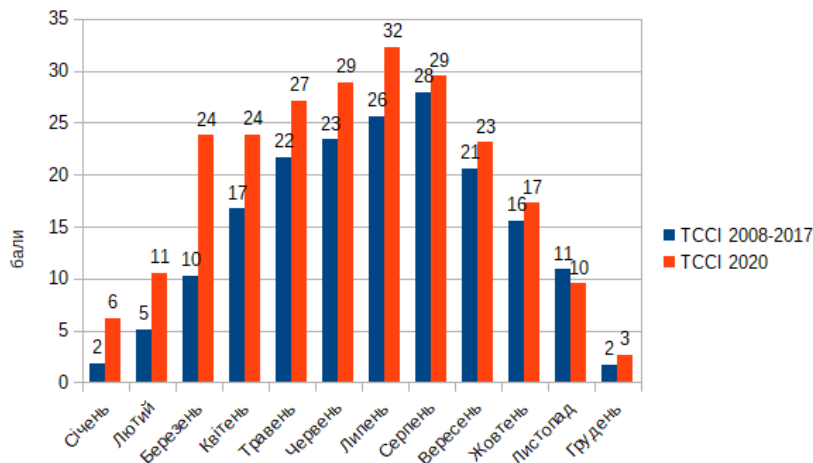


Рис. Туристичний індекс кліматичного комфорту (*TCCI*) для НПП “Синевир” за даними метеостанції Міжгір’я

Додамо, що показники *TCCI* характеризуються значною мінливістю по роках у розрізі місяців. Так, за обчисленими коефіцієнтами варіації встановлено, що мінливість туристичного індексу кліматичного комфорту *TCCI* є значною у зимові місяці та у березні (коефіцієнт варіації *TCCI* понад 80%), середньою упродовж осені та у квітні (коефіцієнт варіації *TCCI* 20-30%). Найбільш стабільними є умови кліматичного комфорту у літні місяці (коефіцієнт

варіації *TCCI* близький до 15%). А найнижча мінливість у серпні (коефіцієнт варіації *TCCI* менший 10%). Це слід врахувати при прогнозуванні туристичного індексу кліматичного комфорту та використанні результатів дослідження у стратегічному плануванні розвитку туризму.

Зміну клімату НПП “Синеvir” слід розглядати як виклик у сфері туристичної діяльності. Такі зміни є неоднозначними, оскільки водночас спричиняють як позитивні зрушення (поява передумов для розширення спектру видів туристичної діяльності), так і негативні (зокрема, скорочення сприятливого сезону для зимової рекреації).

Результати оцінювання за інтегральним кліматичним індексом дозволяють задовольнити потреби як туристичного бізнесу, так і потенційних туристів імовірнісною інформацією про кліматичні умови туристичної дестинації. А це не тільки покращить інформаційне забезпечення туристичної сфери на етапах стратегічного планування, а й сприятиме вдосконаленню вибору споживачами туристичних продуктів.

Отримані результати свідчать про те, що трансформація клімату є незаперечним фактом для НПП “Синеvir”, а це визначає необхідність подальших комплексних наукових досліджень зміни погодно-кліматичних умов та їхнього впливу на туристично-рекреаційну діяльність й інші складові життєдіяльності населення довколишніх територій.

Література

1. *Andelković, G., Pavlović, S., Đurđić, S., Belij, M., Stojković, S. 2016. ‘Tourism Climate Comfort Index (TCCI). An attempt to evaluate the climate comfort for tourism purposes: The example of Serbia’, Global NEST Journal. Vol 18. No 3. 2016. pp. 482-493. URL: http://journal.gnest.org/sites/default/files/Submissions/gnest_01798/gnest_01798_published.pdf*

ЛАВИННИЙ РЕЖИМ ЛАНДШАФТІВ УКРАЇНСЬКИХ КАРПАТ

ТИХАНОВИЧ Є., БЛАНЮК В., ІВАНОВ Є., МАТВІЇВ В.

Львівський національний університет імені Івана Франка

Українські Карпати належать до гірських систем з субтропічно-помірним типом, атлантичним підтипом лавинного режиму. Цей поділ обґрунтовано на основі аналізу кліматичних особливостей гірських системі переважаючих метеорологічних явищ. Для цих територій характерний активний циклональний переніс вологих повітряних мас середніх широт та надходження холодного і сухого повітря, яке змінює повітряні маси [3]. Тут переважають лавини спровоковані сильними снігопадами і хуртовинами (60 % від їх загальної кількості), чимало лавин сходять під час відлиг і весняного сніготанення (30 %) [4]. Серед критичних умов для сходження лавин важливу роль відіграє інтенсивність снігопадів, яка зменшується від відносно теплих низькогірних територій до високогір'я. У висотних поясах із середньомісячною температурою січня -15–20 °С критична інтенсивність опадів знижується до 5 мм/добу [2,5].

Оскільки у напрямі від Атлантичного до Тихого океану внутрішньорічний розподіл опадів змінюється, їхня головна кількість зміщується із зими на часовий період літа. Відповідно змінюється і розподіл періодів лавинної активності. Зокрема, у Карпатах вченими [2] чітко визначено зимовий пік повторюваності сходження лавин, а на Тянь-Шані – два піки, які у часі зміщені із середини зими до перехідних сезонів [2,5].

Провідним чинником проходження лавинної ситуації атлантичного підтипу лавинного режиму є інтенсивні снігопади, які нерідко супроводжуються хуртовинами. Кількість днів з лавинами може сягати 50-ти. У західних районах атлантичного підтипу лавинного режиму (сюди належать і Українські Карпати), як зазначали, вирізняють один пік часової повторюваності лавин, що триває з грудня до березня [4].

Загалом, Українські Карпати відносять до територій із зимово-весняним режимом сходження лавин [5]. Проте такетвердженнямає місце при вивченні лавинного режиму значних за площею територій. Для деталізації інформації стосовно лавинного режиму ландшафтів Українських Карпат ми провели комплексний аналіз вивчення природних умов протікання сніголавинної ситуації. Проте окрім кліматичних показників, на основі яких виділено типи та підтипи лавинного режиму для різних гірських систем, ми вивчили генезис лавин та провели детальний часовий аналіз їх сходження.

Згідно з проведеним комплексним аналізом умов формування лавинної ситуації і сходження лавин для ландшафтів Українських Карпат, виокремлено два часових проміжки, які відповідають зимовому та зимово-весняному режиму лавинопроявів. Перехідний період з одного режиму на інший відбувається близько 15–20 лютого, для північно-східних оркліматичних секторів можливе запізнення до п'яти–семи днів. Особливості виокремлення двох часових періодів з різним лавинним режимом обґрунтовано на таких провідних чинниках:

1. Зимовий лавинний режим характеризує переважання сингенетичних лавин снігопадів і хуртовин, водночас зрідка спостерігають епігенетичні лавини інсоляційного походження. Для зимово-весняного лавинного режиму виявлено значне переважання епігенетичних адвективних лавин, подекуди сходять хуртовинні.

2. Характерним для зимово-весняного лавинного режиму є збільшення амплітуди коливання середньодобових температур (до 10 °С впродовж кількох днів) та зростання різниці між середньоденними і середньонічними температурами повітря від 1–3 °С до 2–5 °С в межах доби. Відповідно до цього, збільшується кількість періодів температурної стабілізації та дестабілізації снігового покриву.

3. Особливості режиму випадання опадів змінюються з максимальних значень понад 35 мм/добу для зимового режиму на можливі 10 мм/добу для зимово-весняного із можливістю поєднання у межах доби твердих і рідких опадів. Унаслідок цього відбувається поступове стабільне зменшення потужності снігового покриву до 3 см протягом доби у зв'язку з практичною відсутністю приросту снігу. Сніговий покрив у період зимово-весняного режиму зазнає сильної перекристалізації. Основну товщу займає крупнозернистий сніг який переважно відносять до таких типів, як великі округлі частинки (*RGlr*), тверді багатогранні частинки (*FCso*) та багатогранні частинки близькі до поверхні (*FCsf*). Зрідка фіксують середньозернистий та дрібнозернистий сніг, температура якого коливається для поверхні снігового покриву в межах -5 – +1 °С.

Література

1. *Аккуратов В. Н.* Понятие о лавинном режиме / В. Н. Аккуратов // – Всесоюзное совещание по изучению процесса формирования и схода лавин : тезисы доклада. – Ташкент, 1963. – С. 2.
2. География лавин / [под ред. *С.М. Мягкова, Л.А. Канаева*]. – М.: Изд-во МГУ, 1992. – 322с.
3. *Грищенко В.Ф.* Режим снежных лавин в Украинских Карпатах / В. Ф. Грищенко // Тр. УкрНИИ. – 1980. – Вып. 192. – С. 90–93.
4. *Лосев К. С.* Лавины СССР (распространение, районирование, возможности прогноза) / К. С. Лосев. – Ленинград, 1966. – 130с.
5. Распространение и режим лавин на территории СССР / [под ред. *А. В. Рунича*]. – Л.: Гидрометиздат, 1970.

**РЕЖИМ ОПАДІВ У ВОЛИНСЬКІЙ ОБЛАСТІ
У КОНТЕКСТІ ЙОГО ВПЛИВУ НА РОЗВИТОК КРЕЙДЯНОГО КАРСТУ**

ФЕДОНЮК М.А., ФЕДОНЮК В.В., КОСТИВ О.Т.

Луцький національний технічний університет, КУ «Волинська обласна МАН»

Волинська область є частиною Західно-Поліської карстової області. Карстовий процес розвивається у крейдино-мергельній товщі під впливом атмосферних та підземних вод. Ураженість території поверхневими карстовими формами незначна, але на окремих ділянках сягає 60-70 од./км². Рівні карстової денудації території становлять від 4-5 до 35 м³/км² за рік у різних частинах регіону [1].

Інтенсивність розвитку карсту значною мірою залежить від кліматичних чинників. Перші формули для обчислення рівнів карстової денудації регіонів взагалі визначали її як пряму функцію від кількості опадів чи шару стоку. (напр., J. Corbel). Для рівнинних територій помірного поясу (в т.ч. для Волині) такий вплив є переважно опосередкованим, але також значним.

Атмосферні опади безпосередньо можуть приймати участь у розчиненні карстових порід на ділянках їх близького залягання чи виходу на поверхню (переважно в межах Турійсько-Костопільської денудаційної рівнини). На інших територіях роль опадів полягає переважно у формуванні інфільтраційних вод, поповненні запасів та підвищенні п'єзометричного рівня верхньокрейдяного водоносного горизонту, зміні агресивності поверхневих та підземних вод, участі у «корозії змішування».

У зв'язку з кліматичними змінами останніх десятиліть дещо змінились і кліматичні фактори карстоутворення. Більшість із них ми розглянули у статті 2012 року [2], але з того часу отримали ряд нових даних щодо кількості, режиму випадання та кислотності опадів.

Проаналізувавши статистичні показники динаміки опадів за період 2010-2017 р.р., можна відмітити, що їх середні місячні суми на усіх метеостанціях Волині зростають в порівнянні з попереднім періодом. У деякі місяці та роки це зростання особливо значне і може досягати 30-50 % місячної норми. Особливо помітне зростання середніх місячних сум опадів спостерігається у січні, березні, квітні, травні. Проте в окремі місяці року, навпаки, середні місячні суми опадів зменшуються (у лютому, частково у червні та серпні).

На усіх 6 метеостанціях Волині відмічено збільшення середньої річної суми опадів, хоча в окремі роки спостерігалися суми опадів, нижчі від кліматичної норми (посушливим був, зокрема, 2015 р.).

Попри загальне збільшення річних сум опадів, число днів з опадами протягом року суттєво знизилася. Це зниження досить значне і складає 25-30 % по окремих станціях та періодах року. Відповідно, суттєво зросли окремі разові та добові суми опадів.

Змінилося також співвідношення між кількістю днів з опадами у теплий та холодний періоди року. Якщо для кліматичної норми це співвідношення було 70/30, то тепер у середньому воно складає 57/43. На фоні того, що суми опадів в цілому зросли, бачимо, що інтенсивність окремих дощів в теплий період року збільшилася дуже сильно, а твердих опадів поменшало.

Загалом, за досліджуваний період на Волині річні суми опадів виростили на 20-45 мм, річне число днів з опадами зменшилося майже на 30 %, та змінилася динаміка випадання опадів протягом року: розподіл дощових днів став більш рівномірним за сезонами року.

Крім того, з осені 2015р. ми визначали кислотність (рН) рідких і твердих опадів у м. Луцьку. Зазначимо, що у переважній більшості проб опади мали нейтральну реакцію (від 6,0 до 7,5), іноді (до 10%) слабколужну, і лише в одиничних пробах рН був менше 5,4 (мінімальне значення становило 4,98 за майже 2 роки спостережень).

Аналіз отриманих даних у контексті можливого впливу на розвиток крейдино-карсту дозволяє сформулювати такі висновки:

- загальна кількість води, що теоретично може надійти з опадами до карстованої товщі, збільшилась на 3-5%;
 - реально надходження інфільтраційних вод до розчинних порід є сумарно меншим внаслідок більших величин випаровуваності та більшої частки поверхневого стоку при інтенсивніших опадах теплого періоду;
 - зменшення інфільтрації, а також наявність невластивих раніше тривалих посух зумовлює суттєве зменшення рівня та, відповідно, напірності водоносного горизонту у крейдяній товщі, що не сприяє розвитку карсту;
 - розтягування у часі весняної повені може сприяти кращому розчиненню порід через «порційність» розтавання твердих опадів;
 - значне зростання інтенсивності зливових опадів теплого періоду спричинить значні обсяги механічного вимивання порід, що може ініціювати утворення поєднаних ерозійно-денудаційних форм рельєфу.
 - переважна відсутність опадів із кислою реакцією не сприяє подальшому розчиненню карбонатних мергельно-крейдяних порід. Разом з тим, наші вимірювання засвідчили, що перші опади після тривалих бездощових періодів часто мають вищу агресивність.
- Як бачимо, більшість із зазначених чинників можуть сприяти певному зменшенню рівня карстової денудації, але окремі з них – локальному її посиленню. Загалом це питання потребує подальшого моніторингу із залученням ряду гідрохімічних даних та польових експериментів.

Література

1. Федонюк М.А. Інтенсивність хімічної денудації території Волинського Полісся // Наук. Вісник ВДУ ім. Л. Українки. – 2007, №2, с.47-51.
2. Федонюк М.А. Вплив сучасних кліматичних змін на умови розвитку карсту Волинського Полісся / М.А.Федонюк, В.В.Федонюк // Фізична географія та геоморфологія. Міжвідомчий наук.зб.- Випуск 2(66).– К.: ВГЛ «Обрії», 2012. – С. 211-216.

ВІДОБРАЖЕННЯ РЕЛЬЄФУ КАРПАТ У РЕГІОНАЛЬНИХ КЛІМАТИЧНИХ МОДЕЛЯХ

ХОЛЯВЧУК Д.І.

Чернівецький національний університет імені Юрія Федьковича

Регіональний клімат визначається переплетінням планетарних природних процесів та атмосферних процесів, що відбуваються на різних рівнях від регіонального до локального. Діяльні поверхні та рельєф належать до найсильніших чинників, що детермінують регіональні та місцевокліматичні риси. Складний рельєф та мозаїка видів діяльних поверхонь можуть моделювати кліматичні зміни, регулюючи обмін тепла, вологи та кількості руху між сушею та атмосферою, видозмінюючи структуру синоптичних систем, і спричиняючи конвекцію та мезоциркуляції. Тому важливим є врахування наслідків взаємодії складного рельєфу та перетворення земної поверхні при моделюванні клімату та його прогнозі. Відповідно, дослідження має на меті виявити сучасні та перспективні можливості кліматичних моделей для виявлення просторово-часових особливостей кліматів регіонального та місцевого рівня на прикладі Карпат.

Різноманіття кліматогенних процесів відображають у кліматичних моделях різного рівня складності. У глобальних циркуляційних моделях (GCM) закладена максимальна горизонтальна просторова вирішення – 100 км та столітнє часове охоплення, що є недостатнім, щоб презентувати регіональні та локальні характеристики земної поверхні. Регіональні кліматичні моделі (RCM) – детальніші версії кліматичної системи, де денна поверхня один із основних індикаторів. Тому їх використовують для динамічного зменшення просторового вирі-

шення та збільшення наповнення інформації про регіональний клімат, що узгоджується із глобальною циркуляцією, отриманою із GCM або даними реаналізу на межах регіональної кліматичної моделі. Регіональні кліматичні моделі також часто використовуються для локальних проєкцій змін клімату.

Щоб охопити усю складність рельєфу і структури денної поверхні, необхідне просторове вирішення детальніше, ніж те, що доступне у сучасних глобальних чи навіть регіональних моделях у кількадесятилітньому чи столітньому охопленні. Тому запропоновані різні методології, щоб врахувати позашкалові особливості рельєфу та результати землекористування такі як кількарівневий нестінг (гніздування) чи параметризація позашкалових процесів (Bartholy et al., 2009). Останній підхід забезпечує відображення приповерхневих процесів першого порядку, що дозволяє подолати розрив між кліматичною інформацією та адаптацією до реальних місцевих умов без використання повної динамічної моделі. Це може бути особливо корисним для довготривалих кліматичних узагальнень.

Найвикористовуванішим підходом, що відображає позашкалове різноманіття денної поверхні є мозаїчна техніка, де елементарна комірка ділиться на позашкалові частини. Такі частини можуть базуватись на однорідних видах земної поверхні, однотипних формах рельєфу або регулярних позашкалових комірках, для кожної з яких характерний свій тип землекористування та висота. Перевірка таких моделей за допомогою стаціонарних точкових спостережень відображає різного рівня похибки. Мінімізація таких відхилень – перспективні завдання удосконалення таких моделей (Kalmár et al., 2018).

Низка експериментів із застосуванням означеного підходу були проведені у різних суб-регіонах у межах міжнародної ініціативи CORDEX. EURO-CORDEX та MED-CORDEX – європейські відгалуження цієї ініціативи з особливим фокусом на Карпатському регіоні з просторовими резольуціями позашкалових комірок 0.44° (середнє) та 0.11° (високоточне). Проведені експерименти у регіонах Альп та Карпат для кінця 20 – середини і кінця 21 століть показують, що такий перехід на детальніші комірки може коректувати, згенеровані глобальними моделями GCM, сигнали змін опадів та температури у кліматичними проєкціях регіонального та локального рівня (Piecza et al., 2015). Такі можливості будуть вагомими для інтерпретації кліматів високогірних районів та регіонів із складно розчленованою поверхнею.

Доведено, що застосування позашкалових комірок (із стороною до 10 км) у Європейському регіоні дає змогу покращити різноманітні аспекти поверхневого гідрологічного балансу (Kalmár et al., 2018). Водночас, опади, що найчутливіші до рельєфу, вирізняються найбільшими відхиленнями. Це найвідчутніше у теплий період року: найбільші від'ємні відхилення, порівняно із базою коміркових даних CARPATCLIM, виявлені у північній та північно-східній частинах Карпат (Kalmár et al., 2018). Останні особливості свідчать про необхідність додаткового врахування поєднання континентальних умов кліматотворення, морфометрії та місцевої циркуляції при генеруванні гідротермічного режиму внутріматерикових низько- та середньогірних геосистем.

Література

1. *Bartholy, Judit & Csima, Gabriella & Horanyi, A & Hunyady, A & Pieczka, Ildiko & Pongracz, Rita & Szépszó, Gabriella & Torma, Csaba. (2009).* Regional climate models for the Carpathian Basin: validation and preliminary results for the future.
2. *Kalmár T., Pieczka I. Pongrácz R., Bartholy J. (2018).* Regional climate model validation for central/eastern Europe using hydrostatic vs non-hydrostatic approaches.
3. *Pieczka, I., Pongracz, R., Szabóné A., Kis, A., Kelemen, F. (2015).* Regional climate modeling study for the Carpathian region using REGCM4 experiments. *Aerulsi Apa: Componente ale Mediului.* 2015. 10.17378/AWC2015_13.

**СИНЕРГІЗМ У ГЕОМОРФОСИСТЕМАХ:
ВІДОБРАЖЕННЯ ЗВ'ЯЗКІВ РЕЛЬЄФУ І КЛІМАТУ
ЧЕРЕЗ ГІДРОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГІЧНИЙ ПРОЦЕС**

ЧЕРВАНЬОВ І.Г.

Харківський національний університет імені В.Н.Каразіна

1. Практично протягом усієї історії існування геоморфологія інтегрує у собі багатогранні зв'язки поміж компонентами природи, які віддзеркалюються у гідролого-геоморфологічному процесі. Натомість, останнім часом вона набуває суспільної орієнтації, наближаючись до нагальних інтересів людства.

2. У Харківській геоморфологічній школі обґрунтовано й частково реалізовано у монографічних роботах і окремих статтях системно-синергетичну методологію дослідження ФГМС: алгоритм маршрутизації рельєфу Кострікова, вияву фрактальних та алометричних властивостей організації ФГМС, встановлення залежності ангулярних властивостей трійників флювіального рельєфу в залежності від характеру стоку, критерії та індикатори сталості/мінливості флювіального процесу. Їх застосування дає змогу прослідкувати зв'язки рельєфоутворення й динаміки кліматичної системи.

3. Системна орієнтація досліджень у циклі наук про Землю відбилася у геоморфології через дослідження флювіальних геоморфологічних систем (ФГМС), структура й функціонування яких наочно демонструє прояви синергізму – здатності водозбору спонтанно підтримувати й вдосконалювати свої структуру та організацію через саморегулювання гідролого-геоморфологічного процесу. Фізичною основою процесу є двоєдиний процес дисипації та концентрації кінетичної енергії поверхневого стоку, яка забезпечується поєднанням і проявом потенційних енергій гіпсометричного положення та атмосферних опадів.

4. Фундаментальним поняттям ФГМС є топологічний порядок. Тут доречно згадати про закон факторної відносності Маккавеева, який доповнено автором (1979), відповідно до цього (в уточненому вигляді) ФГМС та їх елементи різного порядку неоднаково й навіть різноспрямовано реагують на зовнішні зміни, перш за все щодо флуктуацій стоку.

5. Застосування цих фундаментальних знань щодо ФГМС як важливої комірочки організації земної поверхні дає змогу запровадити управління гідролого-геоморфологічним процесом для попередження чи хоча би пом'якшення геоекологічних ризиків (повнів, селів, прискореної ерозії тощо), себто реально ставити питання попередження геоморфологічних ризиків, у тому числі таких, що зумовлені флуктуаціями показників клімату. У світовій геоморфологічній літературі спостерігається «бум» публікацій щодо керування поверхневим стоком та русловим процесом у зв'язку зі стурбованістю кліматичними змінами, забезпечення «здоров'я» екосистеми через збереження само організованості сукупності географічних процесів, обмеження інженерної гідролого-геоморфологічної діяльності й здолання негативних наслідків впливів на ФГМС.

6. Окремим, екзотичним для вітчизняної геоморфології є питання генетики: чи правомірне будь-яке перетворення рельєфу; чи доцільними є рекультивациі, боротьба з ерозією, регулювання стоку, меліорація русел тощо; чи еличним є будь-який інший вплив на ФГМС у цілому? Наразі, ці питання набувають вагомості в усьому світі і не можуть оминати Україну, бо все більш значні території в епоху постіндустріалізму набувають зовсім іншого, ніж раніше було, значення. Докорінно змінюється система природокористування, набувають вагомості аспекти нематеріального природокористування, естетичності ландшафту тощо. Нагадаємо азбучну істину, яка, можливо, через її очевидність рідко згадується, побудуємо ланцюжок залежностей, які слід, на нашу думку, прискіпливо досліджувати: рельєф (у нашому баченні – ФГМС) є основою, інваріантом ландшафту; ландшафт є не лише основною природною ос-

новою, оселею людини; він суттєво визначає умови життя не лише як субстрат, але джерело геосистемних (екологічних) сервісів; руйнування рельєфу означає незворотне й згубне ушкодження цього фундаменту оселі людства.

ГЕОМОРФОЛОГО-РУСЛОЗНАВЧА СТРУКТУРА СУЧАСНОЇ РІЧКОВО-ДОЛИННОЇ СИСТЕМИ ВЕРХНЬОГО ПРУТУ

ЮЩЕНКО Ю.С., КОСТЕНЮК Л.В.

Чернівецький національний університет імені Юрія Федьковича

Вивчення однорідних ділянок днищ річкових долин та однорідних ділянок русел та заплав у річковій системі (сучасній річковій системі – СРДС), формування відповідної бази даних ГІС, потребує аналізу історії та регіональних умов розвитку останньої, співвідношення її особливостей з місцевими геолого-геоморфологічними чинниками.

Задача охоплення всієї СРДС і формування відповідних складових ГІС є завершальним етапом такого роду досліджень, руслознавчих досліджень територіальних структур СРДС, русел і заплав. Для достатньо крупних систем вона виявляється досить складною.

Складність полягає не тільки в обсягах робіт, але і у тому, що різномасштабні складові системи все детальніше реагують на дію місцевих чинників, однорідні ділянки стають все дрібнішими. В таких умовах необхідно виявити певний ієрархічний поділ СРДС і для різних складових застосовувати відповідну методику досліджень. На нашу думку тут доречно і правильно застосувати поділ територіальних структур, одиниць, котрий використовують у фізичній географії та геоморфології.

Він полягає у виділенні регіональних і типологічних одиниць. Якщо застосувати його до достатньо крупних СРДС то приходимо до виділення головних та другорядних, дрібномасштабних складових. Рубіж може бути пов'язаний з особливостями геоморфологічного районування території (регіону). Водночас він пов'язаний з порядковою структурою системи. Його можна розглядати у взаємній ув'язці даних двох підходів.

Використання нами програмного забезпечення ArcGIS, дозволило поєднати гідрографічну мережу басейну Верхнього Пруту з геоморфологічним районуванням його території. На цій основі нами виділено головні складові сучасних річково-долинних систем басейну Верхнього Пруту (рис.).

В межах річково-долинної системи виділяються головні (основні та додаткові) стовбури річкової мережі. До основних стовбурів відносяться ділянки долин, що перетинають декілька геоморфологічних областей, або більше двох районів. Додатковий стовбур виділяється при переході річкової системи в другий геоморфологічний район. Таким чином, основний стовбур починається із додаткового, при переході останнього в наступний район чи іншу геоморфологічну область.

В досліджуваному басейні основними стовбурами СРДС є власне ріка Прут та його головні допливи: Черемош, Рибниця та система Пістинки-Лючки. В басейні Черемошу, як основні виділені наступні його гідрографічні складові: частина Чорного і Білого Черемошів та нижня частина р. Путили.

До додаткових стовбурів СРДС Верхнього Пруту нами віднесені: гірські ділянки витоків Пруту, Білого і Чорного Черемошів, Путили, Рибниці, Пістинки та Лючки. Річки Ільця, Ослава, Лючка Сопівка, Чорнява та Дерелуй виділені нами як додаткові стовбури повністю. Дві останні віднесені нами до даної категорії на основі додаткових параметрів:

- 1) в нижній течії їх порядок досягає 5;
- 2) їх гідрографічна мережа охоплює більшу територію геоморфологічного району.

Для Дерелуя також враховано особливості будови днища долини. Розширена ділянка продовжується вище злиття з р.Коровія, де утворюється 5 порядок річки. Тому і стовбур продовжується вище.

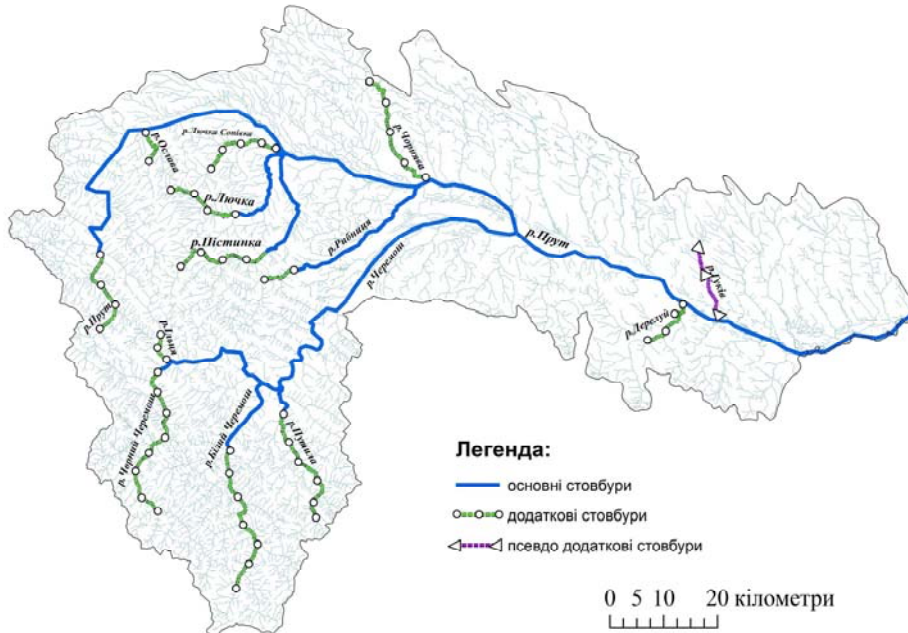


Рис. Головні складові сучасної річково-долинної системи басейну Верхнього Пруту.

Нами виділено також окремо категорію псевдо додаткових стовбурів, до якої віднесено р. Гуків. Хоча вона і перетинає два геоморфологічні райони, її порядок становить лише 4, і за морфологічними ознаками долини вона майже не відрізняється від сусідніх лівобережних приток Пруту.

Література

1. **Костенюк Л.В.** Закономірності руслоформування у річковій системі Верхнього Пруту: автореф. дис. на здобуття наук. ступеня канд. геогр. наук : спец. 11.00.07 „Гідрологія суші, водні ресурси, гідрохімія” / Л.В. Костенюк. – Чернівці, 2012. – 20 с.
2. **Кравчук Я.С.** Геоморфологія Передкарпаття / Кравчук Я.С. – Львів: Меркатор, 1999. – 188 с.
3. **Кравчук Я.С.** Геоморфологія Скибових Карпат / Кравчук Я.С. – Львів: видав. центр ЛНУ імені Івана Франка, 2005. – 232 с.
4. **Кравчук Я.С.** Геоморфологія Полонинсько-Чорногірських Карпат / Кравчук Я.С. – Львів: видав. центр ЛНУ імені Івана Франка, 2008. – 188 с.
5. **Цись П.Н.** Геоморфологія Советських Карпат : дисс. на соиск. уч. степени докт. геогр. наук. / Цись П.Н. – Львів, 1946 – 1952. – 980 с.
6. **Шукин И.С.** Общая геоморфология / И.С. Шукин – М.: Изд-во МГУ, 1960. – Т.1. – 616с .
7. **Ющенко Ю.С.** Геогідроморфологічні закономірності розвитку русел / Ющенко Ю.С. – Чернівці : Рута, 2005. – 320 с.

ПАЛЕОРЕЛЬЄФ І ПАЛЕОКЛІМАТ

**MULTI-PROXY STUDY OF LATE HOLOCENE ENVIRONMENTAL CHANGES
RECORDED IN THE UPPER SEDIMENTS OF LAKE CHOKRAK**

ROHOZIN YE. P.

Taras Shevchenko National University of Kyiv

Lake Chokrak is a hypersaline lake in the east of the Crimean Peninsula. It was separated from the Sea of Azov by a sandbar during the Late Holocene (Kelterbaum *et al.*, 2012). The area of the lake is 8.5 sq. km. The climate of the study area is arid and continental (the annual amount of precipitation does not exceed 300 mm). The study site is situated in the present-day steppe vegetation zone, which is dominated by grasses and *Artemisia*, and the lake is surrounded by halophytic associations. The aim of the present study is to obtain a high-resolution multi-proxy record in order to reconstruct the Holocene environmental changes for the part of the Crimean Peninsula where such data are limited.

The 11-metre core, CH1, was retrieved from the western part of Lake Chokrak within the Ukrainian-Russian-American project “High-resolution Holocene proxy precipitation record in varved lake beds of Eastern Europe” (1995-1999). We analysed the top 1.5 m of the core with 5-cm sampling resolution on pollen content, non-pollen palynomorphs, and bulk carbon and nitrogen content. Here we present the preliminary results on the environmental dynamics and land-use practices around Lake Chokrak in the Late Holocene.

Overall, the studied pollen spectra contain high values of herbaceous species such as Chenopodiaceae, *Artemisia*, Asteraceae (excluding *Artemisia*), and Poaceae. Mesophytic herbaceous plants are represented by very low pollen percentages. Far-transported pollen of *Pinus* and *Betula* is present in moderate numbers. Pollen of temperate deciduous tree species, such as *Carpinus*, *Quercus*, *Fagus*, *Ulmus*, *Tilia*, and *Fraxinus*, is also present due to the close proximity of the study site to the Crimean Mountains.

The lowermost deposits (1.5-0.95 m) in the studied sequence were formed under warm and more humid climatic conditions than at present, which is evidenced by higher pollen values of temperate deciduous trees, frequent presence of thermophilous *Tilia*, the highest percentages of grass pollen, and the lowest pollen values of xerophytic Chenopodiaceae. Re-deposited pollen grains of *Pinus*, *Carya*, *Juglans*, and *Carpinus* appear in these deposits. This, along with a relatively high carbonate content, can be attributed to the development of erosional processes in the Miocene limestone rocks surrounding the lake, at this time. A small number of dinoflagellate cysts and foraminiferal linings found in the samples of this interval points to a limited influence of marine water at this stage.

A shell from 1.0 m depth has been ¹⁴C dated yielding a date of 1090±40 yr BP.

The second stage (0.95-0.65 m) evidently represents oscillations in climate humidity, which can be seen from the rapid increase and subsequent decrease in pollen of Chenopodiaceae. Additionally, pollen values of water-loving species such as *Salix* and *Alnus* increase at the point where the content of inorganic carbon is the lowest. Marine NPPs are found in fewer numbers, whereas pollen values of aquatic plants slightly increase.

The next stage (0.65-0.15 m) characterises an increase in climate aridity, which can be inferred from the highest values of Chenopodiaceae pollen, and a general decrease in mesophytic species. At the same time, pollen of aquatic plants such as *Typha latifolia*, *Potamogeton* and *Lemna* increases here, which, together with an increase in organic carbon, can be attributed to the intensified runoff from the lake catchment area. Pollen of *Juglans*, *Cerealia* and *Plantago*

lanceolata is regularly present in higher numbers, which points to more intensified agricultural activities than in the previous stages.

The uppermost lake deposits (0.15-0 m) presumably reflect the modern stage of land use. The increase in pollen values of *Pinus* has been caused by the plantation of pine nearby the study area. The diversity of Cerealia pollen, together with the increase in pollen of weed plants, might indicate the expansion of arable lands in the Crimea during the XX century. A considerable number of dinoflagellate cysts in the upper samples points towards greater influence of the marine water on the lake environment.

The upper samples from Lake Chokrak have yielded high pollen frequencies, as well as a relatively diverse assemblage of NPPs, including acritarcha, dinoflagellate cysts, microforaminiferal linings, fungal spores, *Artemia salina*, scolecodonts and ostracod jaws. Acritarcha are represented mostly by *Sigmopollis* spp., which are abundant in all the studied samples, and by occasional *Pseudoschizaea circula*. Among the fungal spores, *Podospora*, *Delitschia* and *Sporormiella* have been identified, presumably indicating soil erosion around the lake. Three species of dinoflagellate cysts have been identified, *Lingulodinium machaerophorum*, *Gonyaulax* sp. and *Impagidinium* sp. These species are found in brackish environments and do not tolerate high salinity. They could have been brought to the lake by overflowing marine waters over the sand barrier. Therefore, their appearance in the lake sediments may indicate possible sea-level changes or storm activity. So far, within the analysed top 1.5 m of the core, we can distinguish five intervals where dinocysts and microforaminiferal linings are present, possibly indicating increased marine influence, separated by four intervals where no freshwater/brackish species have been found.

References

1. Kelterbaum, D., Brückner, H., Dikarev, V., Gerhard, S., Pint, A., Porotov, A. and Zin'ko, V. (2012), Palaeogeographic Changes at Lake Chokrak on the Kerch Peninsula, Ukraine, during the Mid- and Late-Holocene. *Geoarchaeology*, 27: 206–219. doi: 10.1002/gea.21408

ПЕРИГЛЯЦІАЛЬНИЙ АЛЮВІЙ У ДОЛИНІ ДНІСТРА

БОГУЦЬКИЙ А., ЯЦИШИН А., ДМИТРУК Р., ТОМЕНЮК О.

Львівський національний університет імені Івана Франка,

Можна вважати доведеним, що нижньоплейстоценове окське (сян 2) зледеніння, яке досягло північно-західної частини Передкарапаття, одновікове з формуванням п'ятої (галицької) надзаплавної тераси Дністра. Це добре видно у розрізі цієї тераси в с. Кружики, що в 10 км нижче за течією Дністра від м. Самбір (Львівська обл.). У цьому ж розрізі нижньоплейстоценова морена (швидше за усе, абляційна) залягає на дуже специфічному перигляціальному алювії.

Перигляціальний алювій у розрізі *Кружики* – це чітко шарувата пачка потужністю близько 8 м, що складається зі світлих (жовтих) різнозернистих пісків і сірих, голубувато-сірих супісків та глинистих пісків. У різних частинах розрізу співвідношення між пісками і супісками змінюються, проте потужність прошарків зрідка перевищує 3–5 см. У пачці інтенсивне оглеєння, озалізнєння, плікативна деформованість та скупчення чорних залістостанганових конкрецій у межах глинистих прошарків. Констатовано поодинокі включення гальки пісковиків діаметром до 3–4 см і структурні криогенні деформації з чітким відгинанням шарів уверх у приконтактних зонах.

У розрізі *Галич* в основі майже 50-метрової товщі пухких відкладів п'ятої (галицької) надзаплавної тераси залягає гумідний алювій (руслена і заплавна фації) солотвинського (лугбенського) віку (MIS 13–15). Він перекритий 13-метровою літологічно та генетично надзви-

чайно складнобудованою тонкошаруватою товщею головно піщано-супіщаних нагромаджень. У розрізі перешаровуються субаквальні (перигляціальний алювій) і субаеральні (еолово-делювіальні та делювіально-соліфлюкційні) відклади. На них розвинена понад 30-метрова лесово-грунтова товща, яка розпочинається інтергляціальним викопним ґрунтовим комплексом, складеним з двох ґрунтів – сокальського (MIS 11) і луцького (MIS 9). Вище залягають різнорангові (інтергляціальні та інтерстадіальні) викопні ґрунти (ґрунтові комплекси), розділені лесовими горизонтами.

У розрізі *Довге* на 12–14-метровому цоколі п'ятої надзаплавної тераси, збудованому верхньокрейдовими мергелями, залягає гумідний алювій солотвинського віку (руслота і заплавна фації). Гумідний алювій перекритий складнобудованими нагромадженнями, представленими ритмічно верстуватою піщано-супіщаною пачкою перигляціального алювію головно сірого і жовтувато-сірого кольору. У її нижній частині прошарки плікативно деформовані, а подекуди спостерігаються структури типу “клин в клин” загальною потужністю до 1 м. У верхній частині пачки прошарки слабо нахилені у напрямі до Дністра (по поверхні палеосхилу), що може свідчити про вплив делювіально-соліфлюкційних процесів. Повсюдно спостерігаються незначні плікативні деформації (хвилястість) відкладів.

На перигляціальному алювії залягає понад 27-метрова лесово-грунтова товща, яка розпочинається сокальським викопним ґрунтом (MIS 11).

Для перигляціального алювію не властиві поєднання руслової, заплавної та старичної фацій, у ньому відсутні сліди внутрішніх розмивів, а у його складі легко виділяються включення делювіальних і делювіально-соліфлюкційних відкладів, особливо в присхилових частинах долини Дністра.

Вивчені розрізи перигляціального алювію розширюють наші уявлення про спектр генетичних типів континентальних відкладів у долині Дністра та перебіг у ній екзогенних геолого-геоморфологічних процесів. Чітка стратиграфічна позиція цього алювію у розрізах континентальних нагромаджень долини Дністра дає змогу залучати його до вирішення проблем розчленування та кореляції терас, датування ерозійно-аккумулятивних циклів тощо. Тому вивчення перигляціального алювію має велике значення для палеогеографії плейстоцену.

РИТМІЧНО-ШАРУВАТІ ВІДКЛАДИ СХИЛІВ ЯК ПАЛЕОГЕОГРАФІЧНИЙ ФЕНОМЕН

БОГУЦЬКИЙ А., ТОМЕНЮК О.

Львівський національний університет імені Івана Франка

Ритмічно-шаруваті відклади на території Волино-Подільської височини пов'язані головно з периферійними частинами делювіальних шлейфів схилів. Делювій на Волино-Поділлі приурочений до районів з інтенсивно розчленованим рельєфом, зокрема Гологоро-Кременецьким низькогірним краєм Поділля, Мізоцькою та Повчанською височинами, південним схилом Волинської височини, схилами долини Дністра і нижніми частинами долин його лівих подільських приток тощо.

Палеогеографічним умовам нагромадження ритмічно-шаруватих відкладів схилів присвячені публікації А. Яна (Jahn, 1951, 1956, 1970), Я. Дилика (Dylik, 1952, 1955, 1961), Ю. Бюделя (Budel, 1959, 1970), А. Кайє (Cailleux, 1948, 1962), Ж. Трікара (Tricart, 1966), Г. Горецького (1958, 1961), Є. Шанцера (1965), Ю. Лаврушина (1965), О. Дедкова (1968, 1970, 1974), Г. Бутакова (1975, 1986) та ін.

Ритмічно-шаруваті відклади тяжіють до периферійних частин аккумулятивних шлейфів схилів, вони мають свої особливості на схилах різної морфології та геологічної будови.

Потужність ритмічно-шаруватих відкладів зрідка перевищує 10 м. Можна виділити такі 4 типи ритмів:

- пісок – супісок – суглинок;
- пісок – супісок;
- пісок із крупноуламковими включеннями – пісок – супісок – суглинок;
- крупноуламковий матеріал з піщаним наповнювачем – пісок;

Потужність окремих прошарків у всіх без винятку ритмах найчастіше становить 3–5 см, досягаючи максимального 15–20 см. Потужність окремих ритмів не перевищує, як правило, 15–20 см. Верстуватість ритмічно-шаруватих відкладів схилів орієнтована у напрямку схилів, часто вона підкреслена озалізненням, оглеєнням тощо. У крупнозернистих включеннях домінує місцевий матеріал (крейдово-мергельні породи, літотамнієві вапняки, уламки белемнітів, устриць та ін.), він головним чином слабообкатаний, а розміри уламків не перебільшують 2 см, максимального досягаючи 5–7 см.

Найхарактернішою особливістю ритмічно-шаруватих відкладів є їхня повсюдна плікативна палеокріогенна деформованість (розрізи Суховоля, Бужок у верхів'ї річки Західний Буг, Велика Вільшаниця, Почапи, Жуличі, Болотківці, Повча та ін.), а також розвиток структурних палеокріогенних деформацій типу “клин-в-клин” з вертикальною потужністю до 1,0–1,5 м, переважно сингенетичних. Аналіз умов залягання, особливостей будови, текстур ритмічно-шаруватих відкладів дав нам можливість зробити висновок про широку участь у їхньому формуванні, окрім делювіальних, також соліфлюкційних процесів і вважати їх делювіально-соліфлюкційними. Ми переконані, що їхнє формування пов'язане з перигляціальними умовами і вважаємо їх палеогеографічним феноменом. Стосовно віку ритмічно-шаруватих відкладів, то весь наявний фактичний матеріал дозволяє стверджувати, що вони характерні для верхньої частини середнього, а також усього верхнього плейстоцену. Є чимало розрізів, у яких на ритмічно-шаруватих відкладах сформований горохівський викопний ґрунтовий комплекс (розрізи Куличівка у Кременці, Підзамче, Ременів та ін.). Горохівським комплексом розпочинається верхній плейстоцен. Отже, ритмічно-шаруваті відклади, що залягають нижче горохівського комплексу, – середньоплейстоценові, вище – верхньоплейстоценові. Даними про формування ритмічно-шаруватих відкладів у нижньому плейстоцені ми не володіємо.

Поза сумнівом, дослідження ритмічно-шаруватих відкладів має велике значення у контексті пізнання плейстоценового перигляціального морфо- і літогенезу.

ПРИРОДНА Й АНТРОПОГЕННА ТРАНСФОРМАЦІЯ РОСЛИННОСТІ ТА ҐРУНТОВОГО ПОКРИВУ НА ТРИПІЛЬСЬКОМУ ПОСЕЛЕННІ ОЖЕВЕ-ОСТРІВ (СЕРЕДНЄ ПРИДНІСТЕР'Я)

ГЕРАСИМЕНКО Н.П.¹, ЮРЧЕНКО Т.І.²

¹*Київський національний університет імені Тараса Шевченка*

²*Інститут археології НАНУ*

Активна антропогенна трансформація рослинності і ґрунтового покриву почалася у Середньому Придністер'ї із появою землеробського населення культури Кукутень-Трипілля. Яскравий приклад впливу людини на природне довкілля виявлено у ході геоархеологічних досліджень на поселенні Ожеве-острів, де вивчене поселення фази В/1 цієї культури (4300/4200 – 3800 р. до н.е., 5400±30 – 5285±35 р. т.).

Положення археологічного горизонту у літолого-стратиграфічному розрізі голоценових відкладів острова свідчить, що різні частини території острова формувалися у різний час – в

одних випадках археологічний горизонт залягає на матеріалі бурого лісового глеюватого ґрунту теплих фацій, в інших – безпосередньо на заплавному супіщаному алювії. Вимостка, зроблена трипільцями у кінці кліматичного оптимуму атлантичного періоду (5400-5300 р. т.), або закладання підлоги їхніх жител(пізніше обпаленої) перервалипроцес формування буроземів на найстарішій частині території острова (високий ступінь антропотурбації ґрунтів). На молодших ділянках острова, утвореного в результаті акумуляції наносів у річищі Дністра, археологічний горизонт відзначено домішкою кераміки та інших артефактів, вуглистих решток, тощо. За концентрацією оксидів заліза в перехідних горизонтах новоутворених дерново-бурих ґрунтів виділяються їхні слабо- і середньоантропотурбовані відміни. Проте у місцях розташування кострищ навіть наймолодші із ґрунтів є сильноантропотурбованими – їхній матеріал сильно обпалений, червонуватий, із вохристими та вуглистими плямами, інколи чорний від великої кількості деревного вугілля. Антропотурбації ґрунтів виявляються і за наявністю пірогенних карбонатів над археологічними горизонтами, і за зміною потужності та навіть генетичного типу ґрунтів у залежності від форм антропогенного мікрорельєфу.

Антропогенна трансформація рослинного покриву навколо поселення виявляється за даними палінологічного аналізу. До появи поселення схили долини Дністра біля острова були вкриті дубово-липовими лісами із домішкою ялини, а у час появи поселення – із грабом та ліщиною, що є типовим для пізньоатлантичного кліматичного оптимуму. На новоутворених піщаних ділянках острова поширювалися псамофіти і рудерали (піонерні ценози), на ділянках із оглеєним суглинковим заплавлним алювієм – плауни, папороті та мезофітне різнотрав'я. Спорово-пилковий склад відкладів археологічного горизонту відображає зменшення кількості і різноманіття останнього, появу пилку культурних злаків та їхнього супутника – волошки синьої (зменшення площ лучної рослинності за рахунок появи орних угідь). До вживання йшли і кореневища рогозу, що зростає вздовж узбережжя острова. У складі різнотрав'я значно переважали представники родини цикорієвих, що є типовим для давніх поселень; були присутні подорожникові (індикатори витоптування ґрунтів), а на згарищах осель – чортополох і рудерали із родини лободових. Випалювання деревної рослинності відображено появою пилку лісового пірофілу–кіпрею вузьколистого. Після виникнення поселення у ґрунтах острова різко збільшився вміст спор грибів типу *Glomus*, що свідчить про привнесення у ґрунти поживних речовин, продукованих діяльністю і власне проживанням людини. Ущільнення ґрунтів внаслідок антропогенного впливу призвело й до підвищення їхньої вологості, що відображено у появі спор мікродорості *Pseudoshizea*.

На наступній фазі (термічний оптимум голоцену) зі складу лісів на схилах Дністра зникає ялина, з'являються теплолюбні дерен і горіх волоський. Це дозволяє припущення щодо існування рефугіумів останнього у каньйоноподібній долині ріки та її приток. Зросла роль ліщини, що ймовірно відображає підрізання трипільцями її гілок для підвищення швидкості росту і продуктивності плодоносіння. Як відомо, це широко практикувалося людиною бронзової і залізної доби у Західній і Центральній Європі.

Зникнення поселення зіставляється у часі із кінцем пізньоатлантичного кліматичного оптимуму. Над археологічним горизонтом простежується зміна процесів педогенезу – від буроземоутворення до гумусонакопичення, що свідчить про зростання посушливості клімату, підтвердженого і зміною складу паліноспектрів. Після різкого спалаху ролі бур'янів на закинутому поселенні (вміст спор грибів типу *Glomus* ще залишався високим), на острові спочатку поновлюються папоротево-різнотравні ценози, а потім різко зростає роль ксерофітів (лободових і полину), скорочується участь мезофітного різнотрав'я, зменшується вміст мікроспор вологолюбної *Pseudoshizea* у ґрунтах. Узбережна гігро- і гідрофітна рослинність залишалася багатою, що свідчить про зумовленість трансформації педогенних процесів і наземної рослинності не зміною режиму акумуляції алювію, а саме аридизацією клімату. Літологічний склад відкладів над археологічним горизонтом не дає підстав говорити про затоплення поселення. У складі лісів схилів Дністра різко зменшується розповсюдження (або

скорочується пилкова продуктивність) широколистих порід за рахунок зростання ролі хвойних. Це свідчить про зростання посушливості і похолодання клімату у кінці V-ого на початку IV-ого тисячоліть до н.е. Різка зміна клімату вірогідно й була однією з основних причин зникнення поселення трипільців. Процеси ґрунтоутворення і акумуляція відкладів (навіть еолова) на острові тривали весь час по закінченню атлантичного періоду, що й зумовило консервацію археологічного горизонту.

Результати палеопедологічного й палінологічного аналізів свідчать, що час проживання трипільців на поселенні Ожеве-острів за кліматичними умовами був найсприятливішим у голоцені. М'який клімат поєднувався із сприятливими для виникнення поселення рельєфотворювальними і породотворювальними процесами у долині Дністра, зокрема, із формуванням острова значної площі, без надмірного зволоження і заболочення його ґрунтів через відсутність частих високих повеней. Рельєф і клімат виступили як взаємопов'язані фактори, що зумовили вибір трипільцями місця поселення. Крім кліматичних змін, одним із потужних факторів погіршення умов їхнього проживання на поселенні і його занепадумала антропогенна трансформація оточуючого природного середовища, особливо рослинності.

ДЮНИ ЯК ОБ'ЄКТИ (РЕПЕРИ) ПАЛЕОКЛІМАТИЧНИХ РЕКОНСТРУКЦІЙ (НА ПРИКЛАДІ ПРОЕКТОВАНОГО ННП «НОБЕЛЬСЬКИЙ»)

ДУБІС Л.^{1,2}, ЛОГИН С.¹, СОЛЬСКИ М.²

¹Львівський національний університет імені Івана Франка, Львів, Україна

²Люблінський католицький університет Івана Павла II, Люблін, Польща

Материкові дюни є феноменом [1] реліктового еолового рельєфу, утвореного на межі пізнього плейстоцену–початку голоцену [3]. Ці форми, як відомо, є «реперами» для відтворення низки палеокліматичних умов часу їхнього формування. Згідно з дослідженнями реліктові дюни утворилися у період часу, що співпадає з розвитком останньої фази та деградацією валдайського зледеніння [3]. Їхнє утворення, передусім, зумовлено особливостями функціонування вітропіщаних потоків в умовах перигляціальної (кріогенної) зони, що донині є маловивченими. Зокрема, низка питань (таких як: в які періоди року і коли відбувалося максимальне накопичення еолових відкладів та утворення (ріст) материкових дюн? Які причини утворення параболічних дюн, а не барханів, як це вважав П. А. Тутковський [5]? Чому, незважаючи на існування відповідних умов, немає або донині не виявлено давніших за віком дюн?) і надалі залишаються дискусійними.

Материкові дюни, як уже не раз зазначалось [4], є чи не єдиними формами давнього рельєфу, що дають змогу здійснити реконструкції палеовітрів та їхньої ініціальної швидкості, а також встановити тривалість та інтенсивність розвитку еолових процесів до часу їх утворення [4]. Домінуючі напрямки вітрів можна визначити за двома методиками, головню, на підставі вивчення морфології дюни, а також досліджуючи текстуру її відкладів. Ініціальну швидкість палеовітрів визначають за методикою Б. Новачика [6] на підставі вивчення гранулометричного складу еолових відкладів. Ці методики використані нами в описаних нижче дослідженнях.

Однією з територій, де є найбільше морфологічне різноманіття давніх материкових дюн, є територія поблизу озера Нобель, що водночас є типовою та унікальною ділянкою Українського Полісся. Для її майже типового Поліського ландшафту з характерним слабкорозчленованим рельєфом притаманна значна кількість різних генетичних форм рельєфу, втім й еолового. Еолові форми рельєфу створюють тут головні підвищення в рельєфі. У межах цієї території заплановано створити ННП «Нобельський» [4], який матиме кластерну структуру з відповідним зонуванням [4]. У межах проектного ННП «Нобельський» знаходиться ціла

низка еолових форм – дюн різної морфології, що також відрізняються приуроченістю до інших генетичних форм рельєфу та взаємним просторовим співвідношенням. Їх дослідження є важливим і з позиції виявлення цінних об'єктів неживої природи у межах заплановано ННП.

На досліджуваній території домінують параболічні дюни, проте трапляються й нетипові для Полісся еолові форми, зокрема обернена параболічна дюна, подвійна дюна S-подібної форми. Є також пасмові форми та складні, з домінуванням лукоподібних та параболічних елементів. Дюни, розміщені у межах заплави р. Прип'яті, часто з усіх боків заболочені, утворюють піщані підвищення надііпласкою вирівняною поверхнею. Найбільше таких параболічних дюн поширено на лівобережній частині Прип'яті на північний захід від с. Млин. Дослідження морфології дюн виявили, що ці дюни утворені, головню, західними та північно-західними вітрами.

Північно-західними вітрами утворена також низка (7) параболічних дюн на захід від озера Нобель, витягнутих майже на одній лінії з північного заходу на південний схід. Довжина максимальної параболічної дюни близько 2,0 км, а найменша форма має довжину за гребенем форми – 0,5 км.

Західні і північно-західні вітри утворили складну еолову форму з лукоподібними і параболічними елементами, що знаходиться на захід – північний захід від с. Борове. Параболічні дюни тут мали вимушену акумуляцію вздовж тилового шва заболоченої долини р. Веселуха, утворюючи ланцюг витягнутих форм за лінією з південного заходу на схід – північний схід. Ці форми увійшли до заповідної зони і зони регульованої рекреації заплановано ННП «Нобельський».

Деякі інші результати отримано на підставі вивчення та реконструкції напрямків вітрів в S-подібній дюні поблизу с. Котира. Згідно досліджень нижня частина відкладів акумульована вітропіщаними потоками домінують з північного сходу, а верхня частина відкладів розрізу – з північного заходу [3]. Ця унікальна S-подібна дюна є у межах зони регульованої рекреації проектного ННП.

Вивчення літологічних особливостей еолових відкладів дюн на досліджуваній території дає змогу стверджувати, що під час формування цих реліктових форм домінували вітри з ініціальними швидкостями 5,8 – 7,8 м/с. Отримані показники швидкості і домінуючих напрямків вітрів під час формування дюн поблизу озера Нобель є важливими для реконструкції історії формування еолових форм (і рельєфу загалом) проектного ННП і можуть бути використані у науковій та геоосвітній діяльності парку.

Література

1. Лессы и параболические дюны как диахронные феномены перигляциала / [Величко А. А., Грибченко Ю. Н., Дренова А. Н., Тимирева С. Н.] // Пути эволюционной географии (итоги и перспективы). – М. : ИГ РАН, 2002. – С. 107–127.
2. Дубіс Л. Ф. Літологічні особливості відкладів та вік реліктової дюни поблизу озера Нобель // Фізична географія та геоморфологія – 2011. – Вип. 1(62). – С. 104–110.
3. Дубіс Л. Палеогеографічні умови розвитку еолових процесів та утворення дюн правобережної частини Українського Полісся наприкінці пізнього плейстоцену / Л. Дубіс // Географія і сучасність. Сер. 4. – 2012. – Вип. 15 (27). – С. 39–52.
4. Проект створення національного природного парку «Нобельський». Пояснювальна записка до проекту. – Інститут екології Карпат НАН України. / керівник розробки **О.О.Казало**. – Львів, 2017. – 29 с.
5. Тутковский П. А. Ископаемые пустыни Северного полушария (Приложение к «Земледелию» за 1909 г.) / П. А. Тутковский. – М., 1910. – 373 с.
6. Nowaczyk B. Wiek wydm, ich cechy granulometryczne i strukturalne, a schemat cyrkulacji atmosferycznej w Polsce w późnym Vistulianie i Holocenie / B. Nowaczyk // Seria Geografia. – 1986. – N 28. – 245 str.

ЛІТОГЕОГЛІФИ

КАНСЬКИЙ В.С., КАНСЬКА В.В.

Вінницький державний педагогічний університет імені Михайла Коцюбинського

Починаючи з кінця 90-х років XX ст. та з розвитком сучасних ГІС-технологій, набуває широкого поширення та популярності дослідження поверхні нашої планети за даними супутникових зйомок *GoogleEarth*, *NASA WorldWind*, *WW2D* тощо. Під час таких досліджень не лише науковці, а й вільні користувачі часто звертають особливу увагу на великорозмірні об'єкти на поверхні Землі. Вони можуть бути довільної конфігурації, складатися з різних матеріалів тощо. І, звичайно, інформація про них з'являється в інформаційному просторі. Проте, багато джерел називають один і той же об'єкт по-різному, і це призводить до плутанини та ускладнень в пошуку інформації про них.

Як не дивно, але до цього часу у світовій науці не було чіткого розуміння та визначення поняття «геогліф», і багато хто його тлумачить по-різному [2,3]. Тому зараз настав слушний час дати цьому терміну нове визначення та з'ясувати основні завдання, які зможуть вдало систематизувати дослідження в цьому напрямі.

Геогліф – це створений людиною (спеціально чи нецілеспрямовано), природою, або ж невідомого походження гліф, геометричний або фігурний рисунок чи візерунок, розташований на земній чи водній площині або ж у надрах, повітряному чи водному середовищі, що виконує тимчасову, періодичну або довготривалу інформаційну функцію.

Класифікація геогліфів проводиться відповідно до їх розташування у геосферах: у літосфері – літогеогліфи, гідросфері – гідрогеогліфи, атмосфері – атмогеогліфи, біосфері – біогеогліфи. В свою чергу кожен клас має підкласи: літогеогліфи поділяються на петрогеогліфи, педогеогліфи та ін., відповідно до гірської породи, з якої вони складені; гідрогеогліфи мають підклас – кріогеогліфи; атмогеогліфи поділяються на навапоргеогліфи і фосгеогліфи; біогеогліфи на фіто- та зоогеогліфи, в яких виділяються ще мортгеогліфи.

Звичайно, подальше роз'яснення класифікації геогліфів потребує окремої розширеної публікації, що планується згодом. Тепер мова піде про літогеогліфи, як один з інформаційних антропогенних об'єктів, створених з гірської породи і, відповідно, є структурною одиницею рельєфу.

Літогеогліфи, за нашою класифікацією (яка ще удосконалюється), є натуральні, антропогенні невідомого походження. За формою – додатні або від'ємні. За розмірами: мікро-, мезо- та мегагеогліфи. Це найдавніша форма геогліфів, яка збереглися до цього часу на поверхні Землі. Їх досить багато, наприклад, варто лише згадати геогліфи посушливого плато Наска, Блайтські фігури чи Тургайські геогліфи тощо. Їх походження і призначення викликає безліч запитань. На нашу думку, кожен геогліф, який має антропогенне походження, в першу чергу, виконує інформативну функцію, навіть якщо він і не мав інформативного призначення. Наприклад, скіфське городище в більшості випадків за формою має вигляд кола, яке завжди було символом захисту [1]; конфігурація насипів та ровів оборонних споруд, таких як Брестська фортеця чи фортеця Святої Єлисавети в Кропивницькому, інформує про оборонну функцію даного об'єкту і т.д.

Створення та функціонування літогеогліфа відіграє важливу роль у формуванні навколишніх форм рельєфу, адже відбувається втручання в верхній шар літосфери, і змін зазнають не лише ґрунти, але й літогенна основа, порушується рух підземних вод, відбувається докорінна зміна компонентів ландшафту, що тягне за собою подальші зміни суміжних ландшафтних комплексів.

Звичайно, найбільш відомі літогеогліфи створені давно, сотні а то й тисячі років тому, і їх інформативна функція до цього часу повністю не з'ясована, є багато спірних питань. Але

якщо мати на увазі сучасні літогеогліфи, то вони виконують цілеспрямовану інформативну функцію.

В різних країнах є вдалі приклади сучасних ландшафтно-конструктивних підходів щодо створення літогеогліфівак культурних антропогенних форм рельєфу. Наприклад, створений у стилі «кантрі», парк «НорталаФілде» у Великобританії, збудований із відходів колишнього старого стадіону Уемблі; парк «Нортумберландія» створений із відходів видобутку вугільного шлаку; Спіральна пристань в США на березі Великого Солоного озера, де рівень води змінюється в залежності від кількості опадів, що призводить до затоплення та осушення спіральної пристані; штучний кратер Небесний Сад в Ірландії, створений для спостережень за зірками; розірване Кільце і Спіральний Пагорб в Нідерландах – літогеогліфи, які створені на краю затопленого кар'єру та приваблюють велику кількість туристів. Таких прикладів можна наводити досить багато. І це свідчить про те, що створення геогліфів, зокрема літогеогліфів, у сучасному світі набуває швидкого розвитку. В першу чергу це стосується створення та конструювання об'єктів для відпочинку та реклами. Туристи, використовуючи сучасні технічні засоби (наприклад, квадрокоптери), залюбки відвідують, фотографують та досліджують такі об'єкти. А що вже говорити, про цілі міста-геогліфи, такі як Неф-Брізаку Франції, Пальманова і Лукка в Італії, Наарден і Буртанж в Нідерландах, Алба-Юлія в Румунії, Алмейда в Португалії та ін., які вражають своєю конфігурацією та креативом. Відомий футуролог та інженер Жак Фреско у створенні свого проекту «Венера» заклав у конструктивну особливість міст майбутнього форму геогліфа[4].

Зараз, так як і в майбутньому, дослідження геогліфів є одним з цікавих і перспективних напрямів в антропогенному та конструктивному ландшафтознавстві, де розкривається абсолютно нове поле діяльності для геоморфологів, істориків, ландшафтознавців та екологів.

Література

1. *Бидерманн Г.* Энциклопедия символов: Пер. с нем. / Общ.ред. и предисл. Свенцицкой И.С. – М.: Республика, 1996. – 335 с.
2. *Брей У.* Археологический словарь / У. Брей, Д. Трамп. – М.: Прогресс, 1990. – 368 с.
3. *К. KrisHirst.* Geoglyphs–World wide Ancient Art of the Landscape. Режим доступу: <https://www.thoughtco.com/geoglyphs-ancient-art-of-the-landscape-171094>
The Venus Project. Режим доступу: <https://www.thevenusproject.com/>

ВИВЧЕННЯ ГОЛОЦЕНОВИХ ТА ВЕРХНЬОПЛЕЙСТОЦЕНОВИХ ВІДКЛАДІВ ДЛЯ ВІДТВОРЕННЯ КЛІМАТИЧНИХ ОБСТАНОВОК МИНУЛОГО (НА ПРИКЛАДІ АРХЕОЛОГІЧНОЇ ПАМ'ЯТКИ БІЛЯ СМТ.ШИШАКИ)

МАТВІЙШИНА Ж.М., КУШНІР А.С.

Інститут географії НАНУ

В 2012 р. співробітниками Інституту географії НАНУ, авторами статті, було досліджено могильник черняхівської культури III-IV ст. н.е. Польові роботи проводились у складі експедиції Інституту археології НАНУ під керівництвом к. і. н. Р.М. Рейди та к. і. н. А.В. Гейко.

Археологічний об'єкт, що досліджувався, розміщений на високій терасі правого берега р. Псел, в межах піщано-глинистого кар'єру на південний захід від смт. Шишаки Полтавської області (Рис.) Було досліджено 2 розчистки з голоценовими та верхньоплейстоценовими відкладами.

Загалом в кар'єрі, що нині не функціонує, зверху вниз простежена наступні стратиграфічні горизонти: голоценовий (h1 – 0,0-1,3 м.) – сучасний чорнозем типовий; причорноморський (рґ – 1,2-2,2 м.) – лес вертикально-стовбчастий, карбонатний; дофінівський (df – 2,2-3,2 м.) – буруваті ґрунти стадій dfb і dfc; бузький (bg – 3,2-5,4 м.) – світло-палевий карбонатний

лес і bg алювій. Таким чином робимо висновок, що могильник розміщувався на витачівсько-бузькій терасі, про що свідчить наявність бузького алювію в основі розрізу.

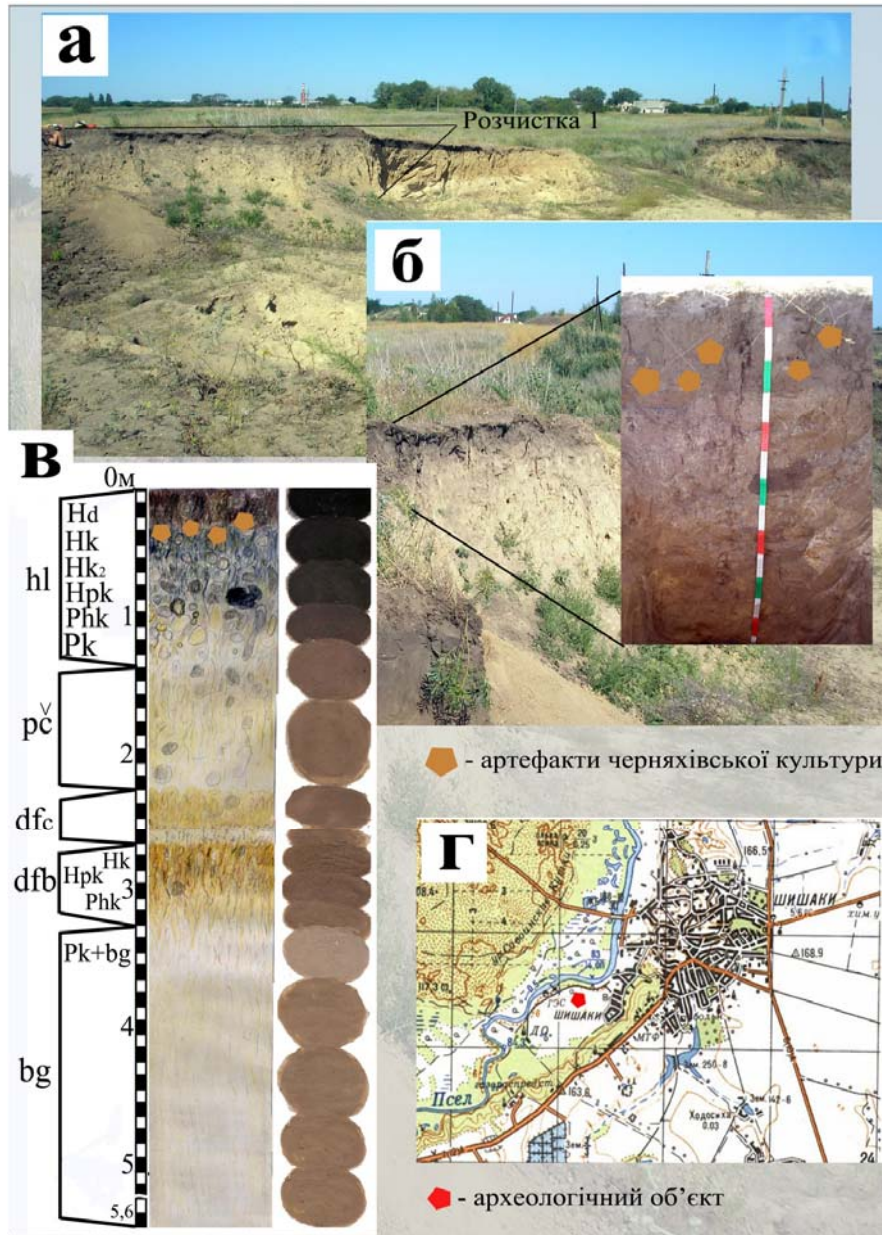


Рис. Шишаки, могильник черняхівської культури. Загальне місцезоположення розчистки (а), голоценові відклади у розрізі, польова кольорова зарисовка з примазками природного матеріалу та індексацією стратиграфічних горизонтів за Ж.М. Матвіїшиною (в), карта розташування археологічного об'єкту (г).

Між основною розчисткою № 1 і фоновією розчисткою №2 знаходиться основна площа поховань черняхівської культури, і ця площа в наш час покрита степовою різнотравно-злаковою рослинністю з типчаком, полином, дерев'ям та іншими травами. Сучасний фоновий ґрунт має потужність 1,3 м з горизонтами Hd, Hk, Hk₂, Phk, Pk+рс і за сумою макро- і мікрморфологічних ознак визначений як чорнозем типовий, карбонатний з поверхні. В свою чергу похований ґрунт черняхівського часу (III-IV ст. н .е.) порівняно з фоновим має на 30 см. коротший профіль (1.0 м) та характеризується вміщенням великої кількості різноманітних форм карбонатів.

Для уточнення типу ґрунтів і лесів був виконаний мікроморфологічний аналіз шліфів з непорушеною структурою ґрунту (20 зразків) з метою з'ясування елементарних ґрунтоутворювальних процесів.

Гумусові горизонти обох ґрунтів утворенні складними мікроагрегатами і поступовими переходами між горизонтами, і хоча мають риси чорноземного профілю, але на відміну від фонового сучасного, похований ґрунт черняхівського часу більш відповідає ознакам чорнозему звичайного. Останній характеризується посушливішими умовами формування і властивий південнішим, сучасним степовим обстановкам (тобто в черняхівський час північна межа зони сучасної степу розміщувалася дещо північніше). Від III-IV ст.н.е. до сучасності розвиток ґрунтів проходив в типових умовах при значному нарощуванні гумусового профілю. Можемо зробити висновок, що за 1600 років до нашого часу відбулося певне переміщення сучасних меж природних зон на південь, умови стали дещо помірнішими і вологішими, що сприяло активному накопиченню гумусового матеріалу. Територія степу у III-IV ст. н. е., до якої входив і досліджений археологічний об'єкт, характеризувалася менш гумусованими, ніж зараз ґрунтами, але на яких в умовах розвитку землеробства можна було вирощувати злаки. Проте основним заняттям було звичайно тваринництво, випасання худоби та коней, що потребувало великих площ луків, які і переважали на той час на території черняхівських поселень.

ПАЛЕОПЕДОЛОГІЧНІ ДОСЛІДЖЕННЯ АРХЕОЛОГІЧНИХ ПАМ'ЯТОК НА ТЕРИТОРІЇ БАРЬСЬКОГО ТА МУРОВАНО-КУРИЛІВЕЦЬКОГО РАЙОНІВ ВІННИЦЬКОЇ ОБЛАСТІ

МАТВІЙШИНА Ж.М.¹, ПАРХОМЕНКО О.Г.²

¹*Інститут географії НАН України,*

²*Національний університет "Чернігівський колегіум" імені Т.Г. Шевченка*

Разом з археологами нами досліджено давні та сучасні (фонові) ґрунти на території Барського, Муровано-Курилівецького районів Вінницької області. Територія досліджень знаходиться в межах фізико-географічної Придністровсько-Подільської лісостепової ландшафтної області (центральна та північна частина), яка займає придністровський схил Подільської височини та простягається від Товтрового кряжу на заході до р. Кам'янка на сході. Північна межа обмежується долинами-каньонами лівих приток р. Дністер, із півдня обмежена долиною Дністра. Загальний нахил поверхні до Дністра обумовив зменшення в цьому напрямку абсолютних висотних відміток від 340 до 100 м. У цьому ж напрямку зростає глибина врізу річних долин, досягаючи максимуму біля Дністра (200 м). В долині р. Дністер та його приток проступають кембрійські піщаники та строкаті піщано-глинисті сланці, які перекривають товщі крейдових та неогенових відкладень.

Поверхня цього регіону густо розчленована річковою сіткою, внаслідок чого утворились меридіонально орієнтовані межиріччя, що часто мають гребенеподібну форму та круто обриваються до річок. Для рельєфу цієї області характерні тераси, пов'язані із формуванням долини Дністра. Глибина долини Дністра та його приток, схили різної крутизни та експозиції сприяють різноманіттю мікроклімату. У ландшафтній структурі основне місце займають вододільні хвилясті лесові рівнини із сірими лісовими ґрунтами. На найбільш високих ділянках межиріччя переважають світло-сірі ґрунти. На урочищах із рівнинним рельєфом поширені сірі лісові ґрунти, серед яких вкраплені темно-сірі та опідзолені чорноземи.

Нами досліджено еволюцію ґрунтів території Барського та Муровано-Курилівецького районів Вінницької області, що зображено на рис.

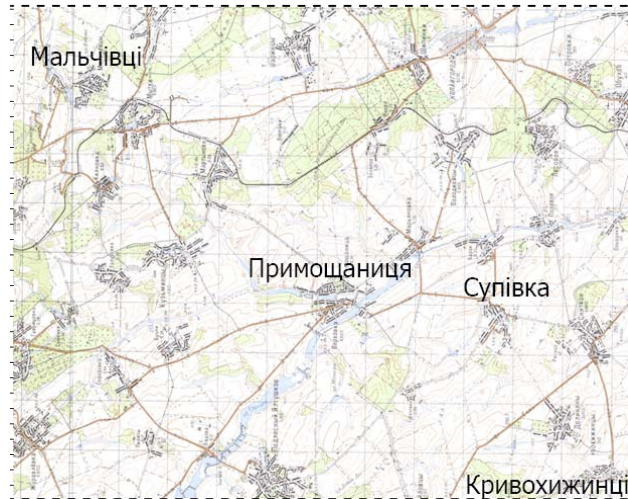


Рис. Картосхема об'єктів дослідження в межах Барського та Муровано-Курилівецького районів Вінницької області

Пам'ятка *Мальчівці-1* розташована на південному мисоподібному пагорбі правого берега р. Мурафа, в 3-х км на схід від с. Мальчівці, за 2 км на південний захід від с. Степанки, за 0,45 км на південь від дороги Мальчівці-Степанки. На півночі пагорб обмежений заболоченою долиною річки, на заході і сході – балками. Під час досліджень археологічних об'єктів виявлено матеріал, який віднесено до ранньобронзового часу (III тис. до н. е.).

Двошарове поселення *Примошаниця-Мар'янівка-1* розташоване на північно-східному схилі лівого берега р. Лядова, між південно-східною околицею с. Примошаниця та північно-західною околицею с. Мар'янівка (частково займаючи і територію цих сіл). На південному заході об'єкт обмежений руслом р. Лядова, на півночі і півдні безіменними лівими притоками р. Лядова.

Під час досліджень виявлено рештки археологічних об'єктів з фрагментами ліпного та кружального посуду, вироби зі скла, каменю та заліза. Беручи до уваги стаціонарні об'єкти можна стверджувати, що це рештки наземного житла пізньоримського часу із комплексом господарських ям, а також господарська яма періоду пізньобронзового-ранньозалізного часу. Виходячи із усього набору виявлених артефактів встановлено такі етапи його функціонування. Перший припадає на період пізньої бронзи-раннього заліза (II-I тис. до н. е.). Другий – на другу половину III – третю чверть IV ст.

Пам'ятка *Супівка-2* розташована на північно-східному схилі плато в місці злиття двох безіменних струмків – безіменних правих приток р. Лядова, за 1 км на північний захід від с. Супівка та 1,5 км на південний схід від с. Губачівка. На півночі та сході об'єкт обмежений руслами струмків та ставком. Археологічними дослідженнями в межах об'єктів артефактів не виявлено. Поселення функціонувало у період енеоліту та належить до трипільської культури етапу VI (4500-4200 р. до н. е.).

Поселення *Кривохижинці-1* розташоване на південному крутому схилі лівого берегу р. Жван, в місці впадіння лівої безіменної притоки, на східній околиці с. Кривохижинці (частково займає територію села). На півночі об'єкт обмежений крутим схилом лівого берега безіменного струмка, на заході долиною р. Жван, на півночі балкою із пересихаючим струмком. Центральна частина поселення розрізана балкою.

Поселення двошарове і функціонувало у два періоди – пізній палеоліт- мезоліт та у період енеоліту – трипільська культура, етап VI (4500-4200 р. до н. е.).

**СЛІДИ ГЛЯЦІАЛЬНИХ ПРОЦЕСІВ
В РЕЛЬЄФІ СЕРЕДНЬОГІР'Я БУКОВИНСЬКИХ КАРПАТ**

РІДУШ Б. Т., ПОП'ЮК Я. А.

Чернівецький національний університет імені Юрія Федьковича

Буковинські Карпати, а саме їхня найвища і найвіддаленіша південно-західна частина – один з найменш вивчених регіонів Українських Карпат. До них належить хребет Чорний Діл з найвищою відміткою 1483 м, який є окраїною Мармароського кристалічного масиву (або Чивчинських гір), простягається із Закарпаття та Румунії і тут виходить лише крайньою північно-східною частиною.

У сучасному рельєфотворенні серед екзогенних визначальним є флювіальний чинник (при підпорядкованій участі нівально-криогенних). Але деякі факти вказують на можливе існування в минулому гляціальних процесів.

Нашу увагу привернули добре обкатані валуни кварцового конгломерату понад 1 м в поперечнику в руслі р. Сарата, вже при злитті її з р. Перкалаб. Джерелом цих валунів є базальна товща конгломерато-брекчії, потужністю 30-50 м, яка складається з гострокутних уламків молочно-білого та рожевого кварцу та належить до теригенно-гіпсоносною підсвіти красноплесненської свити пермської товщі. Остання пов'язана з Білопотоцьким покривом.

Тектонічно район хребта Чорний Діл – це ряд насунених один на одного в напрямку на північний схід покривів – нижнього Білопотоцького, майже горизонтально на нього насунутого верхнього Діловецького та вузької зони Рахівського покриву (Тектонічна карта України, 2007). На кристалічному фундаменті перших двох покривів пізніше сформувалась лише «посттектонічна» малопотужна соймульська свита. Вважається, що саме ця свита завершує насуви на масиві. Після цього він бере участь в альпійському тектогенезі (Геол. карта України... Карп. серія, 2009). Отже, практично на всьому протязі північно-східний схил Чорного Долю в верхній частині представлений породами, що входять до складу Білопотоцького покриву, а в нижній – породами Рахівського покриву, що представлені переважно крейдовим флішем.

Конгломерати, що знайдені в руслі, відслонюються в районі гребеня хребта Чорний Діл, за декілька кілометрів вище по течії р. Сарата, де у привершинній частині утворюють невеликі за площею курумники. Нижче по схилу спостерігаються як окремі брили, що виклинюються з делювіальних наносів (морена?).

Досі панівною є думка про існування в Карпатах льодовиків лише на масивах Чорногори, Свидовця та Чивчин, де збереглися виразні ерозійні форми (кари, цирки, трого тощо) льодовикової екзарації та морени. Проте, перенесення на відстань декількох кілометрів великих брил наводить на думку про ймовірну роботу льодовика і на Чорному Долю. Вже саме існування курумників вказує на існування тут в плейстоцені перигляціальних умов. Висота снігової лінії для Українських Карпат приймається більшістю дослідників у 1400-1500 м, а іноді й 1200 м (Лущик, 2017). Отже, теоретично в окремі епохи плейстоцену привершинна частина Чорного Долю, з висотами 1300-1450, цілком могла накопичувати снігові маси з подальшим їх перетворенням на глетчери. А якщо брати до уваги ще й північно-східну експозицію макросхилу, то зона снігової акумуляції могла посунутись ще нижче. Наприклад, висота снігової лінії у 1300 м зафіксована для північно-східного макросхилу гір Корсіки та Дінарських Альп під час останнього льодовикового максимуму (LGM) (Kuhlemann et al., 2013).

Звичайно, перенесення брил конгломератів з пригребневої частини хребта до його півніжжя може бути пояснене і звичайним гравітаційним переносом. Але як ці брили вже як валуни опинилися в руслі за 4 км нижче за течією? Тут ми маємо припустити, що язик льодовика не лише спускався до днища долини Сарати (біля 1000 м н.р.м), але й рухався цим руслом, або, принаймні, тут мали місце льодовикові серджі, які переміщували великі валуни.

Останнє теж не є чимось неймовірним, бо в літературі зустрічаємо дані про просування льодовикових язиків в LGM до відміток 1100 (Апеніни) та навіть майже 500м (Корсіка) (Kuhlemann et al., 2009). Моренні вали на висотах до 900-1000 м вказуються і для Судетів (Nývlt et al., 2011).

З іншого боку, в межах хребта досі не зафіксовано як виразних ерозійних гляціальних форм, так і акумулятивних форм – моренних валів тощо. Але якщо припустити, що максимум зледеніння тут припадав не на час останнього (валдайського) гляціалу, а на час, скажімо, дніпровського чи ще раніших гляціалів, то за цей досить тривалий час флювіальні процеси могли змодельовати ці форми до невпізнання, а сучасне заліснення території заважає дешифрувати такі форми. Принагідно зазначимо, що на хр. Чивчин, що знаходиться лише за 8-10 км західніше, і вершини якого явно перевищують 1700 м, яскраво виражених льодовикових форм також не спостерігається.

Отже, питання існування зледенінь в середньогір'ї Українських Карпат, з висотами менше 1500 м, у плейстоцені залишається відкритим і потребує додаткового вивчення. Бо, з одного боку, теоретична можливість такого зледеніння, згідно з аналогами в інших гірських системах Європи, існує. А з іншого боку, отримані свідчення можуть бути сприйняті скептиками як недостатні. Тому вивчення цього питання має бути продовжене як в межах Чорного Долу, так і на інших середньогірних хребтах.

ПАЛЕОГЕОГРАФІЧНІ УМОВИ ФОРМУВАННЯ РУСЛОВОГО АЛЮВІЮ НАДКАНЬЙОННОЇ ТЕРАСИ ДНІСТРА В РОЗРІЗІ ГОРОШОВА (ПРИДНІСТЕРСЬКЕ ПОДІЛЛЯ)

ЯЦИШИН А.¹, БОГУЦЬКИЙ А.¹, БОМБЕЛЬ М.², ОЛЬШЕВСЬКА-НЕЙБЕРТ Д.²

¹Львівський національний університет імені Івана Франка

²Варшавський університет

На подільському відтинку долини Дністра його терасовий комплекс умовно можна розділити на дві групи: перша група охоплює тераси, що розвинені на схилах та у днищі долини річки, які розглядають як внутрішньоканьйонні; у другу групу об'єднані тераси, які поширені поза сучасною орографічно добре вираженою долиною, тобто надканьйонні. На жаль, кількість надканьйонних терас, умови їхнього формування, ареали поширення та інші проблеми й дотепер не визначені. Це пов'язано головню з обмеженістю використання геолого-геоморфологічних критеріїв ідентифікації та кореляції терас.

Останніми роками до вирішення проблем відтворення історії формування надканьйонних терас Дністра ми активно залучаємо результати літологічних аналізів їхніх алювіальних нагромаджень. Дотепер ґрунтовно опрацьовано розрізи алювію декількох найдавніших терас Дністра (Кунисівці, Нирків, Щитівці, Репужинці, Іване-Пусте, Вендичани та інші), а отримані результати свідчать про беззаперечну перспективність такого методу досліджень.

Розріз Горошова репрезентує будову алювію найнижчої надканьйонної тераси Дністра, яка особливо чітко виражена у внутрішній частині горошовецького меандру річки. Абсолютні відмітки поверхні тераси тут досягають 200–215 м, а її перевищення над руслом р. Дністер коливаються в межах 70–85 м. Цоколь тераси піднімається до 195–197 м, що складає 65–67 м над руслом річки.

Алювій тераси найліпше розкритий у старому недіючому кар'єрі, розташованому між селами Устя і Горошова (48°34'40.7"N 26°05'35.8"E). Сучасний стан кар'єру, на жаль, дав змогу відібрати тільки чотири проби з верхньої та середньої частин товщі алювію. Проби відібрано з інтервалом 0,5 м, перша з яких – з глибини 0,5 м від брівки кар'єру.

Аналізувались гранулометрія, петрографічний склад валунів, гальки, гравію, їхня обкатаність тощо.

Зміни *гранулометричного складу* алювію чітко засвідчують, що він нагромаджувався у два етапи. Упродовж першого сформувалась нижня частина товщі, яка збудована дрібнішими уламками (більший вміст піщано-глинистого матеріалу і менший вміст гальок). Впродовж другого етапу осадоагромадження сформувалась верхня частина товщі алювію, яка збудована грубшим матеріалом (зростає вміст гальок та зменшується частка піщано-глинистого наповнювача).

Найрізноманітнішим виявився *петрографічний склад* гальок діаметром 40–10 мм, який налічує уламки одинадцятьох порід: п'яти карпатського походження (пісковики, алевроліти, силіцити, кварцитоподібні пісковики, кварц); і шести подільського (червоноколірні девонські пісковики, альбські кремені, альбські і неогенові пісковики, вапняки, а також аргіліти. Практично ідентичним є петрографічний склад гравію, з якого випали тільки зерна кварцитоподібних і альбських пісковиків. Петрографічний склад гальок діаметром 100–40 мм є помітно біднішим, адже він представлений уламками семи порід: чотирьох карпатського походження і трьох – місцевого (подільського). Але найбіднішим є склад валунів, які представлені тільки карпатськими пісковиками.

Не зважаючи на різноманітність петрографічного складу грубозернистого алювію, у всіх фракціях домінують зерна порід карпатського походження, головно пісковики. Вміст уламків порід карпатського походження змінюється від мінімальних 77,55 % у складі грубих гальок до 98,0 % у складі гравію. Уламками подільського походження представлені головно породами найдавніших поверхів досліджуваної ділянки Подільської височини – девонського і крейдового. Серед уламків порід подільського походження найстабільнішою компонентою є червоноколірні пісковики девону, які наявні в усіх пробах. Уламки неогенових порід трапляються переважно в незначних кількостях в складі дрібніших гальок (40–10 мм) та гравію.

Аналіз *обкатаності* грубозернистої компоненти алювію засвідчив, що уламки, які трапляються в нижній частині товщі алювію, загалом ліпше обкатані. У їхньому складі зафіксовано значний вміст дуже добре та добре обкатаних уламків. У верхній частині алювіальних нагромаджень тераси найпоширенішими виявились середньообкатані уламки, а частка дуже добре обкатаних зерен суттєво зменшується.

Виявлені тенденції змін літологічних особливостей алювію досліджуваної тераси засвідчують, що русло річки на етапі його формування вже розчленувало нагромадження неогенового, крейдового, юрського віку і функціонувало на рівні відкладів девону. Оскільки уламки порід неогенового, крейдового, юрського віку добре обкатані, тобто пережили дальній транспорт, то вони могли потрапити в алювіальні нагромадження тераси головно внаслідок перевідкладання палео-Дністром алювіальних відкладів старших терас, або поставались в русло палео-Дністра його подільськими допливами, верхів'я русел яких могли функціонувати на рівні нагромаджень неогенового, крейдового, юрського віку.

Проведені дослідження переконливо засвідчують перспективність літологічного методу для відтворення палеогеографічних умов формування долини Дністра.

ВПЛИВ РЕЛЬЄФУ І КЛІМАТК НА ПРИРОДОКОРИСТУВАННЯ

**CLIMATE CHANGE AND TOURISM: SOUTHEASTERN ANATOLIA REGION
AND SOUTHEASTERN ANATOLIA PROJECT (GAP)
IN TURKEY AS A CASE STUDY**

BULENT ACMA

Anadolu University, Department of Economics Unit of Southeastern Anatolia Project(GAP)

The Republic of Turkey has a special place in the Mediterranean Region from the respects of both its social-economic structure and its geo-politic and geo-strategic importance. It is also a model for the Middle East Countries by combining the traditional and modern life styles.

The Southeastern Anatolia Project (GAP), one of the most important projects to develop the remarkable natural resources of the world, is accepted as a change for getting benefit from rich water and agricultural resources of the Southeastern Anatolia Region for Turkey and the region.

The climatic changes have been observed in the region after formation of artificial lakes and the process of watering. The terrestrial climate which has been resigned in the region has started to leave its place to caused changes in the structure of rural tourism in the region. It is also created new types of flora and an environment for alternative tourism types.

Recent years, remarkable developments have been observed from respect of both eco-tourism and agro-tourism in the region. And, also an increase in the flow of tourists to the region also has been observed.

The main purpose of this study is to analyze the effects of climatic changes from devrestrial climate to soft are in the region. For this reason, in the first section, a brief introduction of the region and the GAP Project will be given.

In the second section, the climatic structure of the region will be examined. Also, both the climatic feature and touristic structure of the region before and after the GAP Project will be included in examination.

In the third section, the results of climatic changes and new tourism alternatives will be analyzed. Again, in this section, the existing tourism potential will be determined.

This study will present a series of policies and strategies for differential tourism and tourism development after the climatic changes in this region

JEL Classification: Q 25, O 13, R 58

Keywords: Climatic Changes and Tourism, Mediterranean Region, Turkey, Southeastern Anatolia Region and Southeastern Anatolia Project.

**ЧИННИКИ ФОРМУВАННЯ МІКРОФОРМ РЕЛЬЄФУ
В БАСЕЙНІ ВЕРХНЬОГО СІРЕТУ**

БЕРЕЗКА І.С., МЕЛЬНИК А.А.

Чернівецький національний університет імені Юрія Федьковича

Рельєф є одним із найважливіших компонентів природного середовища, базою для формування і функціонування різноманітних природно-господарських, зокрема басейнових систем.

Рельєфом земної поверхні називають сукупність просторових форм, які відрізняються між собою зовнішніми окресленнями, розмірами, походженням, будовою, віком та історією розвитку, висотою, орієнтуванням відносно сторін горизонту, відношенням до площини горизонту і деякими іншими властивостями. Існує декілька класифікацій рельєфу за різними ознаками. За розмірами розрізняють крупні (мега -, макро -), середні (мезо-) і дрібні (мікро- і нано -) форми рельєфу.

Розглянемо найменші і найбільш динамічні форми рельєфу. Як зазначається в класифікації, наноформи – дрібні нерівності земної поверхні, площа яких не перевищує кількох квадратних метрів, а відносні перевищення становлять 1-2 м. До них відносять піщані брили, болотні купини органічного походження, сліди ґрунтово-технічної обробки, ерозійні вибої і борозди тощо, що ускладнюють поверхню мікроформ та форм рельєфу більш високих рангів.

До мікроформ рельєфу відносяться порівняно незначні нерівності земної поверхні, розміри яких варіюють від кількох метрів до кількох десятків метрів, глибина розчленування не перевищує кількох метрів. До позитивних форм рельєфу належать дрібні конуси виносу, а до вироблених форм – ерозійні промоїни, невеликі яри тощо. Мікроформи є складовими частинами мезоформ і макроформ рельєфу.

Коли йде мова про дрібні форми рельєфу, зокрема про їх класифікацію, то зазвичай ми маємо на увазі формування наноформ рельєфу. Процес їх переходу в мікроформи зазвичай не регламентують (немає потреби, тому що розміри наноформ і мікроформ, як правило мають масштабний ряд який зазначається з досить великим накладанням одних форм на інші), а отже загальна назва «дрібні форми» найбільш точно характеризує всі невеликі нерівності поверхні.

Гірській частині басейну річки Сірет відповідають комплекси крайового низькогір'я Буковинських Карпат, середнього'я асиметричних хребтів Скибової зони та комплекси терас гірських долин. Вона розташована в межах Скибової зони Покутсько-Буковинських Карпат. Характерними для цього району є масивні сірі пісковики, строкаті глини та зеленувато-сірі алевроліти палеогенового віку. Ріка перетинає декілька гірських хребтів, витягнутих з північного заходу на південний схід. Гірські схили мають крутизну до 15-20°. Поверхневу товщу складають ґрунти важкого механічного складу зі слабкою водовбирною здатністю. Близько до поверхні залягають водонепроникні породи. Все це сприяє швидкому стіканню води зі схилів.

Басейн Верхнього Сірету є регіоном з достатнім атмосферним зволоженням (750-900 мм). У теплий період року випадає біля 80 % загальної кількості опадів, що в 2-3 рази більше, ніж в холодний.

В межах Українських Карпат ґрунтовий покрив басейну представлений переважно бурими гірсько-лісовими ґрунтами, які відрізняються високою вологоємністю. Основними ґрунтовірними породами для них є делювіально-елювіальні відклади флішових порід, які залягають на заліснених схилах гір. Пересічна потужність ґрунтового покриву в горах незначна і становить 40-50 см, а біля підніжжя схилів – до 1,5-2,0 м. Гумусовий горизонт цих ґрунтів незначний і сягає 20-25 см. Бурі гірсько-лісові ґрунти переважно легко- або середньо-суглинисті, часто щебенюваті.

Головними лісоутворюючими породами в басейні є бук, граб, дуб, ялина і ялиця. Букові ліси поширені в передгірській частині басейну та нижньому гірському поясі. Рослинний покрив басейну Сірету значно впливає на процес стікання опадів. Ялинові деревостани за рік пересічно затримують від 25 до 36% опадів. У дубово-грабовому лісі може затримуватись до 60% опадів.

У басейні Сірету виділяють дві групи ландшафтів: лісолучні ландшафти Прут-Сіретського межиріччя і гірські лісові ландшафти Буковинських Карпат, які наскрізно перетинаються річками Сірет і Малий Сірет. У їх долинах поширені азональні місцевості днищ (заплав і низьких терас) річкових долин, терас середнього і високого рівнів.

Гірським басейнам зі значними кутами нахилу поверхні та лісогосподарським видом землекористування притаманні процеси змиву ґрунтового покриву на місцях суцільних вирубок, збільшення кількості ерозійних форм рельєфу, значне поглиблення базису ерозії, значний за об'ємом винос матеріалу в гірлову частину.

З детального аналізу структури зображення знімків з високою роздільною здатністю складається враження, що плануються тільки вирубки, а заліснення частково відбувається природним шляхом. Проте процес вторинної сукцесії (послідовна необоротна й закономірна зміна одного біогеоценозу іншим на певній ділянці середовища) на ділянках старих вирубок. Як видно зі знімків на схилових поверхнях значної крутизни під дією опадів у вигляді злив, спочатку відбувається інтенсивний змив родючого шару ґрунту не захищеного кронами дерев, відбувається так зване «скелетування» ґрунту і як наслідок на таких поверхнях заліснення відбувається тільки в тих місцях де цей шар зберігся. Про це свідчить нерівномірно плямиста структура зображення з великою кількістю безлісних ділянок.

Ще одною проблемою гірських територій є те, що лісові дороги стають штучними каркасними лініями рельєфу вздовж яких відбуваються процеси змиву материнської породи ґрунту, при цьому формуються яри значної глибини.

Основними чинниками формування дрібних форм рельєфу в басейні Верхнього Сірету є складна геоморфологічна будова басейну, значна кількість опадів, особливо в теплий період року, незначна потужність ґрунтового покриву і особливо інтенсивне лісогосподарське землекористування.

МІКРОРЕЛЬЄФ ТА НЕСПРИЯТЛИВІ ПРОЦЕСИ В ДОРОЖНІХ ЛАНДШАФТАХ

ВАЛЬЧУК-ОРКУША О.М.

Вінницький державний педагогічний університет імені Михайла Коцюбинського

У формуванні дорожніх ландшафтів приймають участь дві групи природних компонентів: натуральні й антропогенні. До перших ми відносимо натуральні компоненти, які попадають у зону формування й функціонування дорожніх ландшафтів та використовуються у їх будівництві й подальшій експлуатації як натуральні ресурси. Це різноманітні маси гірських порід земної кори та її поверхневі форми, ґрунти, водні маси, тваринний й рослинний світ, сонячне тепло й світло, опади, температура й вітри тощо. Специфіка натуральних компонентів не лише у їх різноманітності та компонентному впливові на функціонування дорожніх ландшафтів. Специфіка проявляється й у їх використанні в процесі будівництва дорожніх ландшафтів, що зумовлено “лінійним” просторовим розповсюдженням останніх (часто вживається невдалий, наш погляд, термін “лінійна географія”). Траса Вінниця – Могилів-Подільський (протяжність 96 км, ширина 17 – 25 м) пересікає 11 типів гірських порід – від гранітів докембрію до лесоподібних суглинків неогену й усі вони використані у її будівництві.

До антропогенних ми відносимо докорінно змінені натуральні компоненти – гранітний, пісковиковий, вапняковий, доломітовий; з інших – щебінь, бут, відсів тощо; а також їх суміші, ґрунтосуміші, виїмки й насипи, полотно дороги, усі інженерні споруди й комунікації тощо. Будучи природними, натуральні й антропогенні компоненти дорожніх ландшафтів, взаємодіють як між собою, так із довкіллям. Найбільш яскраво це виявляється у розвитку денудаційно-аккумулятивних, карстових, геофізичних, геохімічних та інших процесів.

Компоненти дорожніх ландшафтів. Детальна характеристика природних компонентів, які задіяні у формуванні дорожніх ландшафтів Поділля, недоцільна. Вони описані у

спеціальній літературі [1]. Зупинимося лише на тих їх особливостях, які безпосередньо пов'язані з функціонуванням дорожніх ландшафтів.

У процесі формування (будівництва) й подальшого функціонування дорожніх ландшафтів серед компонентів провідне значення мають літогенна основа – маси земної кори та їх поверхневі форми. Специфіка в тому, що на не широкій (5 – 60 м), але надзвичайно протяжній (сотні кілометрів) смузі на денну поверхню виводяться різноманітні (інколи усі характерні для регіону) породи, які мільйони років були перекриті шаром четвертинних відкладів. Вони, кожна по своєму, вступають у взаємодію з довкіллям. Ця взаємодія поки що не контролюється.

Характерною ознакою дорожнього мікрорельєфу є сукупність прямолінійного, зрівельованого дорожнього полотна й прилеглих до нього антропогенних виїмок (глибина 0,5 – 5 - 8 м, ширина біля підніжжя 3 – 25 – 30 м, у верхній частині до 50 і більше м, крутизна схилів – від 3 - 5 до 45 – 60° (інколи це прямі стінки) та насипів (висота 0,5 – 4 – 5 і більше метрів, ширина біля підніжжя до 20 – 30 м, у верхній частині – в залежності від ширини дороги, крутизна схилів до 60°). Виїмки й насипи - найбільш динамічні ділянки дорожніх ландшафтів, особливо у їх парадинамічних взаємозв'язках з прилеглими ландшафтами. Лише на трасі Хмельницький – Вінниця у 2002 році нами зафіксовано 67 виїмок глибиною від 0,5 до 5 м і 72 насипи висотою від 0,5 до 3 м. Загалом вони зайняли 27 % дороги (33 км з 120). Дорожні насипи та виїмки, особливо їх схили, помітно вирізняються серед натуральних аналогів [2].

Через те, що тут активніше формуються зсуви, опливини, розсипи, їх схили закріплюють сваями, створюють дренажні системи, підпирають кам'яними й дерев'яними стінками, будують водотоки. Такі виїмки й насипи – то своєрідні ландшафтно-інженерні системи. Коли крутизна схилів більше 1:10, нарізуються (виїмки) або насипаються (насипи) тераси. Є випадки, коли будівництво дороги повністю змінює профіль схилу, активізує небажані геоморфологічні процеси (рис. 1).

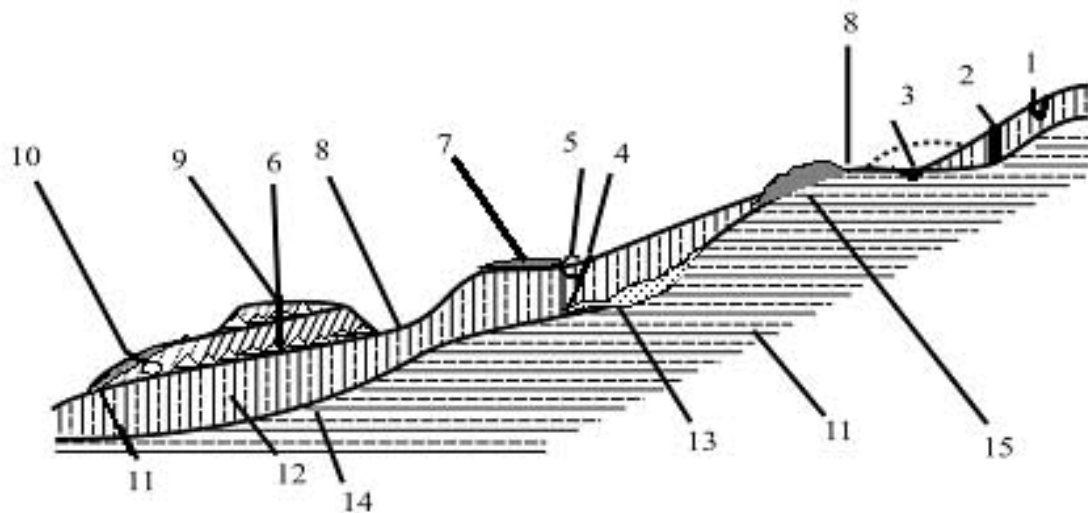


Рис. 1. Зміна профілю схилу в результаті будівництва дороги на зсувній ділянці („Бронниця” Вінницької області)

1- нова нагірна канава; 2 – нова дренажна прорізь; 3 – виїмка вздовж траси (обхід зсуву); 4 – виступи зсувного зриву і поверхня сковзання; 5 – старий кювет, який підлягає укріпленню; 6 - старий підкюветний дренаж; 7 – існуюча дорога; 8 – карман між насипом і схилом; 9 – деформована насип по осі випрямлення; 10 – деформована залізобетонна труба; 11 – сповзаючий ґрунт насипу; 12 – суглинок щебенистий; 13 – пісок (водонасичений); 14 – корінні піщано-сланцеві породи; 15 – насипний ґрунт.

ПРОЕКТОВАНА ТЕРИТОРІЯ СМАРАГДОВОЇ МЕРЕЖІ «ДІВИЧКИ»

ВАСИЛЮК О.В.

*Ukrainian Nature Conservation Group,
Інститут зоології імені І.І.Шмальгаузена НАН України*

Смарагдова мережа або ж Emerald Network (надалі СМ) є новітньою системою природоохоронних територій та їх менеджменту, які мають особливу цінність для збереження природних видів флори, фауни та типів оселищ. Її створення та впровадження є одним з провідних напрямків роботи природоохоронних органів у східноєвропейських країнах. За результатами рішень, прийнятих Постійним комітетом Бернської конвенції (1979) її прийнято вважати нормативно-правовим базисом для охорони видів та оселищ, включених до резолюцій №4 та №6 Конвенції. Саме охорона цих видів і оселищ є основним завданням Конвенції. Сенса проектування об'єктів СМ полягає у наданні оцінки стану збереження оселищ та популяцій видів флори та фауни в масштабах всієї Європи. Передбачається, що мережа має охопити щонайменше 60% популяцій видів та площі оселищ згаданих резолюцій Конвенції. В перспективі, Смарагдова мережа буде інтегрована в систему територій Natura 2000, яка є аналогічною за процедурами та завданнями, але діє виключно в країнах Європейського Союзу.

Ключовими підставами для віднесення певної території до переліку перспективних об'єктів СМ є зареєстровані факти присутності видів рослин і тварин зі списків Резолюції № 6 (1998) та оселищ, з якими найчастіше пов'язане існування видових комплексів та біоценозів, з Резолюції № 4 (1996) Бернської конвенції протягом останніх 20 років. У 2016 році Секретаріатом Конвенції була затверджена схема Мережі, розроблена на замовлення Міністерства екології та природних ресурсів України. Проте, професійна спільнота та незалежні фахівці, зазначають, що існуюча розробка є недостатньою для здійснення охорони зазначених у відповідних резолюціях видів і оселищ. У зв'язку із цим була утворена ініціативна група авторів, що здійснюють розробку додаткових елементів СМ України (Shadow list of Emerald Network) на громадських засадах. Робоча група вже запропонувала низку потенційних сайтів СМ, важливих для збереження видів та оселищ резолюцій Бернської конвенції, і в даній роботі міститься опис однієї з територій, яка пропонується до включення в перелік сайтів СМ.

Одним з таких об'єктів є проєктований сайт СМ «Дівички» (протяжність 36 км, площа – 39 000 га). Проєктований смарагдовий сайт розміщений в межах Сошниківської, Старівської та Гологурівської сільських рад Бориспільського району Київської області. До складу території входять Ржищівський військовий лісгосп та розміщений в його межах танковий полігон «Дівички» (16648 га), лісові масиви Кийлівського (кв.кв. 48, 53-89) та Старинського (кв.кв. 15-33, 38-66, 71-72, 75-76) лісництва Бориспільського ЛГ, Стовп'язького лісництва (кв.кв. 1-27, 29-35, 37-64) Переяслав-Хмельницького ЛГ та притерасні болота в межах Ковалинської, ошниківської, Дівичківської та Гологурівської сільських рад. Межа сайту «Дівички» на півдні проходить від с. Кийлів вздовж південної межі Бориспільського району (в акваторії Канівського водосховища) до с. Ходорів, далі на північ – по межі району до лівого берега водосховища та військового полігону, на схід – вздовж межі району навколо полігону до с. Дівички, далі на північний захід вздовж дороги Ковалин-Голову рів, обходячи з півдня села Дівички, Ковалин, Сошників та Старе, далі на захід вздовж траси та межі лісового масиву до перехрестя з дорогою Вороньків-Кийлів і від пере хрестя вздовж дороги на південь до сільськогосподарських угідь с. Кийлів, і далі, обходячи с. Кийлів із сходу, до акваторії.

За геоботанічним районуванням територія проєктованого сайту належить до Середньодніпровського району Бахмацько-Кременчуцького округу Східно-Європейської провінції Європейсько-Сибірської лісостепової області.

Зважаючи на те, що біотопи НПП представлено ділянками заплавної рослинності фрагмента дніпровської заплави (острівний архіпелаг) та порівняно малозалісненої надзаплавної

борової тераси, головними типами рослинності є гідрофільна: водна (угруповання занурених та рослин з плаваючим листям) та прибережно-водна (ценози гелофітів, поширені по берегах проточних і стоячих водойм); лучно-болотяна: рослинність вологих, справжніх та сухих лук, а також рослинність ділянок оліго трофних та мезотрофних боліт; псамофітна: алювіальна (види піонерних угруповань на алювіальних відкладах річок та мулистих берегах водойм) та угруповання піщаних пасм – псамофітні луки (головним чином мезоксеро фіти та ксеромезофіти); лісова: широколистяні, мішані та соснові ліси, а також болотно-лісова: вербово-осокореві ліси, вільшаники та заболочені соснові ліси; синантропна: сеgetальна (види поширені переважно на орних землях у посівах) та рудеральна (на порушених місцях, вздовж доріг, тощо).

Територія проектного смарагдового сайту посідає дуже важливу роль в схемі Національної екологічної мережі України та Всеєвропейській екологічній мережі. Вся територія НПП «Дівички» входить до меж Дніпровського екологічного коридору – одного з основних шляхів сезонних міграцій більшості видів птахів.

Територія сайту переживає негативні антропогенні впливи. На частині, що віднесена до території Бориспільського лісгоспу ведеться планове лісове господарство, тобто різні типи рубок, полювання. Крім того, на частині території встановлені вольєри для розведення кабанів у природних умовах з метою полювання на них. Таким чином, зазначена частина території не захищена.

Друга, значно більша частина території віднесена до складу земель, що знаходяться в управлінні Міністерства оборони України, оскільки на цій території розміщений діючий танковий полігон «Дівички».

Частина території вже має охоронний статус різного рівня. Зокрема, тут виділена ІВА територія, в межах сайту розміщені заказники «Болото Біле», «Стайківські обрії», «Кілов-Рудяків» та «Борспільські острови» (загалом біля 10 000 га).

З заходу і півдня межа сайту повністю співпадає з межею сайту «Канівське водосховище» та створює з ним нерозривний природний комплекс.

Необхідним є включення проектного сайту до Смарагдової мережі та запровадження на його території диференційованого менеджмент-плану.

ДЕГРАДАЦІЙНІ ПРОЦЕСИ – РЕГІОНАЛЬНА ГЛОБАЛЬНА ЕКОЛОГІЧНА ЗАГРОЗА

ВОЛОЩУК М. Д.

ДВНЗ «Прикарпатський національний університет ім. В. Стефаника»

Проблема деградації земельна загальному фоні зростаючої загрози глобальної екологічної кризи в останні десятиріччя займає провідне місце в світі. За даними Міжнародного наукового проекту «Глобальна оцінка деградації земель» (1990 рік) до різних видів деградації схильні понад 2 млрд. га земель, із них 55,6 % - за рахунок водної ерозії; 27,9 % - вітрової ерозії (дефляції); 12,0 % - хімічних чинників; 4,2 % фізичних (ущільнення, підтоплення та інших). За прогнозування вчених при такій ситуації через 120-150 років на планеті може бути повністю зруйнований родючий шар ґрунту.

Складна екологічна ситуація ґрунтового покриву спостерігається і на території України. Середньорічний обсяг токсичних промислових викидів досягає 1,9 млрд.т, забруднених стічних вод - 22 куб. км, а газоподібних пилових викидів в атмосферу – близько 20 млн. т. Всі ці шкідливі речовини поширюються до 1,5 км від епіцентру забруднення. В зразках ґрунту окремих промислових зон (Донбас, Бурштин, Калуш, Роздол, Червоноград) концентрація важких металів нерідко в 5-10 разів перевищує гранично допустимі рівні, в результаті випадання про-

мислових опадів деградуються природні та антропогенні біоценози, збіднюється видовий склад і чисельність фауни, погіршуються фізико-хімічні властивості і біологічна активність ґрунту, посилюються деградаційні процеси, виникає нове надзвичайно небезпечне явище окиснення ґрунтів. У сільськогосподарській продукції нагромаджуються токсини, знижується врожайність зернових культур на 20-30 відсотків, соняшнику – 15-20 відсотків, овочів – 25-30 відсотків, кормових культур – 23-28 відсотків і плодівих – на 15-20 відсотків.

Катастрофічне забруднення сільськогосподарських угідь (8,4 млн.га) радіоактивними викидами відбулося в результаті аварії (1986 р.) на Чорнобильській АЕС, яке не має аналогів у світі. Найбільша кількість радіонуклідів випала в Житомирській (70%) і північних районах Київської (15%) областей України

Серед деградаційних процесів провідне місце займає ерозія ґрунтів, яка є найбільш істотним чинником зниження продуктивності земельних ресурсів. Згідно даних національної доповіді України про гармонізацію суспільства у навколишньому природному середовищі (Київ, 2016 р), загальна площа сільськогосподарських угідь, які зазнали згубного впливу водної ерозії становить 13,4 млн.га (32 відсотків), у тому числі 10,6 млн.га орних земель. До складу еродованих земель входять 4,5 млн.га із середньо- та сильнозмитими ґрунтами, в тому числі 68 тис.га повністю втратили гумусний горизонт.

Особливо великі площі еродованих ґрунтів поширені на орних землях у Вінницькій, Луганській, Донецькій, Одеській і Тернопільській областях, де середньорічний змив ґрунту становить 24,5-27,8 т/га. У складі орних схилених земель площа слабозмитих ґрунтів за останні 30 років зросла на 30 відсотків, а середньо- і сильнозмитих ґрунтів на 25 відсотків, в тому числі в Степу – на 14,1 відсотків, Лісостепу – 18,20 відсотків, Поліссі – 30,5 відсотків. Щороку площі еродованих земель збільшуються на 70-80 тис.га .

В результаті ерозійних процесів з усієї площі сільськогосподарських угідь у середньому за рік змивається до 500 млн. т родючого ґрунту, у якому міститься до 24 млн. т гумусу, 0,964 млн. т азоту, 0,678 млн. т фосфору та 9,4 млн. т калію, що еквівалентно 320–330 млн. т органічних добрив, а еколого-економічні збитки внаслідок ерозії перевищують 9 млрд. гривень. За експериментальними оцінками втрати продукції землеробства від ерозії перевищують 9–12 млн. тонн зернових одиниць у рік.

Поряд з площинною ерозією ґрунтів значні площі земель зруйновані яружною ерозією. За даними Державного земельного кадастрового обліку України, кількість ярів досягає 600 тис., а загальна площа земель, зруйнованих безпосередньо ярами становить 157 тис. га, разом з прияружними землями – 796.3 тис. га. Основна частина їх поширена на землях сільськогосподарського, лісогосподарського та природоохоронного призначення.

На схилах, розчленованих ярами, руйнується не лише ґрунтовий профіль, а й весь історично сформований природний ландшафт.

Щорічні втрати, які завдає яружна ерозія в різних галузях господарства України, становить 50 млн грн.

Все це вказує на доцільність консолідації зусиль вчених географів, кліматологів, гідрологів, ґрунтознавців, геодезистів, спеціалістів сільсько-лісового господарства, проєктних організацій в проведенні комплексних досліджень, в розробці природо-охоронної системи заходів по зменшенню деградаційних процесів, відновлення природних агроєкобіосистем які будуть мати велике екологічне значення не тільки для України, а й для інших країн світу.

**КЛІМАТИЧНІ ЗМІНИ НА ПІВДНІ УКРАЇНИ
ТА ЇХ НАСЛІДКИ ДЛЯ ПРИМОРСЬКОГО ПРИРОДОКОРИСТУВАННЯ
(НА ПРИКЛАДІ М. МЕЛІТОПОЛЬ)**

ВОРОВКА В.П.

Київський національний університет імені Тараса Шевченка

Однією з найбільших глобальних проблем сучасності є потепління клімату. Це підтверджується очевидністю змін таких кліматичних показників як температура повітря (середньорічна, за сезонами року та ін.), сума активних температур, кількість атмосферних опадів та режим їх випадіння, частота прояву посух, сильних злив, ураганів тощо. Доказовість змін у вигляді трендового ходу цих показників сприяє активному обговоренню проблеми потепління у світових наукових колах, на регіональному рівні і має підвищений інтерес з боку громадськості та журналістів.

Прогнози кліматологів свідчать про те, що до 2050 року середньорічна температура повітря в Україні підніметься на 2°C. Зростання середньорічної температури прискорюється: якщо упродовж другої половини ХХ століття вона піднялася на 0,8 °С, то з початку ХХІ століття ці темпи оцінюються у 1,95 °С за 100 років. Це підтверджується тим, що аномально холодні зими та жаркі місяці проявляються у 40% частіше порівняно з другою половиною ХХ століття.

Кліматичні зміни загалом для України підтверджуються трендами відповідних показників і в межах Запорізької області, а за багатьма показниками ці зміни носять більш екстремальний характер. Ключовими тут є зміна температурних показників, режим випадіння опадів та їх характер, зміна умов ґрунтоутворення, зміна ландшафтних меж. Це в кінцевому випадку спричинює суттєві зміни першочергово у сільськогосподарському природокористуванні регіону.

Аналіз динаміки середньорічних показників температури з 1951 по 2014 рр. (за даними метеостанції Мелітополь) показав досить інтенсивне зростання цього показника. Середня температура збільшилася з 9,8°C (1951-1970 рр.) до 10,3°C (1970-2014 рр.), а з 2005 по 2017 рр. – до 11,5°C. При цьому основна частина приросту відбулася з 1990 року. Останнє десятиліття було найспекотнішим за всю історію спостережень. Починаючи з 1998 року середньорічні відмітки вже не переходили межі нижче ніж 9,9°C і лінія тренду має чіткий висхідний характер. За умови збереження таких тенденцій зміни температур на період до 2050 року, прогнозоване підвищення середньорічної температури повітря сягне показника 12,3-12,5°C зі значними коливаннями максимальних та мінімальних температур по окремих роках.

Зміни клімату супроводжуються ростом суми активних температур, мінімальних та максимальних температур приземного повітря, підвищенням кількості атмосферних опадів та їх перерозподілом за сезонами року, зниженням швидкості вітру та зміною характеру вітроциркуляційних процесів.

Аналіз суми позитивних температур вище +15°C по метеостанції Мелітополь за період з 1969 по 2012 рр. показав зростання показника на 40°C/рік. Разом з тим, у період 2008-2012 рр. відмічене подвійне зростання даного показника – до 80°C/рік. Порівняно з кліматологічною стандартною нормою (1961-1990 рр.), криві ходу температури по метеостанціях південної частини Запорізької області (Бердянськ, Ботієве, Генічеськ, Мелітополь) відображають те, що найбільш інтенсивні зміни припадають на період з 1991-2010-х років з відповідним трендом змін до 2021 року.

Зміни клімату підтверджуються ростом показників мінімальної та максимальної температур повітря. Так, упродовж 2005-2017 рр. по метеостанції Мелітополь зросли ці показники порівняно з періодом до 2005 року: мінімальна з -33°C до -26,3 °С (23.01.2006), а максимальна – з +40°C до +41°C (07.08.2010 р.).

Кількість опадів на перспективу буде збільшуватись, а їх перерозподіл за сезонами року буде на користь зимового сезону з суттєвим зниженням у літній період. Аномально теплі зими з великою кількістю опадів та відносно високими температурами свідчать про значний вплив помірному типу, що зумовлюється мінливістю у просторі та часі атмосферної циркуляції. Підтвердженням цього можуть служити численні спостереження за ходом зміни швидкості та напрямку вітру.

У Мелітополі поступово підвищується кількість атмосферних опадів на фоні зростання екстремальності їх випадіння за роками. Наявний тренд дає право прогнозувати кількість атмосферних опадів до 2050 року на рівні 550-560 мм, що перевищує багаторічну кліматичну норму (460 мм) на 100 мм. Однак опади будуть випадати переважно у холодний період року. Натомість у літній період ксерофітизація буде зростати не стільки від підвищення температури, як від зниження кількості літніх опадів.

Кардинальні зміни відбуваються у вітроциркуляційних процесах. Починаючи з початку ХХІ століття зростає західна і північна складові з одночасним зменшенням долі традиційних східної та північно-східної. Саме у зв'язку зі зміною циркуляційних процесів у бік західної складової пов'язане зростання кількості атмосферних опадів у зимовий період.

Зміни кліматичних показників супроводжуватимуться поступовими змінами у ґрунтовому профілі. В умовах зростання посушливості літнього сезону величина фітомаси буде невпинно скорочуватись, що спричинить зменшення потужності гумусового горизонту і вміст у ньому гумусу. Вологий зимовий сезон збільшуватиме промивний режим ґрунтів з відповідним зменшенням в них частки гумусових речовин. Поступово ґрунт втрачатиме родючість. Водночас збільшення інтенсивності і кількості випадіння опадів у холодний період року на незахищених рослинністю полях супроводжуватиметься активізацією процесів площинного та лінійного змиву.

Інтенсивне землекористування стане неможливим та економічно не вигідним на схилових територіях, де водно-ерозійні процеси набудуть більшої інтенсивності, а потенційна родючість падатиме з року в рік. Більшість інтенсивно оброблюваних земель буде приурочена до систем зрошення та до плоских і слабопохилих поверхонь вододілів. Схилі території підлягатимуть суцільному залуженню, а подекуди – залісенню. Інтенсивне землеробство поступово змінить свій характер з суцільного на осередковий.

Одним з наслідків глобального потепління клімату є підвищення рівня Світового океану та Азовського моря зокрема. На період до 2050 року прогнозується підйом рівня Світового океану на величину 0,9-1,0 м. Відповідним чином (за різними сценаріями від 0,22 м до 1,2 м) підніметься рівень Азовського моря. Це спричинить затоплення усіх низинних поверхонь включно з пляжами, солончаками та низинними луками азовського узбережжя, більшістю поверхонь акумулятивних кіс та пересипів. Відбудеться активізація абразійних процесів.

ДЕМОГРАФІЧНА ОЦІНКА ЛАНДШАФТІВ ВЕРХНЬОГО ПРУТА ДЛЯ ПОТРЕБ РЕКРЕАЦІЙНО-ТУРИСТИЧНОЇ ДІЯЛЬНОСТІ

ГИЩУК Р.¹, КРУЛЬ Г.²

¹*Чернівецький торговельно-економічний інститут КНТЕУ*

²*Чернівецький національний університет імені Юрія Федьковича*

Одним із вагомих чинників туристичної активності, сталого розвитку ландшафтів, екологічної стабільності та привабливості єїхня демографічна складова. Саме за останньою можна робити певні висновки стосовно перспективи формування чи функціонування рекреаційних систем у природних геосистемах і їхніх складових.

Найважливішою оцінкою рекреаційних систем природних районів стосовно демографічно-поселенських характеристик є їхня людність. Людність – це той чинник, який у абсолютних показниках дає чітку відповідь про фактичну демографічну ємність соціо-природної та рекреаційної геосистеми, а в її більших чи менших показниках – про нинішнє демографо-рекреаційне навантаження на природні комплекси.

Сьогодні в сточищі Прута виокремилися два чітких лідери ландшафтів стосовно їхньої людності, де проживає більше 100 тис. ос. Це Обертинсько-Гвіздецький (173 396 ос.) і Дерелуйський (144 954 ос.) природні райони. Ще два райони, Новоселицький і Кіцманський, мають теж доволі потужний демографічний потенціал, однак він майже удвічі є меншим за показники двох перших. Так, якщо у Кіцманському мешкає 99 075 ос., а в Новоселицькому – 92 479 ос., то людність найбільше заселеного Обертинсько-Гвіздецького фізико-географічного районів відрізняється від них у 1,75 і 1,87 рази відповідно. Власне, ці чотири райони формують найбільшу суцільну територію демографічного навантаження в сточищі Прута, яка більшою своєю частиною тяжіє до лівобережжя.

На сьогодні пересічна геометрична людність ландшафтів Прута складає 11937 ос., яку перевищують 20 із 33 фактично заселених названих територіальних одиниць, хоча їхня людність значно поступається першим чотирьом названим лідерам. У п'ятому за своїм рангом Хотинському районі налічується 70902 ос., що складає лише 40,8% від людності першого, а у всіх наступних чисельність населення відрізняється щонайменше у 2,94 рази. Безпосередньо на цій позначці знаходиться Пістинсько-Черемоський фізико-географічний район, у Космацько-Устеріцькому районі нині мешкає 51231 ос. (3,38 рази), що за своїм показником відповідає сьомому рангу.

Восьму, дев'яту та десятку позиції за власним рангом обіймають Чернівецький, Черемоський і Делятинсько-Яремчанський природні райони, чия людність коливається в межах 43387 ос. – 37974 ос. Частка всього населення по трьох районах загалом складає лише 11,3% у сточищі, а останнього Делятинсько-Яремчанського – п'яту частину від найзаселенішого Обертинсько-Гвіздецького району. Друга десятка районів із високими демографічними показниками обмежена інтервалом 30244 ос. – 13506 ос. від Прутсько-Пістинського до Слобода-Рунгурського районів, 30% фізико-географічних районів у якому належать рівнинній лісостеповій частині сточища.

Нижчі за середні значення ландшафтів коливаються в межах 11 територіальних природних одиниць. Діапазон таких значень за кількістю населення є теж розтягнутим і складає 9361 ос. – 99 ос., причому ці крайні значення відносяться до Кельменецького в Прут-Дністерській височинній області та Чорнодільського природних районів в Мармароській височинній області.

Вкрай низькими показниками демографічного потенціалу характеризуються високогірні райони Передкарпатської та Вододільно-Верховинської області, які не розташовані біля безпосереднього русла Прута і Черемошу, а їхня людність не перевищує 1 тис. ос. Вони займають рангові позиції від 30 до 33. До них відносяться Максимецький, Багненський, Сіретський і Чорнодільський фізико-географічні райони, причому людність Чорнодільського складає 14,5% від Максимецького, а від найзаселенішого Обертинсько-Гвіздецького вона відрізняється у 1752 рази!

Література

1. **Гишук Р.** Квест-екскурсія як новий напрям розвитку туристичної привабливості та популяризації євро регіону «Верхній Прут» / Р. Гишук, О. Хитрова, О. Крецький // Сучасний стан та перспективи розвитку туризму : Матеріали Міжнародної науково-практичної конференції, м. Чернівці, 2-4 травня 2018 р. – Чернівці : ПБКФ «Технодрук», 2018. – С. 74-76.
2. **Круль В.** Територіальні особливості поселенської мережі у межах фізико-географічних районів верхнього сточища р. Прут / В. Круль, О. Гадельшин // Вісник Львівського університету. Серія географічна. – 2014. – Вип. 48. – С. 254-260.
3. **Круль В. П.** Поселенське освоєння фізико-географічних районів верхнього сточища Прута / В. П. Круль, Р. М. Гишук // Міжнародний науковий семінар «Проблеми ландшафтознавства в контексті стратегії сталого розвитку та Європейської ландшафтної конвенції» (3-5 листопада, м. Львів-Ворохта). – Львів: ЛНУ ім. І.Я. Франка, 2017. – С.74-77
4. **Krul' Volodymyr Retrospective Ethnic Variety of Settlements as Components of the Prykarpattia Natural Regions / Krul' Volodymyr, Hushchuk Roman, Diachuk Alina** // Scientific Letters of Academic Society of Michal Baludansky. – Slovakia: Koshice, Volume 5, No. 5A/2017. – p. 75-78

РЕЛЬЄФ ТА ГОСПОДАРСЬКА ОСВОЄНІСТЬ ГІР ЯЛОВИЧОРИ

ГЛЕЦЬКИЙ Й. Р., ЛОТОЦЬКА М. П., ТИМОФІЙЧУК Н. М.

Прикарпатський національний університет імені Василя Стефаника

Геоморфологічні дослідження Українських Карпат тривають уже понад півтора століття. Здійснювали їх в ході експедиційних розвідок, стаціонарних спостережень, аналізу картографічних матеріалів та теоретичних узагальнень українські, польські, австрійські, російські, науковці. Цілий ряд публікацій були присвячені й аналізу залежності господарської діяльності від морфометричних характеристик рельєфу гірської території, характеру та інтенсивності геоморфологічних процесів. У цій публікації ми хочемо розглянути взаємозв'язки, які склалися між геоморфологічними особливостями гір Яловичори (Яловичорського масиву), які є частиною природної підобласті Гринявсько-Яловичорських Карпат.

В цілому рельєф гір Яловичори має ерозійний характер. У їх межах добре виражені три пасма, кожне з яких утворене декількома хребтами, інколи окремими вершинами, що відчленовані від хребтів гірськими водотоками. До Путильського низькогір'я, яке є частиною підобласті Бистрице-Селятинського низькогір'я, примикає з південного заходу найдовше у межах масиву пасмо хребтів Максимця (1345 м), Випчини (1355 м), Лосової (1428 м), Голого Груня (1314 м), Рапочева (1264 м).

Серединне пасмо хребтів Яловичорських гір має неперервну лінію вододілу від Білого Черемошу до Сучави. Вона дуже звивиста, оскільки хребти густо і глибоко розчленовані долинами річок і потоків. Найвищі вершини зі стрімкими схилами здебільшого знаходяться віддалік від лінії вододілу. Серед них з північного заходу на південний схід фіксуються такі вершини: 1303 м (Чернелиця), 1369 м та 1354 м (хр. Гребенище), 1393 м, 1461 м 1463 м (усі без назви), 1423 м (Дворелець), 1399 м (Говдя), 1373 м. (хр. Штевіора), 1414 м (без назви), 1397 м та 1261 м (хр. Мелеш).

Найвищий хребет Яловичорських гір – Яровиця (1446 м, 1574 м та 1567 м) та продовження пасма – хребет Томнатик (1565 м, 1526 м). Західні схили цих хребтів досить стрімко опускаються до долини річки Сарата, яка відділяє їх від чивчинського хребта Чорний Діл. Східні схили у вигляді відрогів з висотами понад 1300 м простягаються на 5–10 км від вододільного гребеня.

Сучасний рельєф продовжує свій розвиток під впливом ерозійної (розмивної) діяльності гірських річок та потоків. Помітний вплив на активізацію цих процесів чинить господарська діяльність населення. У свою чергу природні умови території, а передусім риси рельєфу, визначили напрями господарської діяльності місцевих жителів (гуцулів). Останні почали активно заселяти і освоювати гірську територію тільки з XV століття. Традиційними галузями господарювання для жителів Яловичорського масиву, як й для більшості інших гірських районів Карпат, було тваринництво, лісове господарство і лісозаготівля, а також пов'язані з ними переробка тваринницької продукції і деревини, збиральництво, художні промисли.

Тваринництво гірського краю мало від початків постійного заселення території відгінно-пасовищний характер, оскільки населені пункти в гірській місцевості розміщуються здебільшого на берегах річок чи в улоговинах (вплив рельєфу), а для розвитку тваринництва потрібні були великі площі пасовищ та сіножатей. Тому літування худоби і заготівля сіна зосереджувались на виположених пригребеневих частинах схилів гірських хребтів. Сінокоси часто були розміщені на значній відстані від поселень (інколи десятки кілометрів) на гірських полонинах. Заготівля сіна займала дуже значну частку часу у трудовій діяльності гуцулів. Через значну віддаленість Яловичорського масиву, він дуже мало заселений. Відповідно і не дуже значною була потреба у пасовищах. Вони представлені тільки у пасмі Максимця та Яровиці.

Рослинництво у горах Яловичори не набуло значного розвитку. Бідні, малородючі ґрунти малоприсадибні для господарського використання. Крім того гірські території тут мають нетривалий вегетаційний період.

Господарська діяльність гуцулів у горах Яловичори більш тісно була пов'язана з лісом. Адаже в недалекому минулому практично все, що оточувало гуцула було зроблене з дерева (від будинку до предметів побуту: стіл, посуд, ложки і т. д.). Зараз ситуація сильно змінилася, оскільки лісогосподарська діяльність зазнала значного впливу НТП, а також правової неупорядкованості цього виду економічної діяльності в Українській державі.

Використовуючи спостереження у ході польових маршрутних досліджень, а також вибудувавши і проаналізувавши цілу систему картографічних ГІС-моделей гіпсометричних рівнів, крутості та експозиції схилів, ступеня розчленованості рельєфу, були встановлені певні взаємозв'язки між морфометричними характеристиками форм поверхні і домінуючим напрямом природокористування у межах природно-географічних підобластей та окремих їх частин. Так, у горах Яловичори, як й у цілій області Полонинсько-Чорногірських Карпат, чітко виражені відмінності у природокористуванні за гіпсометричними рівнями та крутістю схилів.

Відносно незначні площі гребеневої частини головних хребтів та їх відрогів у горах Яловичори представлена полонинами, які поступово стають практично безлюдними через згортання впродовж останніх десятиріч тваринництва. Висоти полонин тут піднімаються зазвичай понад ізогіпсою 1100 м. Середній нахил полонинських поверхонь 22°, максимальний до 56°. Надто стрімкі (понад 36°) схили пасма хребтів Чернелиці – Дворельця – Штевійори очевидно були однією з важливих причин того, що у його межах практично не представлені полонини, а всі вершини заліснені. Лісозаготівля тут також сягає тільки висот до 1200 з середнім нахилом схилів 22°, максимальним – до 49°.

Отже, життя і природокористування у горах Яловичори має свої відмінні риси, які передусім визначаються морфометричними особливостями гірського рельєфу, а також особливостями географічного положення осередків заселення.

ДО ПИТАННЯ АНАЛІЗУ ПРИРОДНИХ КОМПЛЕКСІВ РЕГІОНУ УКРАЇНСЬКИХ КАРПАТ ДЛЯ ЦІЛЕЙ РОЗВИТКУ ТРАНСКОРДОННОГО НАУКОВОГО ТУРИЗМУ (УКРАЇНА – РУМУНІЯ)

ГУЦУЛЯК В.М.¹, ГРИЦКУ В.С.¹, ГІЛЕЦЬКИЙ Й.Р.²

¹Чернівецький національний університет імені Юрія Федьковича

²Прикарпатський національний університет імені Василя Стефаника

Здійснений аналіз геокомплексів фізико-географічних підобластей та областей Карпатського регіону: 1) Покутсько-Буковинське Передкарпаття, 2) Скибові Горгани, 3) Вододільно-Верховинські Карпати, 4) Полонинсько-Чорногірські Карпати, 5) Мармароський масив. Особливий інтерес для цілей рекреації і туризму представляють поселенські геосистеми вказаних регіонів: Яремче, Буковель, Ясіня, Ділове.

Прут-Сіретське Передкарпаття. Чернівецька область

Згідно схеми природного (фізико-географічного) районування відноситься до Покутсько-Буковинської підобласті. В геологічному відношенні територія розміщена в Передкарпатському крайовому прогині (зовнішня зона), який складається з глинисто-піщаних відкладів тортона (неоген), що легко розмиваються й сприяють розвитку ерозійно-зсувних процесів та утворенню грядово-горбистого рельєфу. Завдяки неотектонічним рухам сформувались височини з відмітками понад 500м (г.Цецино – 537м), аналогічні Сучавському плато. Вузькі гря-

ди збереглися від знищення ерозією завдяки панциру малопотужних вапняків середнього сармату. У верхів'ях малих рік утворилися великі циркоподібні улоговини (подібні гиртопам Молдови), де розташовані великі села (Великий Кучурів, Кам'яна, Драчинці, Волока, Михайлівка, Тарашани, Турятка та ін.). Характерною рисою Покутсько-Буковинського Передкарпаття є також широкі терасові долини річки Сірету. В ландшафтній структурі долини Сірету представлені геокмплекси низьких (I-II), середніх (III-IV) і високих (V- VI). Вони складені в основному алювіальними відкладами (галечник, пісок чи супісок, перекриті суглинками різної потужності).

Яремче. Скибові Горгани. Івано-Франківська область. Місто Яремче розташоване в фізико-географічній області Скибових Горган, на р. Прут, відомий кліматичний курорт і центр «зеленого» туризму Прикарпаття.

Скибові Горгани – одна з наймальовничіших гірських підобластей Українських Карпат. Розташована вона в межах Івано-Франківської області, між долиною Мизунки на північному заході і Буківецьким перевалом на південному сході. Абсолютна висота Скибових Горган змінюється від 600–900 до 1000–1800 м. Численні поперечні долини (Пруту, Бистриць Солотвинської і Надвірнянської та ін.) прорізують гірські хребти, що відіграють значну роль у місцевій циркуляції атмосфери. Наприклад, в долині Пруту, біля м. Яремче у 60% випадків дмуть південно-західні вітри, а біля Делятина (на висоті 424 м) температура в січні вища (-4,5⁰С), ніж в Коломиї (-5,4⁰С), яка розміщена в долині Прута на висоті 230 м. Середня річна кількість опадів в Горганах часто перевищує 1000 мм.

На схилах гір ростуть буково-смерекові і густі хвойні ліси. Вище лісового поясу розвивається чагарникове криволісся (переважно з гірської сосни – жерепу), ділянки альпійських луків (полонини), кам'яні розсипища і скелі.

Буковель. Вододільно-Верховинські Карпати. Івано-Франківська область. Найбільший гірськолижний курорт України (знаходиться у межах Яремчанської міськради). Він розташований у міжгірській долині, якою протікає річка Гнилиця, що є притокою Прутця Яблуницького, на висоті 920 м над рівнем моря. Долина річки відділяє Скибові Горгани (а саме район Довбушанських Горган) від Вододільно-Верховинської області Карпат.

Ясіня. Полонинсько-Чорногірські Карпати. Закарпатська область. Ясіня – селище міського типу в Рахівському районі, яке розташоване у підніжжі найвищих масивів Полонинсько-Чорногірських Карпат – Чорногори та Свидовця. Абсолютна висота центральної частини селища близько 650 м. Неподалік Ясіні знаходяться найвищі вершини Чорногори (Говерла -2061 м, Петрос – 2020 м), Свидовця (Близниця Велика - 1881 м).

У сучасному рельєфі Полонинсько-Чорногірських Карпат важливу роль відіграють полонинські поверхні вирівнювання, структурно-денудаційні форми, давньольодовикові (кари, цирки) з льодовиковими озерами, глибокі річкові долини. У кліматичних умовах даної території яскраво виявляється висотна поясиість, тут представлені всі термічні зони Українських Карпат. Середні температури січня на полонинах досягають -6...-7 °С, а липня не перевищують +11 °С. Річна кількість опадів становить 1300—1600 мм. Літо на полонинах коротке, прохолодне, з частими дощами й туманами. Взимку випадає багато снігу. Осінь тут холодна і дощова, іноді з сильними вітрами.

Ділове. Рахівські гори Карпат. Закарпатська область. Село Ділове повністю розташоване у межах природної області Мармароського кристалічного масиву, який є важливим структурним елементом Внутрішніх Карпат. Він суттєво відрізняється складною покривною системою та своїми геолого-геоморфологічними особливостями від флішових Карпат. Сюди заходять фрагменти Рахівських та Чивчинських гір.

У геологічній будові Мармароського кристалічного масиву, насамперед, чітко виділяється товща кристалічних порід (кристалічні сланці, гнейси, мармур тощо), палеозойського та мезозойського віку. Їм властива складчастість герцинського та альпійського орогенезу. Тут наявні складчато-брилові структури. Фізико-географічну підобласть, де розміщене село Ділове, називають Рахівськими горами або Гуцульськими Альпами. На правобережжі Тиси у

Рахівських горах переважають абсолютні висоти вершин від 700 до 1410 м (гора Лисина). Схили хребтів глибоко порізані водно-ерозійними процесами. На гребенях та відрогах подекуди виступають скелі, які складені метаморфізованими конгломератами.

Найбільшу площу у межах Рахівських гір займає масив Попа Івана Мармароського (вершина – 1937 м). Від найвищої відмітки масиву радіально розходяться хребти у різних напрямках, які з віддаленням розгалужуються ще на дрібніші відроги. До Ділового опускаються відроги хребта Мундеш (1332 м), Мунчела (1369 м), Прелуки (1423 м).

МІКРОРЕЛЬЄФ ПОДІЛЛЯ

ДЕНИСИК Г.І.¹, РЯБОКОНЬ О.В.²

¹*Вінницький державний педагогічний університет ім. Михайла Коцюбинського*

²*Вінницька академія неперервної освіти*

У процесі діяльності людина не лише створює нові геокомпоненти та антропогенні ландшафтні комплекси, але й активізує окремі види природних процесів, що призводить до розширення ареалів похідних антропогенних структур, або до появи їх там, де до втручання людини цих структур не було. Розглянемо це детальніше на прикладі одного із типів натурально-антропогенного мікрорельєфу – зсувів.

Зародженню і розвитку зсувів у межах Поділля сприяла і сприяє непродумана діяльність людей. Основними видами господарської непродуманої діяльності людей, що призводять до формування натурально-антропогенних зсувів у межах Поділля є: знищення лісів на крутих схилах долин річок і балок, гір та окремих останців; надмірний випас худоби, підрізка схилів у процесі різних видів будівництва та додаткові навантаження на схили; видобуток корисних копалин; нераціональний полив тощо. Зараз зсуви, один з найбільш активних агентів денудації Північно-Подільського уступу.

У зв'язку з тим, що на Поділлі повсюдно переважають антропогенні ландшафти, в їх структурі розвивається, переважно, *дві категорії зсувів* – натурально-антропогенні й антропогенні. Переважають натурально-антропогенні зсуви. З теоретичного погляду необхідно чітко розмежовувати натурально-антропогенні й антропогенні зсуви, тому що в наявній літературі немає спільної думки щодо цього питання.

До натурально-антропогенних зсувів варто відносити лише ті, що приурочені до натуральних схилів. Ті, що розташовані на створених укосах, терасах, насипах, доцільно вважати антропогенними.

Натурально-антропогенні зсуви зосереджені в околицях та населених пунктах, трасах залізниць і шосейних доріг, бортах кар'єрів, берегах водосховищ, на крутих схилах долин річок і балок, що зазнають надмірного антропогенного навантаження. Їх різноманіття, закономірності розповсюдження зумовлені відповідними видами господарської діяльності, що відбувається у сприятливих для зсувних процесів природних умовах. У залежності від цього, а також враховуючи походження натурально-антропогенних зсувів, можливо провести їх типологічну класифікацію.

Натурально-антропогенні зсуви, зумовлені надмірним випасом худоби. При надмірному випасі на крутих схилах долин річок і гір формується щільна мережа стежок, які часто призводять до формування зсувів.

Натурально-антропогенні зсуви, зумовлені підрізанням схилів. Це один з найбільш характерних чинників, що призводять до зародження та розвитку натурально-антропогенних зсувів.

Катастрофічних зсувів навіть на підрізаних або терасованих крутих схилах каньйоноподібних долин річок Подільського Придністер'я та в Кременецьких горах не формується.

Однак, там де схили підрізані два – три рази антропогенні зсуви займають до 60-70% їхньої поверхні. Вони перекривають дороги і нарізні тераси, інколи частину заплави.

Видобування корисних копалин. Часті виходи на поверхню вапняків, пісковиків і доломітів на Середньому Придністер'ї, крейди у Кременецьких горах, вапняків у межах Подільських товтр та гранітів на Середньому Побужжі спонукали до їх повсюдних розробок. У 50-х роках ХХ ст. лише у Вінницькій області корисні копалини видобували у 2193 пунктах. Переважно це були мікрокар'єри, 62% яких приурочені до схилів долин річок, гір, балок та ярів. Після заборони повсюдних розробок та концентрації видобутку корисних копалин на великих родовищах, покинуті мікрокар'єри, в результаті активізації на їх бортах ерозійних та зсувних процесів, поступово заповнилися прилеглими до мікрокар'єрів породами і ґрунтами. Зараз, на крутих схилах долин річок і гір, вони представлені неглибокими (до 3-7 м) пониженнями у вигляді амфітеатрів, здебільшого задерновані, інколи з вологим днищем.

У процесі подальшого саморозвитку зсувних процесів стимульованих гірничими розробками пісковиків, вапняків, крейди, гранітів та інших порід, площі зайняті зсувами, у порівнянні з кар'єрами, збільшуються у 1,5-2,5 рази. Інколи вони з'єднуються й формують суцільний зсувний масив, що перешкоджає стабілізації зсувних процесів та використання схилів у будь-якій господарській діяльності.

У процесі польових ландшафтознавчих досліджень встановлено, що *натурально-антропогенні зсуви формуються лише при кар'єрній розробці* корисних копалин переважно приурочених до схилових та плакорних типів місцевостей. При кустарній розробці корисних копалин у вигляді неглибоких (1-2 м) ям або шурфів, зсуви не формуються.

Натурально-антропогенні зсуви, зумовлені вибуховими роботами та вібраційними явищами. Цей тип натурально-антропогенних зсувів досліджено менше із-за його незначного поширення.

До натурально-антропогенного рельєфу Поділля відносимо також ерозійні рівчаки та яри, денудаційний бедленд, голий карст, розвіювані піски та інші поверхневі форми у зародженні яких взяла участь людина.

Література

1. Денисик Г.І. Природнича географія Поділля. - Вінниця, 2011, 184с.
2. Денисик Г.І., Рябоконт О.В. Натурально-антропогенні ландшафти Поділля. - Вінниця, 2016, 167с.
3. Середнє Придністров'я [За ред. Г.І. Денисика]. - Вінниця, 2007, 431с.

ВПЛИВ МОРФОМЕТРИЧНИХ ХАРАКТЕРИСТИК РЕЛЬЄФУ НА РОЗМІЩЕННЯ ПОСЕЛЕНЬ У ДНІСТЕРСЬКОМУ КАНЬЙОНІ (НА ПРИКЛАДІ АБСОЛЮТНОЇ ВИСОТИ МІСЦЕВОСТІ)

ДОБРОВОЛЬСЬКА С.¹, ГРИГОР'ЄВА Г.²

¹Галицький коледж ім. В. Чорновола

²Чернівецький національний університет ім. Ю. Федьковича

Абсолютна висота (H_A) розміщення населених пунктів (н. п.) була визначена для 518 поселень, бо до їхнього числа включене с.Теремці Кам'янець-Подільського р-ну, яке зняте з поселенського обліку, однак наявне на топографічній карті М 1:200 000 і по ньому є археологічні дані. Виходячи з того, що поселення Дністерського каньйону (ДК) розташовуються в межах від 63 (м.Могилів-Подільський) до 370м (с.ДалешовеГороденківського р-ну Івано-Франківської та с.Блищадь Хотинського р-ну Чернівецької обл.), то були визначені 16 інтервалів H_A їхнього розташування: ≤ 80 м, 81-100, 101-120, 121-140, 141-160, 161-180, 181-200, 201-220, 221-240, 241-260, 261-280, 281-300, 301-320, 321-340, 341-360 і ≥ 360 м. Інтервал 221-240м став пересічним для

ДК, босередня геометрична H_A ($H_{Ac.геом.}$) розміщення н.п. у регіоні склала 226м.

Смуга основного розміщення всіх н.п., як на право-, так і на лівобережжі ДК, знаходилася в діапазоні H_A : від 181 до 320м. Однак концентрація таких поселень була помітнішою на правобічному сточищі р.Дністер, оскільки їхня частка стосовно всіх правобережних каньйонних н.п. сягала 78,9%, а для лівобічних поселень була меншою – 70,9%. На правобережжі підйом був повільнішим, ніж на лівобережжі. Так, на території першого пік їхньої кількості був досягнутий на 10 інтервалі H_A на висотах 241-260м (29 од.), а на землях останнього – на 7 інтервалі, на висотах 181-200м (44 од.).

В обох випадках за зростання фіксувалися винятки із правил. Так, для правого берега на інтервалі 161-180м простежувався спад числа н.п. (7 од.), порівняно з попереднім інтервалом 141-160м (13 од.). На лівому березі, за коротшого відрізка підйому, загальній тенденції уже не відповідали 2 інтервали: 101-120 (3 од.) і 161-180м (25 од.), бо висотні рівні перед ними мали більші кількісні показники: 81-100 (4 од.) і 141-160м (26 од.).

Скорочення числа всіх н.п. у межах правобічного сточища р.Дністер пройшло поступово від одного до іншого висотного інтервалу H_A без винятків і зайняло 7 висотних рівнів. Натомість, на лівому березі поселенське зменшення на інтервалах H_A стало витягнутішим (10 висотних рівнів) і був зафіксований виняток на висотах 241-260м, де мали місце 36 н.п., в той час, як на попередньому інтервалі 221-240м їх відзначено 34 од.

Смуга основного зосередження поселень з археологічними культурами ($P_{ак.}$) або давніх поселень (д. п.) на правобічному сточищі р.Дністер є вужчою (181-300м), ніж на лівобічному (181-320м). Однак частка їх у загальній поселенській структурі на правобіччі є вагомішою, ніж на лівобіччі, бо там, відповідно, розміщувалося 71,6% та 68,8% д. п.

Тенденція змін д. п. на інтервалах H_A на правобережжі ДК більше відповідає закономірності змін для всіх н.п., ніж на його лівобережжі, де характер змін знівельований. Справді, на правому березі за поступового підйому кількості $P_{ак.}$ із підняттям над р. м. до свого максимуму на рівні 241-260м (22 од.) лише один висотний рівень (141-160м) випадав із правила. Там наявні 13 д. п., що є більшим, ніж на наступних двох вищих висотних інтервалах: 161-180 (5 од.) і 181-200м (12 од.). За подальшого підйому вгору чисельність н.п. із первісними поселеннями спадала (без винятків) і звалась нанівець на висоті ≥ 361 м.

На лівому березі ДК простежуються 3 піки підняття кількості д. п. Перший знаходився на висотах 141-160 (22 од.), наступний – на 181-200 (27 од.) і третій – на 261-280м (24 од.). Слід виділити ще й четвертий, менший за числом поселень, пік, який займав 301-320м (17 од.). Такі підняття кількості д. п. на вказаних вище інтервалах H_A знівельовали загальну тенденцію підйому-спадання числа поселень на висотних інтервалах Дністерського лівобережжя.

Відрізняється розподіл н.п. без археологічних культур (а. к.) на правому і лівому берегах ДК. Різниця полягає в їхній загальній кількості, адже нових поселень на його правобережжі більше ніж у 2,5р. менше (на лівому березі – 131, на правому – 51 шт.), ніж на лівобережному. Тому, перепад між максимальними і мінімальними значеннями кількості поселень на висотних інтервалах помітніший на лівобережжі р.Дністер (максимальна кількість н.п. – 20, мінімальна – 0), ніж на його правобережжі (відповідно, 10 і 0).

Смуга основного зосередження нових н.п. на лівому березі ДК охоплює 6 висотних інтервалів H_A і пролягла по територіях із позначками від 181 до 300м. В її межах зосереджено 67,9% (89 од.) усіх поселень без д. п. лівобіччя каньйону. Вужчою є смуга концентрації н.п. на правобережжі р.Дністер, адже її утворили всього 4 інтервали H_A , що знаходяться на висотах від 241 до 320м. Тут мають місце менше поселень – 62,7% від усіх нових н.п. правобережжя ДК.

Динаміка н.п. за інтервалами H_A справа від р.Дністер має поступовий синусоподібний характер і нагадує таку ж зміну для всіх н.п. та для д. п., що знаходяться з того ж боку ДК. Починаючи від 161-180м наявне зростання числа поселень на інтервалах H_A (від 2) до висоти 281-300м (10 од.), а потім має місце плавний спад їхньої кількості до місцевостей із позначками 341-360м (1 од.). Виняток складають найвищі правобережні місцевості (≥ 360 м), де відзначений відносний підйом нових поселень – до 2 од.

Для нових лівобережних поселень на тлі підвищення, до деякого висотного рівня H_A , їхнього числа і подальшого кількісного спаду із підняттям над р.м., мали місце винятки із правил, що не підтверджували синусоподібний характер зміни поселень на інтервалах H_A . Так, за збільшення $P_{б.а.к.}$ до інтервалу 241-260м (20 од.) відбувся їхній спад на H_A 201-220 і 221-240м, де вони наявні у кількості по 14 од. (на попередньому інтервалі – 181-200м їх нараховувалося 17 од.). Ще більше невідповідностей мали місце при зростанні H_A місцевості, коли за скорочення числа н.пс. на інтервалах H_A , відбувалися підняття їхньої чисельності. Прикладом можуть слугувати висотні рівні 281-300 та 321-340м, де зафіксовано, відповідно, 14 і 10 н.п., тоді як на попередніх від них інтервалах спостерігалася менша, порівняно з ними, кількість н. п. Так, у межах 261-280м перебувало 10, а у межах 301-320м – 8 поселень без а.к.

ВПЛИВ ДНІСТРОВСЬКОГО ВОДОСХОВИЩА НА МІКРОКЛІМАТ ПРИЛЯГАЮЧИХ ТЕРИТОРІЙ

ДУТЧАК С.В., ДУТЧАК М.В.

Чернівецький національний університет імені Юрія Федьковича

Створення великих штучних водойм – водосховищ, завжди тягне за собою істотні зміни природних явищ та процесів на прилягаючих до них територіях. Особливо це відчутно на гідрогеологічних та кліматичних умовах.

Для виявлення просторових відмін метеоелементів у регіоні досліджень, нами були використані дані метеостанції Новодністровськ (в зоні впливу водосховища), за 0,6 км від берега і Нової Ушиці (поза зоною впливу), за 22 км від берега. На основі аналізу даних цих метеостанцій встановлено, що температура повітря в літні місяці на станції Новодністровськ на 0,1–0,5°C нижча, в осінні – на 0,3–0,6°C вища ніж на станції Нова Ушиця. Вологість повітря в зоні впливу водосховища на 4-8% вища, ніж поза її межами.

Значний вплив водосховища на місцеву циркуляцію і кількість атмосферних опадів. Якщо над даною територією проходять атлантичні повітряні маси, пов'язані з циклонічною діяльністю, то водосховище практично не впливає на них. При проходженні над даною територією повітряних мас, пов'язаних з місцевою циркуляцією атмосфери, в районі водосховища відбувається розмив дощових хмар.

Це пояснюється розвитком у теплий період року низхідних потоків над водною поверхнею і висхідних над прибережною зоною, що зумовлено різницею в прогріванні водної поверхні водосховища та прибережної зони. Тому над акваторією і плоскими берегами спостерігається зменшення кількості опадів, відповідно знижується і їх число випадків.

Істотних змін у зоні водосховища зазнає і вітровий режим.

У різні пори року водосховище по-різному впливає на мікроклімат прилягаючих до нього ПТК: спостерігається охолоджуючий і теплюючий вплив. Весною і протягом усього літа, незалежно від глибини і ширини водосховища, температура повітря в ПТК прибережної смуги нижча, ніж у тих що знаходяться за межами впливу. Восени і навіть у перший місяць зими водосховище підвищує температуру повітря в ПТК прибережної смуги. Отже, прибережні геосистеми потрапляють у зону значного кліматичного впливу, яку К. М. Дьяконов називає підзоною непрямого впливу.

Для встановлення ширини зони впливу, виявлення сили і напрямку впливу водосховища на мікроклімат прибережних ПТК, нами на полігонах-трансектах на відстані 5, 50, 100, 1000, 2000 і 5000 м синхронно протягом останніх двох десятиліть років проводилися спостереження за температурою повітря і поверхні ґрунту, швидкістю та напрямком вітру.

Встановлено, що водосховище істотно впливає на показники мікроклімату геосистем прибережної смуги тільки після його звільнення від льоду. Вплив проявляється на віддалі,

яка залежить від ряду місцевих факторів: рельєфу території (висота і ступінь розчленованості поверхні, експозиції і крутизні схилів); характеру рослинного покриву; ступеня господарської освоєності території.

Аналіз отриманих даних, які відображають зміну температури повітря, показав, що в ПТК спадистих схилів затухання впливу водосховища відбувається повільніше і більш рівномірно. В ПТК крутих схилів ці процеси відбуваються швидше на перших сотнях метрів. Стійкої границі зони впливу не спостерігається. Ширина зони впливу коливається в межах 0,3–5 км. Вона залежить від пори року, сили і напрямку вітру, а також типу берега і характеру рослинного покриву.

Чітко простежуються часові (сезонні й добові) зміни впливу водосховища. Сезонні зміни зв'язані з охолоджуючим і теплюючим впливом водосховища. Починаючи із середини березня (час звільнення водосховища від льоду) до середини вересня акваторія має охолоджуючий вплив на ПТК прибережної смуги. Ширина зони впливу коливається від 0,3 до 0,2 км, а різниця температури повітря в ПТК цієї зони і ПТК, що знаходяться за її межами, складає 0,2–0,9°C.

З другої половини вересня до середини грудня акваторія водосховища має теплюючий вплив. Підвітряні береги отримують більше тепла, ніж навітряні, а зона впливу значно розширюється (до 5 км). Температура повітря в ПТК цієї зони на 0,3–1,2°C вища, ніж у ПТК, що знаходяться за її межами. Навіть утворення снігового покриву в цій зоні відбувається на 2–3 дні пізніше.

У впливі водосховища чітко простежуються й добові зміни. У нічний час, починаючи з квітня по травень, акваторія має теплюючий вплив на ПТК прибережної смуги. Це пов'язано з швидкістю охолодження води й суші.

Нічний теплюючий вплив водосховища зменшує ймовірність весняних заморозків у цих ПТК. Чітко простежуються зміни добової циркуляції повітряних мас. У першій половині дня фіксується денний бриз. У березні–вересні він знижує температуру повітря й підвищує значення абсолютної та відносної вологості повітря в ПТК прибережної смуги. Восени фіксується нічний бриз.

Зміна метеоелементів у зоні впливу водосховища порушує внутрісистемні зв'язки в ПТК і суттєво впливає на їх динаміку.

КЛІМАТИЧНІ УМОВИ ЯК ОСНОВА РОЗВИТКУ ТУРИСТСЬКО-РЕКРЕАЦІЙНОЇ ДІЯЛЬНОСТІ СЕРЕДНЬОГО ПРИДНІСТЕР'Я

ДУТЧАК С.В., ДУТЧАК М.В.

Чернівецький національний університет імені Юрія Федьковича

Розглядаючи Середнє Придністер'я як територію придатну для розвитку туристсько-рекреаційної діяльності, слід підходити до її вивчення комплексно. Ландшафт - як система із натуральними чи набутими, в результаті людської діяльності, рисами та властивостями, є носієм певного набору туристсько-рекреаційних ресурсів. Саме ландшафтний підхід дає розуміння процесів формування кліматичних особливостей та закономірностей в межах конкретної території, а також взаємозв'язків усіх компонентів природного середовища. Ресурси туристсько-рекреаційної галузі господарства, є основою функціонування системи - "людина (турист, рекреант) – туристсько-рекреаційне середовище" і як наслідок основою формування туристсько-рекреаційного ландшафту.

Питання обґрунтування доцільності чи можливості використання певного туристсько-рекреаційного ресурсу (власне його оцінки), висуває необхідність визначитися у двох основних моментах. А саме: "Що оцінюється?" і "Для чого оцінюється?" "Що оцінюємо?" - розумі-

ємо, перш за все, певну територію – ландшафт. А ось для відповіді на питання: “Для чого оцінюється система чи її компоненти?”, в попередніх наших публікаціях запропоновано один із варіантів систематизації (сегментації) інформації щодо видів туристсько-рекреаційної діяльності (ТРД). Зокрема - курортно-лікувальний, комерційно-діловий, релігійний, пізнаваль-но-розважальний, екологічний, спортивно-оздоровчий, екзотичний.

Вирішальним компонентом природних умов для всіх сегментів є, як показує практика, показники клімату. Тому в даній публікації зупинимося на їх характеристиці ширше.

Вплив клімату на організм людини проявляється через реакцію людини на погоду, тобто на комплекс *геофізичних і метеорологічних елементів* [1]. До *геофізичних* належать: тривалість світлої частини доби, величина сумарної сонячної та ультрафіолетової радіації (УФР), та інші. До *метеорологічних* – температура повітря, вологість, швидкість вітру, хмарність і т.п. [1].

Тривалість світлої частини доби є однією із характеристик радіаційного режиму території. Від неї певною мірою залежить тривалість (в годинах) сонячного сяйва. В ясні дні спостерігається найкраща освітленість місцевості і забезпечується яскравість зорових вражень від мальовничих краєвидів, що в свою чергу позитивно впливає на психологічний стан (емоційне піднесення, відчуття радості, тощо) відпочиваючих.

Біологічний вплив сонячної радіації на організм людини полягає в дії всього її спектру – ультрафіолетової, видимої, інфрачервоної

Для оцінювання впливу погоди на самопочуття людини використовують ще один важливий показник – *міждобову мінливість атмосферного тиску* (різниця між двома днями за один і той же термін спостережень). Просторовий розподіл міждобової мінливості тиску визначається особливостями циркуляції атмосфери. Міждобова мінливість атмосферного тиску має добре виражений річний хід, який у загальних рисах однотипний для всієї території України [2].

Як відомо, організм людини досить чутливо реагує на *вміст кисню у повітрі*. При підвищенні температури та вологості повітря, його вміст знижується, а це приводить до гіпоксичних явищ. І навпаки, при зниженні температури повітря, вологості та підвищенні атмосферного тиску – вміст кисню в повітрі зростає, що тонізуюче впливає на організм людини. Різке збільшення кисню у повітрі також викликає погіршення самопочуття – у людей виникають спастичні явища.

Стосовно територіальних вимог для можливості здійснення саме кліматолікування необхідно зупинитися на наступних моментах: перш за все визначити території екологічно безпечні для перебування людини, де відсутні шкідливі виробництва; території мало урбанізовані, або з практично збереженими природними комплексами, де гармонійно вписана курортна інфраструктура. Заклади кліматолікувального спрямування розташовуються в лісистій місцевості, де ліс є доповнюючим чинником (ресурсом), який сприяє підтримці чистоти повітря, збагаченню фітонцидами, створює особливі мікрокліматичні умови. Крім цього, такі території мають бути з високим показником мальовничості та ландшафтного різноманіття. Зорове сприйняття довкілля посилює, або пригнічує вплив основного чинника, в даному випадку комфортних кліматичних умов. Територія Середнього Придністер'я має надзвичайно високий потенціал в плані ландшафтного різноманіття та мальовничості. У кожної людини, звичайно, своє розуміння мальовничості довкілля, але є вже загальновідомим фактом, що місцевості із одноманітними пейзажами, мало освітлені (наприклад, одноманітний темний ліс), просторово закриті орографічними елементами (скажімо, глибокі вузькі міжгірні долини) пригнічуюче впливають на психологічний стан, а відповідно і на самопочуття людини.

Сезонність у кліматолікуванні логічно визначати співвідношенням кількості *комфортних та дискомфортних* днів для перебування людини в певній місцевості протягом певного періоду часу. Періоди з переважаючою більшістю комфортних днів, тобто сприятливих для перебування рекреанта на відкритому повітрі, будуть вважатися курортним сезо-

ном в даній місцевості. І навпаки – в разі переважання кількості дискомфортних днів, період буде вважатися міжсезонням.

Територія дослідження на даний час інтенсивно освоюється в напрямку ТРД. Рекреаційна складова господарської діяльності населення в регіоні зростає і виходить на рівень рекреаційних територій державного значення. Сезонність туристичного потоку в цей регіон в першу чергу чітко пов'язана саме із кліматичними умовами.

Література

1. Данилова Н.А. Климатические ресурсы // Рекреационные ресурсы СССР: Проблемы рационального использования. – М.: Наука, 1990. – С. 16–30.
2. Климат України / За ред. В.М. Липінського. – К.: Видавництво Раєвського, 2003. – 343 с.
3. Дутчак С. Ландшафт – як основа досліджень придатності та збереження території для розвитку туризму та рекреації // ФГГ. – К.: ВГЛ Обрії, 2004. – Вип. 46. – Т.1. – С. 188–194.

«ДРЕВНІ ПОХОВАНІ ДОЛИНИ» ЯК «РЕСУРС»

КОМЛЄВ О. О.¹, ЖИЛКІН С. В.²

¹Київський національний університет імені Тараса Шевченка

²Інститут географії НАН України, Київ

«Древні поховані долини» - важливі для практики і науки дослідницькі об'єкти. Вони знаходяться на різній глибині в земній корі, але можуть частково виходити і на експоновану земну поверхню. Треба зазначити, що «древні поховані долини» представляють інтерес для різних наук. Але, на рівні запропонованих теоретичних концепцій, вони присутні тільки в геоморфології, що розвиває уявлення про «рельєф Землі» як одну з її «геосистем», яка виникла і розвивається на нашій планеті з архею. Такі погляди на об'єкт геоморфології розділяли М. Флоренсов, В. Філатов, Ю. Чемяков, інші дослідники, які вважали, що «точкою росту» геоморфології повинна стати «палеогеоморфологія». В світлі цього, а також уявлень про системну організацію нашої планети, необхідно визнати, що геосистема «рельєф Землі» це «історико-динамічна геоморфосистема», яка бере початок в археї і матеріалізованим «простором-часом» якої є «геоморфолітосфера» [4]. В рішеннях історичного VI пленуму геоморфологічної комісії (ГК) колишнього СРСР, на якому відбулося офіційне проголошення нової науки «палеогеоморфології», були визначені її мета, цілі, об'єкти, методи, структура, напрямки, була визнана і її особлива роль в подальшому розвитку теорії геоморфогенезу. Серед важливих рішень цього пленуму була вказана і нагальна необхідність вивчення «древніх похованих долин» [6].

У відповідності з цими рішеннями, в 1972 році на кафедрі геоморфології географічного факультету Київського державного університету ім. Т. Г. Шевченка була створена лабораторія палеогеоморфологічного аналізу (Ю. О. Кошик, В. М. Чмихал, В. М. Тимофеев). В наступні роки, тут проводились, в комплексі прогнозно-пошукових робіт на різні корисні копалини, спеціальні палеогеоморфологічні дослідження в різних регіонах України. Завдяки яким, був зроблений значний поштовх для розвитку загальної теорії та методології геоморфогенезу (захищені 5 докторських - Ю. О. Кошик, А. В. Матошко, С. Ю. Бортник, О. О. Комлев, О. О. Ремезова, більше 10 кандидатських дисертацій), розроблені метод комплексного палеогеоморфологічного аналізу (КПГА), напрямки палеогеоморфологічного картографування тощо [5].

В рамках цих робіт, один з авторів цієї публікації досліджувався «мезозой-кайнозойський долинний морфолітогенез» території Українського щита. Це включало розробку питань систематизації, класифікації древніх долин, створення методів вивчення і картографування [1-4]. Ця робота триває постійно. Нині нами зібраний великий банк даних про древні поховані долини для різних регіонів України, який включає систематизовані відомості про тисячі долин різних кате-

горій. Вони необхідні при реалізації концепції «наскрізного прогнозування», завдяки якій можна більш ефективно вести пошук різних корисних копалин, проводити експертизи (екологічні тощо) різних проектів в рамках концепцій раціонального природокористування і охорони природи, територіального планування. «Наскрізне прогнозування» показує тільки деякі напрямки практичної реалізації морфохронодинамічної концепції геоморфології, яка розвиває саме уявлення про «рельєф Землі» як «історико-динамічну геоморфосистему» і «геоморфолітосферу», як її матеріалізований «простір-час». Морфохронодинамічна концепція має власний понятійно-термінологічний апарат. Поняття і терміни її, перед усім, передають склад, структуру геоморфолітосфери в реальному часі і просторі планети, дозволяють здійснювати динамічні інтерпретації подій минулого, нинішнього і майбутнього історико-динамічної геоморфосистеми, які власне і дозволяють проводити «наскрізне прогнозування». Треба зазначити, що тут зберігаються і звичні нам геологічні визначення. Наприклад, вказується геологічний вік долин, що важливо для ретроспективного прогнозування, але для цілей актуального і перспективного прогнозування необхідно вказувати їх нинішнє положення в геоморфолітосфері.

Проведені загальні палеогеоморфологічні, спеціальні дослідження древніх долин, динамічні інтерпретації на морфохронодинамічній основі, на наш погляд, дають підстави розглядати «поховані долини» як «ресурс».

Література

1. *Комлев А.А.* Мезокайнозойський долинний морфолітогенез северо-западной части Украинского щита и его влияние на образование россыпей. Автореф. дис. канд. геогр. наук. - К., 1988.- 24с.
2. *Комлев О.О.* Мезозой-кайнозойський долинний морфолітогенез і “долинні формації” Українського щита: теоретичний, гносеологічний і прикладний аспекти // Вісник КНУ. Географія. - Вип.41. - 1995.- С.75-84.
3. *Комлев О.О.* Деякі результати досліджень мезозой-кайнозойської долинної формації рівнинно-платформеної частини України // Вісник КНУ. Географія. - Вип.44. - 1999. - С.28-31.
4. *Комлев О.О.* Історико-динамічні басейнові геоморфосистеми геоморфологічних формацій Українського щита. Автореф. дис. д-ра географ. наук. К. - 2005.- 37 с.
5. *Кошик Ю.А.* Региональный палеогеоморфологический анализ древних платформенных равнин Украинского щита и Вольно-Подольской плиты. Автореф. дис. док-ра геогр. наук. - К., - 1990. - 45 с.
6. Проблемы палеогеоморфологии. - М.: Наука, 1970. – 365 с.

ОСОБЛИВОСТІ ТЕРМІЧНОГО РЕЖИМУ ҐРУНТІВ МАЛОІНТЕНСИВНОГО ВИКОРИСТАННЯ В УМОВАХ СУЧАСНИХ ЗМІН КЛІМАТУ

КРУКІВСЬКА А.В.¹, КОВАЛЬЧУК І.П.², АГАРКОВА М.¹, КРУКІВСЬКИЙ В.²

¹*Київський національний університет імені Тараса Шевченка*

²*Національний університет біоресурсів і природокористування України*

У зв'язку з чітко проявленими глобальними, континентальними та регіональними змінами клімату [1] на сьогодні особливої значущості набувають дослідження кліматичної еволюції ґрунтів, а також вивчення зворотного впливу ґрунтів на динаміку клімату через процеси енерго- і масообміну з атмосферою.

Оцінка теплового режиму ґрунту дозволяє виявити загальні тенденції впливу кліматичних змін на ґрунтове середовище і визначити їх можливі екологічні та виробничі наслідки у межах конкретних територій. Як відомо, тепловий режим ґрунту разом із водним і повітряними режимами впливає на: 1) процеси ґрунтоутворення – швидкість вивітрювання мінералів, розчинення мінеральних речовин і газів, фазові переходи в системі ґрунт–ґрунтовий розчин–ґрунтове повітря; 2) родючість ґрунту – чисельність і активність мікроорганізмів, процеси мінералізації, гуміфікації та інші біохімічні процеси; 3) життєдіяльність і продуктивність рослин – проростання насіння, розвиток кореневої системи, швидкість надходження

поживних елементів і води, ростові процеси, транспірацію та евапотранспірацію [1, 2]. Тому дослідження теплового режиму ґрунтів мають важливе наукове і практичне значення.

Як відомо, температурний режим ґрунту суттєво залежить від його генетико-морфологічних і теплофізичних властивостей, ступеню та особливостей господарського використання [2]. В даній роботі для виявлення загальних закономірностей багаторічної зміни температури поверхні ґрунту і температури ґрунту на глибинах використано дані стаціонарних метеорологічних спостережень на гідрометеорологічній станції Київ. Ґрунтовий покрив ділянок, де проводяться регулярні цілодобові вимірювання температури, представлений темно-сірими опідзоленими піщано-легкосуглинковими ґрунтами, які не зазнають техногенних навантажень. Такий підхід дозволяє дослідити вплив на коливання температури ґрунту винятково природних чинників.

За результатами оцінки динаміки температури поверхні ґрунту виявлено незначне підвищення середньої, максимальної та мінімальної температури майже у всі місяці року. У теплий період максимальна температура підвищується неістотно, але її хід характеризується суттєвим збільшенням міжрічних коливань, зокрема з початку 2000-х років (рис. 1). Середній і абсолютний максимуми більше зростають у холодний період року, особливо у січні. Мінімуми температури у другій половині ХХ – на початку ХХІ ст. також неістотно підвищуються у всі місяці і характеризується збільшенням щорічної мінливості (рис. 1).

Зміни температури ґрунту на глибинах характеризуються стійкою тенденцією до підвищення протягом всього року, але найбільше середньомісячна температура на глибинах зростає взимку і в перехідні сезони (рис. 2).

За результатами проведеного дослідження отримано кількісні показники та визначено тенденції багаторічної динаміки температури ґрунтів малоінтенсивного використання (на прикладі ОГМС Київ).

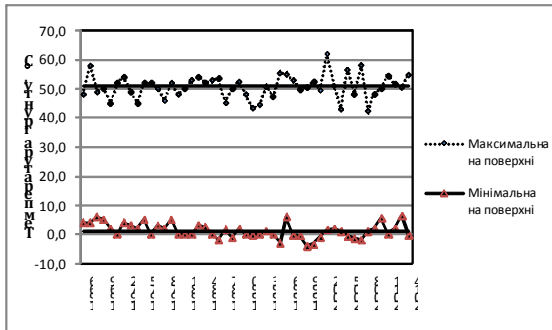


Рис. 1. Багаторічна динаміка максимальної та мінімальної температури поверхні ґрунту в травні порівняно з кліматичною нормою (ОГМС Київ, темно-сірі опідзолені ґрунти)

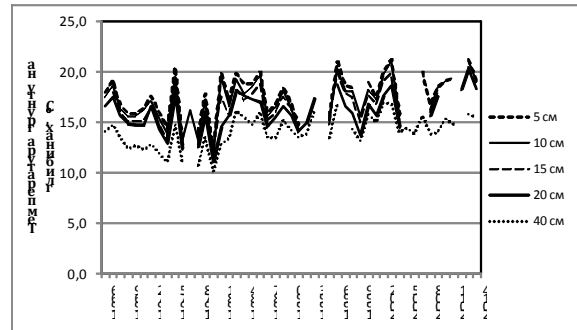


Рис. 2. Багаторічна динаміка середньої місячної температури ґрунту на глибинах у травні (ОГМС Київ)

Література

1. Клімат України / За ред. В. М. Ліпінського, В. А. Дячука, В. М. Бабіченко. – К.: Видавництво Раєвського, 2003. – 343 с.
2. Хенкс Р. Дж., Ашкрофт Дж. Л. Прикладная физика почв. – Л.: Гидрометеоиздат, 1985. – 150 с.

**ОСОБЛИВОСТІ ЗОСЕРЕДЖЕННЯ НАСЕЛЕНИХ ПУНКТІВ
ЗАЛЕЖНО ВІД РЕЛЬЄФУ У ВЕРХНЬОМУ СТОЧИЩІ ПРУТА**

КРУЛЬ В.¹, КОЧАН В.²

¹Чернівецький національний університет ім. Ю. Федьковича

²Ужгородський національний університет

Важливим моментом щодо з'ясування розміщення поселень є виявлення залежності їхнього знаходження у різних природних регіонах, однією з важливих характеристик яких є рельєф. Причому наголос, загалом, робиться не на його кількісних показниках (абсолютних або відносних висотах, крутизні або експозиції схилів тощо), а на якісних характеристиках поверхні – рівнинності, височинності, гористості тощо. Важливо тут відзначити, що з-поміжрізноманітних параметрів концентрації населення найчастіше застосовують густоту розміщення населення [1] та густоту розміщення населених пунктів. Вони розраховуються, відповідно, як кількість людності та кількість поселень на 1 та 100 км². Останній показник частково уже аналізувався у наших публікаціях [2], однак тут ми розглянемо його детальніше.

За своїм фізичним змістом сама кількість поселень у межах фізико-географічних (надалі – ф/г) районів та площа останніх є абсолютними показниками, а в їхньому поєднанні – показник густоти населених пунктів уже виступає відносною величиною. Саме він відтворює реальну картину концентрації поселенської людності, адже знівельовує велику кількість поселенських одиниць на великих за просторовими розмірами ф/г районах та підносить меншу чисельність поселень на площинно малих ф/г землях. Виходячи з цього, його можна вважати універсальним параметром, в якому поєднуються екстичний (кількість населених пунктів) і природно-географічний (площа ф/г району) показники.

Не дивлячись на те, що на гірську місцевість верхнього сточища р. Прут припадає тільки п'ята частина людності його поселень – 20,2% [1], тут у межах Вододільно-Верховинської ф/г області знаходиться Путильський ф/г район, який відзначається найбільшим значенням густоти поселень – на 100 км² його площі припадає 10,1 населених пунктів. Прикметним є те, що за даним фактом виділяється не один із рівнинних чи височинних ф/г районів, а саме гірський район. Друга за кількісними обсягами величина має місце на території вже передгірського Герцаївського ф/г району, де зафіксований показник 8,91 пос./100 км². Дещо менша густота поселень спостерігається на землях Глибоцького і Берегометського ф/г районів – 8,33 пос./100 км². Причому, перший із них розміщений у Передкарпатській височинній ф/г області, а другий – у гірській Зовнішньо-Карпатській [2]. І лише п'яте значення густоти населених пунктів притаманне одному з рівнинних ф/г районів – Обертинсько-Гвіздецькому (8,06).

Дуже щільною групою розмістилися ф/г райони, що за рівнем густоти поселень посідають 6-10 позиції. Справді, адже у Шурдинського (також гірського) ф/г району вона сягала 7,5 пос./100 км², а у Пістинсько-Черемоського (передгірського) – 7,3 пос./100 км². Причому, між цими двома крайніми показниками розташувалися три ф/г райони із Передкарпатської височинної області – Дерелуйський, Брусницький і Чернівецький, величини густоти населених пунктів яких склали, відповідно 7,43, 7,35 і 7,33 пос./100 км².

Зауважимо на тому, що висока концентрація населених пунктів має місце саме у височинній, а не в рівнинній, частині сточища р. Прут, адже тут знаходяться 6 із першої десятки ф/г районів із найвищими показниками густоти поселень. Буковинська частина гірського сточища р. Прут відзначається також підвищеним зосередженням поселень, бо чверть з її карпатських ф/г районів (3 із 12) входять до числа 10 природних одиниць із найкраще розвинутою поселенською структурою. І, нарешті, всього один рівнинний ф/г район (Обертинсько-Гвіздецький) має доволі насичену структуру населених пунктів.

Разом із тим, гори є тією територією, де закономірно спостерігається понижена концентрація населених пунктів. Тут мають місце 5 ф/г районів із 10 із найменшою густотою поселень. До

таких необхідно віднести Делятинсько-Яремчанський (1,66 од./100 км²), Свидовецько-Чорногірський (1,74), Гринявський (2,08), Максимецький (2,52) і Чорнодільський (3,33) природно-територіальних виділи. Коли взяти до уваги, що в Буковинських Карпатах розміщені ще 2 ф/г райони без постійних поселень, то їхнє загальне число зі слабо розвинуеною або відсутньою поселенською мережею сягне 7 із 12, або більше 58% [2].

Така ж розріджена поселенська структура фіксується і на рівнинних ділянках сточища р. Прут. Причому, ф/г райони із низькими показниками густоти населених пунктів займають привододільні території із р. Дністер – Заставнівський (3,64 пос./ 100 км²), Сокирянський (3,67) і Оселівський (4,25). Всього два ф/г райони із розрідженою поселенською мережею знаходяться в передгірській височинній Прут-Сіретській ф/г області, що склала всього 14,3% від усіх її районних фізико-географічних ієрархічних одиниць. Звернемо увагу, що один із них, Прутсько-Воронський природно-територіальний виділ розміщений на помежжі зі сточищем р. Дністер, а інший, Слобідсько-Рунгурський, є внутрішньо окраїнним районом. Їхні показники густоти поселень сягнули, відповідно, 4,7 і 4,12 пос./ 100 км².

Література

1. Круль В. Поселенсько-демографічні показники заселення фізико-географічних областей території сточища р. Прут / *В. Круль, Г. Круль, О. Гадельшин* // Ландшафтознавство: стан, проблеми, перспективи: Матер. міжнар. наук. конф. (24-27 вересня 2014р.). – Львів: Видав. центр ЛНУ ім. Івана Франка, 2014. – С. 146-149
2. Круль В.П. Територіальні особливості поселенської мережі у межах фізико-географічних районів верхнього сточища р. Прут / *В.П. Круль, О.Р. Гадельшин* // Вісник Львівського ун-ту. Серія географічна. – 2014. – Вип. 48. – С. 254-260

ПОРІВНЯЛЬНА ОЦІНКА ЗДАТНОСТІ АТМОСФЕРИ М. ХАРКІВ ТА М. КАМ'ЯНСЬКЕ ДО САМООЧИЩЕННЯ

МАКСИМЕНКО Н. В., КОЦЮБИНСЬКА В. С., ВОЛКОВА Л. Є.

Харківський національний університет імені В. Н. Каразіна

1. Метеорологічний потенціал атмосфери характеризує переважання в повітрі тих чи інших процесів – накопичення або розсіювання шкідливих речовин. Він залежить передусім від природних геофізичних умов даної території.

Для оцінки здатності атмосфери до самоочищення використовується метеорологічний потенціал

Для розрахунку використано формулу:

$$K_m = \frac{P_{ш} + P_t}{P_o + P_v}$$

де: K_m – метеорологічний потенціал атмосфери (МПА),

$P_{ш}$ – повторюваність днів зі швидкістю вітру 0 -1 м/с (штилів);

P_t – повторюваність днів з туманами;

P_o – повторюваність днів з опадами 0,5 мм і більше;

P_v – повторюваність днів зі швидкістю вітру понад 6 м/с.

Згідно методики, якщо значення K_m більше одиниці, то переважають процеси накопичення шкідливих речовин у повітрі, а отже, і на території. При умові K_m менше одиниці відбуваються процеси розсіювання, самоочищення повітря.

2. Для м. Харкова та для м. Кам'янське розрахували метеорологічний потенціал на прикладі 2016 р. по місяцям та за рік в цілому.

Висновок: Високий рівень метеорологічного потенціалу у м. Харків виявлений у листопаді та грудні, це пояснюється великою кількістю осадків та вітру. Низький рівень метеорологічного потенціалу зафіксований у липні, тому що, спостерігається безвітряна погода.

Високий рівень метеорологічного потенціалу у м. Кам'янське виявлений у січні, це пояснюється великою кількістю осадків та вітру. Низький рівень метеорологічного потенціалу зафіксований у літні місяці, тому що, спостерігається безвітряна погода.

Таблиця

Розрахунок метеорологічного потенціалу м. Харків та м. Кам'янське

Місяць	Харків	Кам'янське	+/-
Січень	0,5	1,25	-0,75
Лютий	0,7	0,85	-0,15
Березень	0,38	0,25	0,13
Квітень	0,2	0	0,2
Травень	0,2	0,27	-0,07
Червень	0,3	0,1	0,2
Липень	0,1	0,14	-0,04
Серпень	0,2	0	0,2
Вересень	0,8	0,1	0,7
Жовтень	0,6	0,25	0,35
Листопад	0,66	0,5	0,16
Грудень	0,66	0,53	0,13
Разом	5,3	4,24	

У м. Харків краща самоочисна здатність, ніж у м. Кам'янське, це пояснюється тим, що м. Харків знаходиться вище над рівнем моря, ніж м. Кам'янське.

3. У м. Харків висока здатність до самоочищення атмосфери.

У м. Кам'янське січень виділяють як місяць з низькою самоочисною здатністю (1,25).

4. У м. Харків виділяються такі місяці з високою самоочисною здатністю: січень (0,5), лютий (0,7), березень (0,38), квітень (0,2), травень (0,2), червень (0,3), липень (0,1), серпень (0,2), вересень (0,8), жовтень (0,6), листопад (0,66), грудень (0,66).

У м. Кам'янське виділяються такі місяці з високою самоочисною здатністю: лютий (0,85), березень (0,25), квітень (0), травень (0,27), червень (0,1), липень (0,14), серпень (0), вересень (0,1), жовтень (0,25), листопад (0,5), грудень (0,53).

Висновок: Якщо значення К_м (коефіцієнт метеопотенціалу) більше одиниці, то переважають процеси накопичення шкідливих речовин у повітрі, а отже, і на території. При умові К_м менше одиниці відбуваються процеси розсіювання та самоочищення повітря.

З аналізу метеорологічного потенціалу у м. Кам'янське (табл. 1) можна визначити, що процеси розсіювання шкідливих речовин найактивніше відбуваються в січні (1,25).

На території м. Кам'янське розташовані великі промислові об'єкти, котрі забруднюють атмосферу. Для того, щоб покращити самоочисну здатність атмосфери у м. Кам'янське необхідно зменшити викиди з промислових об'єктів та поновлювати фільтри, зменшити вплив автотранспорту, для цього потрібно використовувати об'їзні дороги.

**ГЕОІНФОРМАЦІЙНЕ МОДЕЛЮВАННЯ РЕЛЬЄФУ БАСЕЙНОВОЇ ГЕОСИСТЕМИ
Р.БЕРЕЖНИЦЯ ДЛЯ ОПТИМІЗАЦІЇ ПРИРОДОКОРИСТУВАННЯ**

МИКИТЧИН О.І.

Дрогобицький державний педагогічний університет імені Івана Франка

Басейни малих річок є найбільш чутливі до антропогенного впливу та є цілісними природними територіальними одиницями, що робить їх зручними для впровадження засад сталого розвитку, який став пріоритетним завданням взаємодії суспільства і природи з кінця ХХ століття. Для оптимального функціонування геосистем господарська діяльність в них повинна бути співмірною з їх природним потенціалом. Вагоме значення для стабілізації екологічного стану басейнових геосистем малих річок має розробка раціональної структури землекористування з врахуванням особливостей рельєфу території, як визначального фактору формування геоecологічних умов.

Еколого-геоморфологічні дослідження басейнових флювіальних систем верхньої частини Дністра проводились І. Ковальчуком, А. Михновичем, О. Пилипович, Ю. Андречуком [1;2]. В їх роботах розглянуто антропогенний вплив на ерозійні процеси, проаналізовано структуру річкової системи, визначено тип басейнових систем, здійснено еколого-геоморфологічний аналіз з використанням ГІС-технологій. Проте, дані дослідження не були направлені на розробку моделей оптимального природокористування в річкових басейнах, а створені геоінформаційні моделі верхньої частини Дністра базуються на топографічних картах меншого масштабу, що ускладнює розробку детальних планів зміни структури землекористування на місцевому рівні.

Для створення геоінформаційних моделей було обране програмне забезпечення ESRI ArcGIS, яке має найширші можливості при картографуванні природних об'єктів та явищ. Початковим етапом геоінформаційного моделювання рельєфу є створення гідрологічно-коректної цифрової моделі рельєфу (на основі інформації топографічних карт масштабу 1:25 000), що забезпечує можливість отримання різноманітних морфометричних характеристик, зокрема побудови тривимірних зображень, поперечних та повздовжних профілів, експозиції та крутизни схилів, горизонтального та вертикального розчленування [1].

Створені моделі показали, що більше 56% площі басейну річки Бережниця розташовується на схилах крутизною 0-1⁰. Тільки 2% площі басейну зайнято сильноспадистими схилами, крутими всього 0,5%, а дуже крутими та надзвичайно крутими менше 0,1%. В розподілі схилів за експозицією переважають поверхні північної, північно-східної (17,03%), східної (13,64%), південно-східної (16,11%) та південної (11,62%) експозиції. Максимальні значення вертикального розчленування, серед яких зустрічається і понад 150м/км², характерні для гірської частини басейну, нижня течія є найменш розчленованою. Найменші показники горизонтального розчленування характерні привододільним ділянкам і збільшують своє значення по мірі наближення території до головного русла. Найбільша площа в басейні (29%) належить територіям, яким властивий показник горизонтального розчленування 4-5 км/км², приблизно така ж (28%) частка поверхонь з показником 3-4 км/км². На більшості території (55%) яри відсутні або немає відомостей про них. Виділяються три центри з найбільшими показниками густоти яркової мережі. поблизу с.Довге, на межиріччі Бережниця–Видерниця та басейн безіменної притоки другого порядку, яка впадає в головний водотік перед м.Моршин.

Внаслідок синтезу цих моделей та створеної раніше моделі структури землекористування у басейні р. Бережниця [3] визначено ділянки басейну, в яких слід змінити тип землекористування на оптимальний. В результаті одержано геоінформаційну модель оптимального природокористування в басейновій геосистемі р. Бережниця з врахуванням особливостей рельєфу. Ця модель враховує цілий комплекс заходів у сільськогосподарському,

лісогосподарському, водогосподарському, поселенському та транспортному природокористуванні.

Серед основних заходів основним є вилучення з сільськогосподарського обробітку схилів крутизною понад 5^0 (залуження) та понад 7^0 (заліснення), а також малопродуктивних деградованих та забруднених орних земель. Відповідно в досліджуваній басейновій системі необхідно залужити $0,6617\text{ км}^2$ (1,58% ріллі) та заліснити $0,4436\text{ км}^2$ території (0,7% ріллі та 1,08% площі луків). Слід уникати проектування доріг і лісових смуг уздовж схилів.

Доцільно проводити заліснення крутих схилів, прибережно-захисних смуг та створювати буферні лісопаркових насаджень навколо населених пунктів. Внаслідок чого відійде $8,4737\text{ км}^2$ зі складу сільськогосподарських угідь, зокрема буде заліснено $3,1412\text{ км}^2$ луків, пасовищ та сіножатей. Таким чином, лісистість в досліджуваному басейні зросте з 43% на 4,91% і становитиме 47,88%. Збільшення лісистості території здійснюватиметься також за рахунок розвитку сукцесійних процесів, які активно відбуваються в басейні р. Бережниця і призведе до збільшення лісових угідь до 55,88% басейну.

Виконання вище перерахованих заходів на території басейнової геосистеми р. Бережниця призведе до зміни структури землекористування в бік оптимізованої. Значно зменшиться частка сільськогосподарських угідь, зросте показник залісненості, що дозволить, у разі потреби, залучати схили крутизною до 3^0 , зайняті сукцесійними процесами, у сільськогосподарський обробіток.

Література

1. *Андрейчук Ю.* Застосування ГІС для аналізу рельєфу басейнових систем (на прикладі р. Коропець) / Ю. Андрейчук, І. Ковальчук // Геодезія, картографія і аерофотознімання. - 2003. - Вип. 63. - С. 183-187.
2. Ковальчук І.П. Трансформація структури річкових систем басейну Дністра та їх гідрологічного режиму / *І.П. Ковальчук, А.В. Михнович, О.В. Пилипович* // Дослідження басейнової екосистеми верхнього Дністра. – Львів, 2000. – С. 34 – 44.
3. Швець О.І. Картографічне моделювання структури землекористування в басейнах малих річок (за даними дистанційного зондування Землі) / *І. П. Ковальчук, О. І. Швець, Ю. М. Андрейчук* // Природа західного Полісся та прилеглих територій – Луцьк. : СНУ ім. Лесі Українки, 2013. – №10 – С. 23–35.

АСПЕКТИ ВИЗНАЧЕННЯ ЯКОСТІ ОБ'ЄКТІВ СІЛЬСЬКОГО ЗЕЛЕНОГО ТУРИЗМУ

НЕКОС А. Н., МИРОНЕНКО М. О.

Харківський національний університет імені В. Н. Каразіна

Наукові дослідження в галузі сільського зеленого (екологічного) туризму регіонального масштабу свідчать про те, що цей вид туризму сприяє поглибленому вивченню природних та соціально-економічних умов локальних територій з метою визначення якісних показників екологічності, комфортності, рекреації, пейзажності тощо. Також зелений туризм можливо розглядати як об'єкт просвітницької діяльності, що справляє позитивний вплив на формування екологічної свідомості та культури, на відродження, збереження і розвиток місцевих звичаїв, пам'яток природи та історико-культурної спадщини. Актуальність зеленого (екотуризму), як вважає проф. О. Дмитрук пов'язана також з підвищеною увагою туристів до малозмінених територій. Концепція сільського зеленого туризму вже багато часу є актуальною та привертає увагу не тільки науковців але і тих, хто працює у сфері підприємницької діяльності і вважає це суттєвим фактором соціально-економічного розвитку регіону. Цей вид туризму, сприяє розвитку малого бізнесу в аграрних регіонах, дає можливість міським мешканцям активно відпочивати в приватних сільських господарствах на природі, позбутися напруги, відвідати місцеві пам'ятки екомаршрутами, а сільським господарям поліпшити своє фінансове становище.

Сільський зелений туризм дуже популярний у Європейських країнах. Для подальшого розвитку зеленого туризму країни Європи об'єдналися під егідою Ради Європи в Центрально-східноєвропейську Федерацію з розвитку сільського зеленого туризму. Науковці стверджують, що Західна Європа, яка найбільш освоєна в рекреаційному відношенні, може бути прикладом для всього світу в сфері туризму (Чеглей В. М., 2011)

Безумовно розвиток сільського зеленого туризму передбачає мінімізацію негативного антропогенного впливу на всі об'єкти зеленого туризму, тому у багатьох країнах світу розроблені певні правила поведінки та перебування. Так, наприклад, передбачено у межах сільського екотуризму обмеження використання транспортних засобів з метою зменшення акустичних загрузок та забруднення атмосфери, існують обмеження щодо чисельності туристів, якщо йдеться про відвідання екологічно чутливих об'єктів, у багатьох випадках заборонено паління, а туристи повинні мати про собі пакети для збору сміття.

Але поряд з науковими та теоретичними розробками щодо організації екотуристичної діяльності, перейняття і втілене позитивного практичного досвіду, відпрацювання правил перебування та поведінки під час участі у екотурах, важливим аспектом, на наш погляд, представляється детально ілюстрована паспортизація всіх об'єктів, що включені в маршрут сільського зеленого туризму з метою привабливості такого виду рекреації. Так, на кафедрі екологічної безпеки та екологічної освіти ХНУ імені В. Н. Каразіна зроблені спроби виконання пілотного проекту щодо паспортизації об'єктів на маршрутах зеленого туризму у Чутівському районі на Полтавщині. Проведені дослідження свідчать, що на території Чутівського району Полтавської області є необхідні ресурси для побудови туристичних маршрутів: елементи перспективної локальної екологічної мережі, зокрема об'єкти ПЗФ місцевого значення (5 заказників, 1 пам'ятка природи), водні об'єкти, ліси, археологічна пам'ятка, населені пункти історико-культурного значення.

Паспортизація передбачає створення письмової документальної форми з ілюстраціями, що містить усі необхідні у туристичній галузі характеристики об'єкта і може в перспективі скласти базу даних для дослідження, порівняння, виявлення зв'язків між туристичними ресурсами. Для паспортизації об'єктів туристичного маршруту використані наступні характеристики: місце розташування, наявність під'їзних шляхів, опис об'єкта, природні умови, екологічна характеристика, історичне та соціально-економічне значення, а також оцінка пейзажної виразності або естетичного потенціалу за певними критеріями, що базується на основі аналізу різних властивостей ландшафтів. (Б. І. Кочуров, 2007). Оцінка пейзажної виразності має інтегральний характер і складається з експертної оцінки окремих пейзажних ознак, які оцінюються за 2-х, 3-х 4-х ступінчастою градацією (0-3 бали).

Згідно з візуальним вивченням аспекту ландшафту та запропонованою оціночною шкалою була проведена оцінка пейзажних ареалів за чотирма основними категоріями: I категорія – відносяться ознаки, які характеризують візуальне сприйняття ландшафтів (найбільш суб'єктивний фактор). Та визначалися: багатоплановість, барвистість та натуральність; II категорія – це оцінка структурних особливостей ландшафтів: характер рельєфу та схилів, наявність водних об'єктів та їх оглядовість; просторова різноманітність рослинності. За III категорією оцінюються антропогенні зміни ландшафтів – ступінь змін, раціональність перетворення, наявність архітектурних історичних; IV категорія – це придатність території для рекреації (незручна, зручна).

Згідно з цими критеріями визначено, що найбільшою пейзажною виразністю у Чутівському районі Полтавщини володіють ландшафтний заказник «Первозванівський» та гідрологічний заказник «Сторожовий», що зумовлено їх природними умовами та екологічними особливостями.

Важливим також для розробки маршрутів сільського зеленого туризму є включення об'єктів екологічної мережі – екокоридорів та екоядер. І ще один аспект – проведення соціологічних досліджень (опитування) серед населення, що мешкає у регіоні, яке передбачає з'ясування можливостей перспективного розвитку перспективний розвиток сільського зеленого туризму. Це дозволить окреслити найсуттєвіші проблеми, які можуть виникнути внаслідок роз-

витку туристичної діяльності у цьому регіоні, визначити шляхи подолання соціально-економічних негараздів, вивчити вимоги та пріоритети місцевого населення.

Таким чином, використання системного підходу дозволяє врахувати як природні, так і історичні особливості місцевості та побудувати еколого-просвітницьку діяльність найбільш раціонально.

Український сільський зелений туризм може стати візитною карткою нашої держави на міжнародному туристському ринку, про що свідчить бажання іноземців познайомитись з історичним та природним потенціалом України.

ОЦІНКА КЛІМАТИЧНИХ РЕКРЕАЦІЙНИХ РЕСУРСІВ ШАЦЬКОГО НАЦІОНАЛЬНОГО ПРИРОДНОГО ПАРКУ

НЕТРОБЧУК І. М.

Східноєвропейський національний університет імені Лесі Українки

Клімат як природний рекреаційний ресурс відіграє важливу роль в організації туристсько-рекреаційної діяльності на території Шацького національного природного парку. Метою дослідження є проведення рекреаційної оцінки кліматичних ресурсів парку для відчуття комфортності під час відпочинку й оздоровлення рекреанта. Здебільшого рекреація в ШНПП найкраще здійснюється в теплий період року, зокрема влітку на Шацьких озерах. У зв'язку з цим нами проаналізовано кліматичні рекреаційні ресурси з квітня до жовтня за період 2014-2016 рр.

Для оцінки кліматичних рекреаційних ресурсів використовується медико-біологічний підхід, що враховує їх комфортність і сприятливість впливу на організм, а також методика В. Мацоли [2].

Клімат як рекреаційний ресурс відзначається температурою і вологістю повітря, кількістю сонячних днів та опадів, хмарністю, вітровим режимом, а також порами роками. Останні відіграють важливу роль при різних видах сезонної рекреаційної діяльності, серед яких найсприятливішими для цього є літо, дещо менші можливості зими. Весна і осінь несприятливі для відпочинку [2].

Радіаційний баланс в парку становив 1300 мДж/м². Найбільша тривалість місячної суми сонячного саява 268 год або 54 % від можливого фіксувалась у червні. Найстабільніша його тривалість простежувалась з травня до вересня включно. Як видно з табл. 1 середня швидкість вітру в теплий період року коливалась від 1,7 (2016 р.) до 2 м/с (2015 р.) та оцінена 3 балами. Улітку в спекотні дні в зонах рекреації, тобто на пляжах озер, легкий вітерець сприяє комфортності відпочинку.

Середньомісячні температури повітря за теплий період року становили 15,8-16,2° С та відповідно оцінені 2 балами. Найбільш комфортна погода в парку з середньомісячними температурами 20–21,2° С спостерігалась у липні. Кількість днів з температурою повітря більше 15 °С становила 100-116 днів.

Також потрібно відзначити, що за спостережуваний період фіксувались певні відхилення у показниках середньомісячних температур від кліматичної норми, що засвідчує її підвищення в умовах прояву глобальних і регіональних змін клімату (див. табл.). Відтак збільшиться тривалість сприятливого періоду для організації видів відпочинку і оздоровлення населення. Зафіксовано збільшення міждобової мінливості температури повітря в межах 1-5 °С в порівнянні з 1°С раніше. Загалом простежувалась тенденція до зменшення кількості опадів у теплий період року в 2015-2016 рр. порівняно з кліматичною нормою. Ступінь вкриття неба хмарами за період спостережень становив 6-7 балів. Найменша хмарність 4,9–5,4 бали, зазвичай, спостерігалась у серпні 2015-2016 рр.

Таблиця

Показники метеорологічних величин та кількість балів в теплий період року
на метеостанції Світязь за період 2014-2016 рр.

Показники Роки, місяці	Температура повітря, °С	Відхилення від кліматичної норми	Опади, мм	Відхилення від кліматичної норми	Швидкість вітру, м/с	Хмар- ність, ба- ли
2014						
Квітень	10,1	3	38	0	1,9	6,7
Травень	14,3	0,4	136	87	1,7	7
Червень	16,4	-0,6	77	2	2	7,1
Липень	21,2	2,4	31	-43	1,5	6,4
Серпень	18,7	0,9	90	19	1,9	7,2
Вересень	14,2	0,5	37	-9	1,8	6,7
Середнє	15,8	1,1	410	57	1,8	7
Бали	2		5		3	
2015						
Квітень	8,3	1,2	43	5	3,5	6,6
Травень	13,3	-0,6	62	13	1,9	7,2
Червень	18	1	18	-57	1,6	6,4
Липень	20	1,2	52	-22	1,9	5,7
Серпень	22	4,2	4	-67	1,4	4,9
Вересень	15,4	1,7	72	26	2	7,6
середнє	16,2	1,5	251	-102	2	6,4
Бали	2		5		3	
2016						
Квітень	9,8	2,7	86	48	2,2	7,4
Травень	15	1,1	38	-11	1,4	5,5
Червень	19,1	2,1	61	-14	1,7	5,8
Липень	20	1,2	89	15	2	7,2
Серпень	18,7	0,9	57	-14	1,6	5,4
Вересень	14,9	1,2	11	-35	1,1	5,4
середнє	16,2	1,5	342	-11	1,7	6,1
Бали	2		5		3	

Примітка. Додатні величини означають збільшення, а від'ємні – зменшення їх порівняно з кліматичною нормою.

Отже, кліматичний ресурс в сукупності з рівнинною територією та великою кількістю озер є сприятливим для курортно-лікувальної, оздоровчої й пізнавальної рекреаційної діяльності. Найсприятливішими місяцями для відпочинку є липень, червень і серпень, тобто літо.

Література

1. **Зузок Ф. В., Нетробчук І. М.** Рельєф і клімат як природні ресурси Волинської області. *Вісн. Львів. ун-ту.* Сер. Геогр. Вип. 49. Львів, 2014. С. 29-39.2
2. **Мацола В. І.** Рекреаційно-туристичний комплекс України. Львів, 1997. 259 с.

РЕЛЬЄФ ЯК РЕСУРС РЕКРЕАЦІЙНОГО ПРИРОДОКОРИСТУВАННЯ

ОЛШЕВСЬКА Ю.А.

Київський національний університет імені Тараса Шевченка

Рекреаційне природокористування полягає у використанні природних ресурсів з метою оздоровлення людини, відновлення її фізичного та психологічного самопочуття, а також розширення екологічного і культурного світогляду.

Рекреаційне природокористування виконує три основні функції: соціальну, економічну та природоохоронну.

Соціальна функція рекреаційного природокористування – це задоволення специфічних потреб населення у відпочинку, оздоровленні, спілкуванні з природою, що сприяє зміцненню фізичного і розумового здоров'я суспільства.

Економічна функція полягає у відновленні робочої сили. Завдяки рекреації підвищується працездатність, збільшується ефективність роботи, що сприяє зростанню продуктивності праці. До економічної функції належать також розширення сфери застосування праці й прискорений розвиток інфраструктури на територіях інтенсивного рекреаційного природокористування.

Природоохоронна функція полягає в попередженні деградації природних рекреаційних комплексів під впливом антропогенної діяльності, в тому числі і рекреаційної [3].

Рельєф території є одним із визначальних факторів вибору способу рекреаційного використання території.

Найбільш поширеним та доступним видом рекреаційного освоєння території є короткотривалий чи кількадечний піший похід. Незалежно від віку подорожуючих важливою умовою повноцінного здорового існування людини є піші прогулянки. Піший похід забезпечує формування у людини рухових умінь і навичок які забезпечують всебічний та гармонійний розвиток функціональних систем і органів людини [2].

Красназавча діяльність учнівської та шкільної молоді ґрунтується на використанні піших подорожей для задоволення фізичних та культурно-пізнавальних потреб молоді. Для старших вікових категорій залучення до активних піших прогулянок є одним з необхідних умов забезпечення фізичної та психологічної рівноваги в умовах інтенсивної життєдіяльності та часто надзвичайно потужного психологічного напруження.

Для лікувально-оздоровчого відпочинку естетично привабливою та функціонально найбільш сприятливою є пересічна місцевість з незначними перепадами висот. Ступінь розчленування рельєфу характеризують три параметри: глибина розчленування, густота розчленування та крутизна схилів.

Найбільш сприятливим є крупнопогорбована місцевість яка має також найбільшу естетичну привабливість. Оціночні показники рельєфу для лікувально-оздоровчого відпочинку наведені у таблиці.

Таблиця.

Оціночні показники рельєфу для лікувально-оздоровчого відпочинку [1]

Параметр	Ступінь сприятливості рельєфу		
	Сприятливий	Відносно сприятливий	Несприятливий
глибина розчленування, м	30-60	10-30	менше 10
густина розчленування, км	менше 1	1-3	більше 3
крутизна схилів, °	3-5	5-10	менше 3 більше 10

Успішне проведення піших походів залежить від вибору місцевості, фізичної та психологічної підготовки учасників походу. Одним із основних засобів збереження сил учасників походу є дотримання розпорядку похідного дня та ритмічності руху. Темп руху зазвичай залежить від умов місцевості, сезону та погоди. Найбільш оптимальним темпом руху є подолання 3,5-4,5 км за годину. Рекомендується за першу половину дня долати дві третіх денного переходу. Оптимальним для успішного проходження маршруту є пришвидшений рух на більш легких для подолання ділянках дороги та рівномірний рух на ускладнених ділянках [2]. Змінювати ритм необхідно плавно та поступово. До легкопрохідних ділянок піших маршрутів належать відкриті луки та необроблені поля, невеликі за площею лісосмуги та соснові бори. Густі ліси з підліском, пересічений рельєф та ділянки з чагарниковою рослинністю й значною крутизною схилів є найбільш складними для подолання.

Однак, не дивлячись на складність подолання легкопрохідних та важко прохідних ділянок маршруту варто більше уваги звертати на естетичну оцінку рельєфу. Саме поєднання нормованих фізичних навантажень та підвищений психо-емоційний стан людини пов'язаний з перебуванням на привабливій території забезпечує найбільш ефективно відновлення життєвих сил людини, а отже досягнення однієї з головних функцій рекреаційного природокористування.

Література

1. Методология оценки рекреационных территорий /В.Ф. Данильчук, Г.М. Алейникова, А.Я. Бовкуновская, С.Н. Голубичная. Донецк: ДИТЬ, 2003 – 197 с.
2. Пангелов Б.П. Організація і проведення туристсько-краєзнавчих подорожей : навч. посіб. / Б.П. Пангелов. – К.: Академвидав, 2010. – 248 с.
3. Поколюдна М.М. Рекреаційна географія: навч. посібник / М.М. Поколюдна. Харк. нац. акад. міськ. госп-ва. – Х.: ХНАМГ, 2012.- 275 с.

ВПЛИВ АГРОКЛІМАТИЧНИХ РЕСУРСІВ ТЕРНОПІЛЬСЬКОЇ ОБЛАСТІ НА СІЛЬСЬКОГОСПОДАРСЬКЕ ЗЕМЛЕКОРИСТУВАННЯ

ПИТУЛЯК М.Р., ПИТУЛЯК М.В.

Тернопільський національний педагогічний університет ім. В.Гнатюка

Відповідно до схеми агрокліматичного районування України (Дмитренко В.П., 1989) та враховуючи агрокліматичне районування [1; 2] виділяють чотири агрокліматичні зони, які поділяються на підзони та райони. Тернопільська область належить до вологої, помірно теплої зони (ГТК становить 2,0...1,3, сума температур - $\sum t - 2400...3100^{\circ}\text{C}$) з підзоною достатнього зволоження ґрунту (ГТК – 2,0...1,3; $\sum t - 2400... 2600^{\circ}\text{C}$). Південно-східна частина області відноситься згідно цієї схеми до Передкарпатського вологого теплового району в межах вологої, теплої підзони (ГТК – 1,6...1,3; $\sum t 2600...2900^{\circ}\text{C}$).

Аналіз агрокліматичних показників в межах окремих зон, підзон, районів дає змогу визначити ступінь сприятливості клімату для росту і розвитку рослин.

Для оцінки умов росту і розвитку сільськогосподарських культур, визначення рівня їх продуктивності важливе місце належить термічній характеристиці повітря. Температурний режим визначається в основному надходженням сумарної сонячної радіації та її перерозподілом біля земної поверхні. Сумарна сонячна радіація в межах області змінюється від 97 ккал/см² на більшій її території до 102 ккал/см² в крайній південно-східній частині.

Одним із факторів, який найбільше впливає на сільськогосподарські культури, є термічний режим. Він характеризується теплим літом з середніми температурами липня 18...19°C. Температури найтеплішого місяця року найвищі на півдні і південному сході області: 18,5...19,1°C, найнижчі в центральній і західній частинах: 18...18,4°C; у північній частині об-

ласті дещо вище – 18,5°C. У січні найнижчі температури спостерігаються в центральній і східній частинах області: -5,4...-5,5°C, а найвищі – в південній частині: -4,5°C.

Тривалість періоду із середньодобовими температурами вище 0°C – 253 дні в центральній частині області і східній, 259 – в південній, 261 – в західній і 262 – в північній. Найбільша тривалість періоду з середньодобовими температурами вище 15°C, - в південній частині області (106...109 днів), а найменша в центральній і західній частинах (96...98 днів).

Основними інтегральними показниками забезпечення рослин теплом і термічними ресурсами є сума активних температур (вище 10°C), яка зменшується від 2500°C на півночі до 2400°C на заході і в центрі, а потім знову підвищується на південному заході від 2400°C до 2450°C, а особливо, на півдні та південному сході – до 2600°C. За термічними умовами в межах області можна виділити три райони: північний, центральний і південний.

Північний район включає майже повністю територію Кременецького та Шумського адміністративних районів і характеризується сумою температур активного вегетаційного періоду в межах 2500...2550°C, тривалість цього періоду 160...165 днів, а безморозного – 160 днів.

Центральний район простягається до південної межі Тербовлянського, Гусятинського районів, включаючи також західну та південно-східні райони області. Цей район називають “холодне” Поділля, оскільки він є холодніший від північного та від південного. Суми активних температур тут коливаються в межах 2400...2450°C, а в окремих місцях становить 2380°C. Тривалість цього періоду 155..160 днів, а безморозного 150...165 днів.

Південна частина області – це південний район, який ще називають “теплим” Поділлям. Суми активних температур тут 2500...2600°C, а на крайньому півдні, навіть 2700°C. Тривалість періоду з середньодобовою температурою вище 10°C становить 160...165 днів, а безморозного періоду, в середньому – 160 днів

Спостерігаються відмінності і в характері природного зволоження окремих районів, внаслідок чого період активної вегетації однієї і тієї ж культури проходить в різних умовах. Це суттєво впливає на стан росту і розвитку рослин, якісні і кількісні характеристики врожаїв, а також на ураження культур шкідниками та хворобами. Оптимальні умови вологості утворюються тоді, коли в орному шарі (0...20 см) є не менше 25...30 мм продуктивної вологи.

Розподіл опадів на території Тернопільщини характеризується значними відмінностями. У горбогірних районах опадів випадає більше (640...700 мм), ніж в рівнинних (600...650 мм), спостерігається зменшення річної кількості з північного заходу і заходу на південний схід від 700 мм до 550 мм. Близько 70...75% річної суми опадів випадає в теплий період і добре засвоюється рослинами.

Показником вологозабезпеченості є гідротермічний коефіцієнт (ГТК), який змінюється в межах від 1,4...1,6 в південній частині області до 1,5...1,6 в центральній та північній частинах області. Найкращими умовами для одержання високих врожаїв зернових культур при весняному сіянні є значення ГТК в межах 1...1,4. При показниках ГТК 0,6 і менше рослини пригнічуються посухою, а при значенні 1,6 і більше – перезволоженням. Для забезпечення оптимального зволоження сільськогосподарських культур, необхідно систематично проводити відповідні заходи щодо економної витрати вологи та її поповнення.

Літній період характеризується частими дощами, які в червні та липні мають здебільшого зливовий характер. Кількість днів з опадами більше 1 мм за добу зменшується від 100 днів на північному заході і заході до 90...97 днів в інших районах області. Влітку спостерігається по 5..6 днів з опадами більше 5 мм за добу. Характерними для області є літні зливи з градом. Грози іноді супроводжуються не лише зливами, а й градом, який випадає 1..2 дні на рік.(за багаторічними спостереженнями).

Достатня кількість тепла і вологи в ґрунті сприяють нормальному росту і розвитку сільськогосподарських культур. Серед небезпечних явищ в теплий період можна відмітити посухи та суховії (0,2...0,3 дні на рік).

Агрокліматичні ресурси області сприятливі для вирощування зернових, технічних, кормових культур, а в південній частині особливо для садівництва та овочівництва.

Література

1. Географічна енциклопедія України. : в 3-х т. Т.2. / *Ред. кол.: О.М. Маринич.* . - [б. м.] : УРЕ, 1990. - 480 с.
2. Клімат України. (*За ред.. В.М.Ліпінського, В.А.Дячук, В.М.Бабиченко*). – Київ: вид-во Раєвського, 2003. – 343 с.
3. *Свинко Й. М.* Нарис про природу Тернопільської області: геологічне минуле, сучасний стан. / Й. М. Свинко – Тернопіль: Навчальна книга – Богдан, 2007. – 192 с.
4. Чернюк Г.В. Кліматичні ресурси Поділля / *Г.В. Чернюк, П.Л. Царик* // Наукові записки Тернопільського національного педагогічного університету імені Володимира Гнатюка. Серія: Географія. №1. – Тернопіль: ТНПУ, 2008. - С.50-59.

РОЛЬ РЕЛЬЄФУ У ФОРМУВАННІ І ФУНКЦІОНУВАННІ ЛАНДШАФТНО-ГЕОХІМІЧНИХ СИСТЕМ

ПРИСАКАР В., ХОДАН Г.

Чернівецький національний університет імені Юрія Федьковича

Рельєф як один із основних ландшафтоутворюючих чинників істотно впливає на формування відповідних систем, однією з яких є ландшафтно-геохімічна система (ЛГС). Особливо це важливо для гірських територій.

Ландшафтно-геохімічні системи гірських територій мають різні роди геохімічних ландшафтів, які виділяють через врахування інтенсивності водообміну, співвідношення хімічної і механічної денудації, контрастності між автономним і підлеглими елементарними геохімічними ландшафтами, а також співвідношення між рівнем залягання ґрунтових вод і гіпсометричним рівнем поверхні.

Тому, залежно від форм рельєфу, мають місце ділянки енергійного, середнього і повільного водообміну. Для схилів значної крутизни характерний перший рід геохімічних ландшафтів, де буде енергійний водообмін, механічна денудація переважає над хімічною, спостерігається різка межа між автономним і підлеглими морфологічними одиницями ландшафтів.

Другий рід геохімічних ландшафтів властивий для схилів незначної крутизни і відповідно тут відзначатиметься середній водообмін, співвідношення між механічною і хімічною денудацією різноманітне, різна межа між автономним і підлеглими морфологічними одиницями ландшафту. Третій рід геохімічних ландшафтів характерний для рівнинних ділянок, терас і заплав річок і відзначається повільним водообміном, хімічна денудація переважає над механічною, межа між морфологічними одиницями ландшафту поступова, відмінності незначні. Для даного роду геохімічних ландшафтів характерна наявність поселень, адже більшість із них знаходяться в долинах річок, відповідно тут міграційна здатність хімічних елементів і сполук незначна. Це призводить до забруднення окремих компонентів, особливо ґрунтових вод і ґрунту. Чим інтенсивніше використовують відповідну територію, тим вищий ступінь забруднення, зокрема ґрунтів мікроелементами (свинець, мідь), а ґрунтових вод сполуками азоту (нітратами та нітритами). В якості ключових ділянок нами були вибрані окремі території в таких населених пунктах як Путила, Сарата, Перкалаба. Для третього роду геохімічних ландшафтів (він переважає в Путилі) характерний підвищений вміст сполук азоту у ґрунтових водах і важких металів у ґрунтах. Він не перевищує гранично-допустимі концентрації, але свідчить про забруднення даними сполуками і елементами.

Для першого роду геохімічних ландшафтів (переважає в Сараті і Перкалабі) показники загальної жорсткості і менералізації ґрунтових вод незначні (відповідно 1,1-4,1 мг-екв/л і 0,1-0,2

г/л у порівнянні з Путилою, де вони 2,3-8,5 і 0,17-0,48), вміст сполук азоту у ґрунтових водах не зафіксовано, а важких металів у ґрунтах та ґрунтових водах незначний.

Відповідно, ми можемо говорити про відсутність забруднення і про значну міграційну здатність хімічних сполук і елементів.

Отже, міграційна здатність хімічних елементів і сполук значною мірою залежить від рельєфу та його форм. Це, в свою чергу, може призвести до самоочищення або забруднення як окремих природних компонентів, так і ландшафтно-геохімічних систем, загалом.

Література

1. *Гродзинський М.Д.* Пізнання ландшафту місце і простір./ М.Д. Гродзинський. Монографія. К.: Вдавничо-поліграфічний центр «Київський університет», 2005. – т.2-503с.
2. *Гуцуляк В.М.* Ландшафтна екологія: геохімічний аспект: навч.посібник /В.М.Гуцуляк. – Чернівці: Рута, 2002. – 247с.
3. Природа Чернівецької області / *за ред. К.І.Геренчука.* – Львів: Вища шк., 1978. – 157 с.

УМОВИ ЗВОЛОЖЕННЯ ТА ПОСУШЛИВІ ЯВИЩА НА ТЕРИТОРІЇ ЧЕРКАСЬКОЇ ОБЛАСТІ В РЕАЛІЯХ 2016-2017 СІЛЬСЬКОГОСПОДАРСЬКОГО РОКУ

СИТНИК О.І.

Уманський державний педагогічний університет імені Павла Тичини

Клімат Черкаської області за кількістю сонячної радіації, тепла і вологи загалом є сприятливим для розвитку господарства, зокрема рослинництва і тваринництва. Проте певні поєднання агрокліматичних умов у різні сезони можуть зумовлювати несприятливі явища, значну частину яких становлять посушливі, що завдають шкоди сільськогосподарському виробництву, енергетиці, транспорту, населенню [3].

Природу *посушливих явищ*, чинники та умови формування вже значною мірою вивчено. Посушливі явища зумовлені складним комплексом геофізичних і біофізичних процесів, що виникають на певній території упродовж тривалого часу. До посушливих явищ, які відбуваються на території Черкаської області відносять: *тривале бездощів'я, високу температуру і низьку відносну вологість повітря, суховії, атмосферну і ґрунтову посуху*. Поєднання, розвиток і посилення окремих чинників призводять до надлишкової непродуктивної втрати води живими організмами на транспірацію та потовиділення, регулювання цих процесів, адаптацію до термічного режиму та інших складних посушливих явищ [2].

Аналіз показників посушливих явищ по Черкаській області дає змогу зробити висновки: як правило, тривалість бездощового періоду становить 11-20 днів; у Смілі, Золотоноші та Чигирині, як в одних з найбільш посушливих місцях Черкаської області, 1 раз на 20 років спостерігалась посуха тривалістю 61-70 днів; в Черкасах 1 раз на 10 років спостерігаються посухи тривалістю 51-60 днів; по всій Черкаській області кожного року фіксується від 2-х до 3-х бездощових періодів тривалістю 11-20 днів; збільшення кількості бездощових періодів фіксується у східному напрямку.

Розглядаючи 2016-2017 сільськогосподарський рік (листопад 2016-жовтень 2017 р.), у розподілі опадів відзначено такі особливості: найбільша кількість опадів спостерігалася у листопаді 2016 та жовтні 2017 – відповідно 130 та 190 % норми, розрахованої за 1986-2005 рр. В решту місяців переважав дефіцит зволоження, а найбільш сухими, із кількістю опадів 50 % та менше, були березень, червень та серпень. Саме значний дефіцит опадів, що фіксувався з початку року, спричинив жорстку посуху, яка із центральних районів поступово розповсюдилась практично на всю територію області та припинилася лише із жовтневими дощами [1].

Кількість опадів за с/г рік в середньому по області склала 442 мм і увійшла до дев'ятки найменших за останні 70 років спостережень після 1963 р. (найменша кількість фіксувалась у 1949 р. і становила 349 мм). При цьому, по території області опади розподілялись нерівномірно і на більшості площ, за рахунок опадів листопада, липня за жовтня становила від 439 до 570 мм (80-90 % від норми). На окремих площах східної частини (Сміла, Черкаси, Чигирин) опадів випало значно менше – лише 331-403 мм (60-70 % норми).

За холодний період (листопад – березень) кількість опадів становила 141 – 188 мм і на більшості площ досягала 82-99 % норми, в південно-західних (Уманський) та міськими в центральних районах (Смілянський) становила лише 69-78 % норми.

За теплий період (квітень-жовтень) опадів випало 190 – 382 мм, що на більшості площ становило 50-70 % норми, лише в окремих західних (Жашківський), центральних (Звенигородський) та північно-східних (Золотоніський) районах області їх кількість склала 80-90 % норми [1].

Досить цікавим є розподіл *суховійних явищ* на території області. Варто зазначити, що *суховії* можуть проявлятися самостійно, а також бути супутником бездощових періодів. Більшість суховій, які спостерігаються на території Черкаської області, формуються з повітряних мас, що надійшли з півночі або з північного заходу. Деяка їх частина зумовлена повітряними масами, що переміщуються з Атлантичного океану, інколи із Центральної Азії та Ірану. За рахунок внутрішньомасової трансформації повітряних мас у малорухливих антициклонах формуються суховії.

Середня кількість днів із суховієм по Черкаській області становить близько 6, проте у 1986 р. цей показник досягав позначки 31. Варто зазначити, що кількість днів із суховіями суттєво зростає з просуванням на схід, а найбільша їх кількість упродовж року фіксувалась у Черкасах.

У 2017 р. на заході області зафіксовано 6 днів із суховіями, у східних районах. Їх кількість виявилась дещо більшою.

Атмосферна посуха серед посушливих явищ є провідною і за динамікою розвитку посилює несприятливі погодні умови, викликані бездощовим періодом та суховіями. Синоптичні процеси цих явищ схожі. Атмосферна посуха виникає під час зональної циркуляції атмосфери, а найчастіше розвиток цього явища відбувається внаслідок порушення зонального переносу, що блокується високими малорухливими антициклонами і гребенями високого тиску. Західне перенесення повітряних мас набуває меридіональної складової. Із південного сходу та півдня континентальне повітря, інколи тропічне, просувається на північ. Переміщення гребенів високого тиску відбувається у західному напрямі і перешкоджає зворотному руху повітряних мас та баричних утворень [2,3].

У 2017 р. кількість днів із максимальною температурою повітря +30° та вище складала 27-38, що значно перевищувала середні багаторічні значення (16). При цьому, найменше спекотних днів було на північному заході Черкаської області, найбільше – на південному сході, третина з яких відмічалась у 2-й декаді серпня. Кількість днів із критичною для рослинності вологістю повітря 30 % і нижче за вегетаційний період по всій території області була значною і становила від 29 до 58, що в 1,5-3 рази перевищувало середні багаторічні значення.

У серпні, з переважанням спекотної сухої з гарячими суховіями погоди, агрометеорологічні умови стали більш жорсткими. Зволоження метрового шару на кінець серпня було практично вичерпане – запаси продуктивної вологи становили 13-25 мм, що в 3-6 разів менше середніх багаторічних значень [1].

Найбільш комплексно характеризує особливості атмосферного зволоження, зокрема атмосферної посухи, у період активної вегетації *гідротермічний коефіцієнт Селянинова*:

По Черкаській області ГТК в середньому становить 1,2 і змінюється від 1 до 1,3. Найбільш зволуженими є західні райони (Уманський, Жашківський, Звенигородський тощо), а найменш зволуженим – Чигиринський, у якому ГТК становить 1.0. В центральних та східних районах області ГТК становить 1,1 (Смілянський, Черкаський, Золотоніський, Канівський тощо) [3].

Зрозуміло, що ГТК змінюється щорічно. Наприклад, у 1997 р. цей показник досягнув найбільшого значення на метеостанції Жашків, Сміла, Умань, Чигирин, Звенигородка, у 1995 р. – Канів, а у 2000 р. – в Черкасах та Золотоноші. Найбільші значення ГТК зафіксовані на метеоста-

нції Чигирин у 1997 р. на позначці 2,1. Мінімальні значення ГТК змінюються у межах області від 0,4 до 0,8. Найменші значення ГТК зафіксовані у 1992 р. метеостанцією Чигирин. Як максимальні так і мінімальні значення ГТК зменшуються у східному напрямку [3].

Теплозабезпеченість вегетаційного періоду 2017 р. виявилась значно вищою за розраховану норму по всій території області. Загалом його тривалість склала 235-239 днів – на 21-25 днів довше від середніх показників. Період активної вегетації теплолюбних сільгоспкультур тривав 155-179 днів і на більшості площ виявився на 10-11 днів коротшим звичайного, хоча, подекуди, за рахунок надходження більш активної хвилі тепла, у жовтні, виявився на 13 днів довшим. Період із середньодобовою температурою повітря вище +15° тривав 124-128 днів – на 5-9 днів довше звичайного [1].

ГТК у 2017 р. становив лише 0,4-0,9 (у 2016 р. 0,8-1,1), що на більшості площ відповідало посушливим умовам, в окремих центральних районах області (Смілянський, Черкаський) – дуже посушливим умовам. Такі значення коефіцієнту, порівняно із минулорічним свідчить про те, що поточний період був більш засушливим [1].

Враховуючи умови зволоження та інші чинники, можна зазначити, що 2016-2017 сільськогосподарський рік видався складним для аграріїв області. Його специфікою стали аномальні погодні умови, які були найгіршими за останні 40 років та відповідно вплинули на якість та кількість врожаю всіх культур.

Стійкий дефіцит опадів, що спостерігався з початку 2017 р. та, як наслідок, затяжна ґрунтова засуха (середина травня-початок жовтня), тривалий період спекотної погоди у супроводі дефіциту опадів та суховіїв у серпні, місцями сильні зливові дощі, град, шквали, смерчі упродовж вегетаційного періоду, суттєво вплинули на умови вирощування сільськогосподарських культур.

Література

1. Агриметеорологічні огляди по території Черкаської області за 2000-2017 сільськогосподарські роки. – Черкаси: Черкаський обласний центр з гідрометеорології, 2001-2017.
2. Клімат України // *За ред. В.М. Ліпінського, В.І. Дячука, В.М. Бабіченко.* – Київ: Видавництво Раєвського, 2003. – 343 с.
3. Кліматичні умови та агрокліматичні ресурси Черкаської області в умовах їх глобальних змін: навч. посіб. / *уклад. Ситник О.І., Трохименко Т.Г.* – Умань: Видавничо-поліграфічний центр «Візаві», 2015. – 204 с.

ДОСЛІДЖЕННЯ МОЛОДИХ ВЧЕНИХ У ВИВЧЕННІ РЕЛЬЄФУ І КЛІМАТУ

ПАЛЕОКЛІМАТИЧНІ УМОВИ ФОРМУВАННЯ МЕРЗЛОТНИХ СТРУКТУР
У ПЛЕЙСТОЦЕНІ НА ТЕРИТОРІЇ ВОЛИНСЬКОЇ ВИСОЧИНИ

БОНЧКОВСЬКИЙ О.С.

Київський національний університет імені Тараса Шевченка

Автором досліджено палеокріогенні структури у 12 лесово-грунтових розрізах Волинської височини (Боремель, Новий Тік, Смиків, Баківці, Новостав, Шибин, Колодежі, Ковбань, Дерев'янче, Країв, Брищі, Рясники), що дало змогу виділити у плейстоцені 29 кріоетапів. Мерзлотні структури кожного кріоетапу формувалися у відмінних ландшафтно-кліматичних умовах, тому різняться за генезисом, морфометричними і морфологічними особливостями. Палеокріологічні і палеокліматичні умови формування викопних мерзлотних структур подано нижче.

Ранній неоплейстоцен. Дрібні первинно-грунтові жили (ПГЖ), глибиною до 1 м, сформувалися в умовах глибокого сезонного промерзання під час похолодань у середині мартоносського і лубенського етапів: mr_2 , lb_{1b1-b2} , lb_2 , lb_{3b1-b2} . У *сультський* етап утворилася система крупних ПГЖ та невеликих псевдоморфоз за давнім льодом в умовах дискретної багаторічної мерзлоти. На початку *тилігульського* етапу мало місце формування ПГЖ, соліфлюкційних текстур, псевдоморфоз за давнім льодом і термокарстових западини в умовах суцільного поширення багаторічної мерзлоти. Глибина діяльного шару складала 1-1,5 м, а його підшва була хвилястою внаслідок термодинамічних зрушень замкнених систем, які промерзали.

Середній неоплейстоцен. В умовах глибокого сезонного промерзання і помітної аридизації клімату сформувалася система неглибоких ПГЖ (до 1,5 м) впродовж похолодань zv_2 , zv_{3b1-b2} , pt_2 . Питання ландшафтно-кліматичних умов останнього із цих похолодань є дискусійним. За морфологічними ознаками кріоструктури цього часу швидше за все формувалися в умовах глибокого сезонного промерзання (клиновидні ПГЖ глибиною до 0,5 м). Однак отримані нами палінологічні дані вказують на присутність у рослинному покриві типових представників тундрових ценозів (*Betulanana*, *Lycopodiumdubium*). Мерзлотні структури *орільського* і *дніпровського* кріоетапів формувалися в умовах суцільного поширення багаторічної мерзлоти. В орільський час глибина діяльного шару складала 1,3-1,5 м, а реконструйовані середньорічні температури - 2...-3 °С. У дніпровський час соліфлюкційні процеси активізувалися навіть на схилах крутизною 3° й утворювали покриви потужністю до 1,5 м, що свідчить про перезволожений клімат на початку етапу (dn_1). У середині етапу мало місце деяке потепління і зволоження клімату, що призвело до повторної активізації соліфлюкційних процесів і зміни суцільної кріолітозони дискретною. Наприкінці етапу в умовах деградації багаторічної мерзлоти та високого ступеня аридності клімату активізувалися процеси морозобійного розтріскування. У зоні поширення дискретної кріолітозони і континентального клімату сформувалася система мерзлотних структур кріоетапу pt_{3b-c} . Глибина діяльного шару залежала від рельєфу і коливалась у межах 0,8-2,0 м.

Пізній неоплейстоцен. Впродовж похолодань у середині прилуцького і кайдацького етапів (kd_{1a-b} , kd_{3b1-b2} , pl_{1a-b} , pl_{1b1-b2} , pl_{1b-c}) в умовах глибокого сезонного промерзання сформувалася система неглибоких ПГЖ (до 0,7 м). Мерзлотні структури кріоетапу kd_2 , на нашу думку, закладалися у зоні поширення острівної багаторічної мерзлоти: локальні ділянки мерзлих порід, ймовірно, існували на північних і північно-західних схилах балок. Це підтверджується палеокріогенним комплексом цього часу: невеликі псевдоморфози за давнім льодом у похованих балках (розрізи Новий Тік, Країв). Зона дискретної багаторічної мерзло-

ти існувала на території Волинської височини впродовж кріоетапів **vt₁**, **pl₂**: на схилах південної експозиції глибина діяльного шару перевищувала 2 м, а на схилах північної експозиції – складала менше 1,5 м. Тільки на схилах північної експозиції виявлено невеликі псевдоморфози за давнім льодом цього часу. Впродовж зазначених похолодань середньорічна температура повітря складала -1...-2 °С.

Удайський і бузький кріоетапи характеризувалися поширенням на території Волинської височини суцільної багаторічної мерзлоти, в умовах якої формувалися потужні соліфлюкційні покриви, плями-медальйони, крупні псевдоморфози за давнім льодом (глибиною до 3 м). Простежується залежність геокріологічних умов похолодань від рельєфу: на схилах південної експозиції глибина діяльного шару зростала до 2,5 м (при середній – 0,8-1,5 м), тут активізувалися термоерозійні й конжеліфлюкційні процеси. На початку **udibg** кріоетапів кліматичні умови були перезволоженими ($k_{зв\text{оложення}} > 1$), а середньорічні температури оцінюються, відповідно, -3...-4 °С і менше -5 °С.

Впродовж кріоетапів **vt_{1b1-b2}**, **vt₂**, **pc₁**, **pc₃** на території дослідження кріоструктури (крупні псевдоморфози за давнім льодом глибиною 2-4 м, двох'ярусні ПГЖ і пластичні аструктурні деформації) формувалися в умовах суцільної багаторічної мерзлоти, але у більш посушливому кліматі. Про це свідчить відсутність соліфлюкційних текстур цього часу. Глибина діяльного шару, ймовірно, складала 0,8-1,2 м, середньорічні температури – нижче -5 °С, а кількість опадів – 200-300 мм. Впродовж кріоетапів **pc₃** за підвищеним вмістом піщаної фракції у заповнювачі кріоструктур та корелятним у часі дюнам у річкових долинах вдається прослідкувати фазу активізації катабатичних вітрів. Палеопедологічні матеріали показують, що нижній витачівський ґрунт (**vt_{1b1}**) сформувався в умовах дискретної багаторічної мерзлоти. Він містить ознаки тундроглею (гомогенно-глейового надмерзлотного ґрунту). Формування ґрунту у кріолітозоні підтверджується також палінологічними даними: наявністю кріофітів (*Betulanana*, *Alnasterfruticosus*, *Selaginellaselaginoides* та ін.)

Висновки. На основі польових досліджень на території Волинської височини виділено 29 кріоетапів, відмінних за ландшафтно-кліматичними умовами. У середині міжльодовиків'їв відбувалися нетривалі похолодання, які характеризувалися формуванням неглибоких (до 1 м) ПГЖ в умовах глибокого сезонного промерзання. Впродовж кріоетапів **sl**, **pl_{3b-c}**, **ts**, **pl₂** кріоструктури закладалися у зоні поширення дискретної багаторічної мерзлоти із середньорічними температурами -1...-3 °С. Суцільна кріолітозона на досліджуваній території мала місце у кріоетапах **tl**, **or**, **dn**, **ud**, **vt_{1b1-b2}**, **vt₂**, **bg**, **pc₁**, **pc₃**, протягом яких середньорічні температури змінювалися від -2...-3 °С, до -8 °С.

ОСОБЛИВОСТІ СІЛЬСЬКОГОСПОДАРСЬКОГО ЗЕМЛЕКОРИСТУВАННЯ В ПОДІЛЬСЬКИХ ТОВТРАХ

ГАВРИШОК Б. Б.

Тернопільський національний педагогічний університет ім. В. Гнатюка

Результатом масштабного розвитку аграрного виробництва в регіоні є формування сільськогосподарських ландшафтів у якості фонових. Сільськогосподарське землекористування за зайнятими площами є провідним у межах Подільських Товтр і прилеглих територій. Станом на 1 січня 2017 р. сільськогосподарські вгіддя займали 138431,8 га, що становить 77% площі території, з них 116106,4 га або 64,9 % зайняті ріллею.

Основною проблемою землекористування є еродованість ріллі. Розвиткові ерозійних процесів у межах Товтр, окрім загальних причин, сприяє інтенсивне котловинно-горбисто-грядове розчленування рельєфу та великі площі полів. Так, середні показники горизонтального розчленування у Збаразьких Товтрах становлять 2,0 – 2,5 км/км², у Медоборському

підрайоні – 3,5 – 4,0 км/км², а вертикального, відповідно, 60 – 80 м/км² та 80 – 140 м/км² [2]. Переважання просапних культур у структурі посівних площ на території рифової зони, де третину орних земель займають схили стрімкістю понад 3° є екологічно невиправданим.

До ерозії ґрунтів Товтр призводить надмірне розорювання схилів і використання важкої сільськогосподарської техніки. Це зумовлює погіршення водно-фізичних властивостей ґрунтів, що в умовах розчленованого рельєфу викликає активізацію ерозійних процесів.

Протягом останніх 25 років, відбувся розпад колективних господарств і, зокрема, занепад тваринницьких ферм. Це вплинуло на структуру посівних площ. Знизилась потреба у кормах для ВРХ, а отже й площі посівів кормових трав. Змінилися підходи до сівозмін. Практично всі орні землі стали приватною власністю і, як правило, перебувають, в оренді у агрохолдингів або місцевих фермерів [1].

Проблемою сучасного рільництва слід вважати масштабне використання мінеральних добрив за практичної відсутності органічних. В якості органіки на полях залишаються після обмолоту рештки кукурудзи та соняшнику, а інколи солома ріпаку і злаків. В процесі польових досліджень виявлено, що специфічним варіантом органічних добрив виступають відходи спиртової промисловості в сс. Новосілці та Зарубинцях, які в осінньо-зимовий період виливають на поля.

У розподілі орних земель в межах регіону дослідження простежуються чіткі територіальні закономірності. Найвищі показники розораності характерні для центральної частини території дослідження. Так, між лініями Чернихівці – Збараж на півночі та Остап'є – Мала Лука на півдні простягається майже суцільний масив з розораністю понад 70%. Вищі показники (80 – 95%) характерні лише для так званих Луб'янецьких Товтр (Кретівці, Стрийка) та для низки сіл, що прилягають до Товтрового пасма із заходу (Колодіївка, Зелене, Лежанівка, Товсте, Малі Бірки), чи сходу (Клебанівка, Іванівка).

Менш розораними є північно-західна та південна частини регіону дослідження. Екологічно-виправдані показники розораності нижче 50% в регіоні характерні для території Вікнянської, Саджівецької, Калагарівської, Раштівецької, Дубовецької сільських рад та для території між селами Ратищі і Малашівці. Розораність 50 – 60 % характерна для територій між с. Новики та м. Збараж, а також для Новосіклівської, Постолівської, Городницької та ін. сільських рад. Вкрай негативним явищем є розораність земель схилів і вершинних поверхонь головного товтрового пасма, особливо на землях прилеглих до ПЗ «Медобори» та інших природоохоронних об'єктів. Наприклад островами серед орних земель розміщені г. Любовня та г. Гостра Могила, а відома г. Гостра – відокремлений масив ПЗ «Медобори», оточена ріллею і пасовищем, яке очевидно рідко використовується, а тому заросло бур'янами. Степові ділянки головного пасма в околицях с. Городниця та Остап'є між лісовим урочищем «Малинник» та Вікнянським лісництвом ПЗ «Медобори» являють собою вузьку смугу шириною до 1,5 км, розділену сільськогосподарськими полями на кілька фрагментів. Нерозораними залишились невеликі ділянки, які займають стрімкий південно-західний макросхил і частково вершинні поверхні з виходами корінних порід. Така ситуація є вкрай негативною і потребує змін у структурі угідь.

Проблему розподілу орних земель в межах головного пасма залежно від крутизни схилів у розрізі геоморфологічних підрайонів на основі дешифрування аерофотознімків вивчала К. Москалюк [2], а тому немає потреби на цьому зупинятись.

Сіножаті і пасовища в структурі земель рифової зони Подільських Товтр займають відносно невеликі площі і розподілені вкрай нерівномірно. Часто до цієї категорії потрапляють землі заплавл, а також стрімких схилів і вершин товтр, які неможливо використати для інших сільськогосподарських потреб. Частка таких земель в регіоні зменшується в напрямі з північного заходу на південний схід. Найвища вона (понад 15 %) в межах землекористувань сільських рад, розміщених на північний захід від лінії Новики – Лозова. Найнижчі показники (менше 10 %) характерні для території на південь від лінії с. Остап'є – с. Мала Лука, між с. Зарубинці та с. Нижчі Луб'янки тощо.

Інтенсивна господарська діяльність зумовила різкі зміни природних ландшафтів, передусім створення великих орних масивів, що супроводжується знищенням природної рослинності. Таким чином, нераціонально організована територія Товтр не забезпечує підтримання оптимального функціонування його агроландшафтів.

Література

1. *Гарішок Б.* Особливості природокористування в Подільських Товтрах: Монографія / Б. Гавришок, М. Сивий. – Тернопіль: ТНПУ, 2015. – 260 с.
2. *Москалюк К. Л.* Аналіз рельєфу Подільських Товтр для оптимізації природокористування: дис. ... канд. геогр. наук: 11.00.04 / К. Л. Москалюк. – Львів: Львівський національний університет, 2009. – 256 с.

ОСОБЛИВОСТІ ГЕОМОРФОЛОГІЧНОЇ БУДОВИ ТЕРИТОРІЇ НА ВИТОКАХ Р. МІХИДРИ

ГОДЗІНСЬКА І.Л.

Природничий музей Чернівецького національного університету ім. Ю.Федьковича

Геоморфологічні дослідження малих річок та струмків передгір'я Чернівецької області є досить важливими у наш час. Актуальність таких досліджень полягає в інтенсивному та активному освоєнні і використанні цих територій. В межах таких природних утворень формуються невеликі поселення, на вирівняних ділянках створюють сільськогосподарські угіддя, вздовж русел (де дозволяє рельєф) прокладають автомобільні та залізничні шляхи, схили можуть використовуватись для лісокористування, вода в річці для цілей водокористування, а також долини малих річок та струмків в межах передгір'їв можуть бути рекреаційними смугами. Інтерес дослідження геоморфологічних особливостей таких територій викликаний майже відсутністю літературних джерел та картографічного матеріалу (окрім, звичайно, технічних звітів земельних та водних господарств області), їхньою динамічністю, що спричинює певну часову несумісність, оскільки знаходяться на контакті гірських та передгірних ділянках. Тому вивчення геоморфологічної будови долин малих річок, а також процесів які там відбуваються є досить важливим як для наукових досліджень так і для цілей господарства.

Об'єктом нашого дослідження є правий доплив річки Міхидри - струмок Солонець, що протікає в південній частині Багненської долини, загальною довжиною 12,6км. Відмітка витоку струмка знаходиться на висоті 750м над р. м, гирла - на висоті 414м над р. м. Середній похил долини складає 27,1м/км. Геоморфологічні та гідрологічні особливості території, що досліджується, частково висвітлені у працях географів Чернівецького національного університету, зокрема науковцями кафедри фізичної географії, геоморфології та палеогеографії (П. Чернега, Б. Рідуш); гідрології (С. Ющенко, М. Пасічник), геодезії та картографії (Я. Скрипник, І. Березка).

Метою даної роботи стало дослідження та виявлення особливостей геоморфологічної будови долини струмка Солонець та витоків річки Міхидри.

Своєрідність рельєфу даної території пов'язана з тектонічною будовою та четвертинними відкладами. У геотектонічному відношенні район розташований у південно-західній частині Передкарпатського неогенового прогину, в області прилягання його до флішових Карпат. В геологічній будові з поверхні переважають четвертинні відклади, що розвинуті повсюди. Їхня будова та потужність різні і залежать від характеру рельєфу. Найрозповсюдженішими є алювіальні відклади, які репрезентовані нижньочетвертинними (нижньоплейстоценовими) породами.

Струмок Солонець протікає Багненською долиною (долина пра-Черемошу), яка виділяється (на фоні Буковинського передгір'я) своїми плоскими, злегка хвилястими межиріччями

та майже рівним, ледь нахиленим, слабо дренажним, достатньо широким заболоченим дном долини. Однак, свій початок бере в горах.



Рис. Струмок Солонець

Дослідження струмка Солонець охоплюють ділянку від центральної дороги через с. Черешенка, поблизу мосту через струмок, що сполучає смт Берегомет та м. Вижницю до його витоків (Рис.). Відзначимо, що на цьому проміжку в його геоморфологічній будові виокремлюються низька та висока заплави, перша та друга надзаплавні тераси, в долині наявне невеличке плесо, а на прилеглих схилах інтенсивно відбуваються ерозійні та гравітаційні процеси. В літологічному складі струмка переважають кварцити, озалізнені сланці, зеленоколірні конгломерати. Даний матеріал грубоуламковий, погано окатаний, розміром 5-10см (більшість).

Річка Міхидра утворюється від злиття значної кількості невеликих водотоків, які беруть початок безпосередньо з прилеглих південно-західних схилів від дороги до крутого 40-ка метрового уступу між Багненською долиною та долиною р. Черемош. Долини таких водотоків досить розлогі з виположеними схилами. Повсюди росте ситник. Західний край Багненської долини, безпосередньо на витоках р. Міхидри, виділяється плоскою, майже вирівняною поверхнею, що посічена великою кількістю осушувальних меліоративних каналів. Ширина цих каналчиків становить близько 0,5м, а глибина до 0,3м та розміщені на відстані до 50м один від одного паралельно. Усі канали задерновані та врізані в поверхню ґрунту. Також, між цими задернованими каналами зустрічаються невеликого розміру копанки, ширина яких сягає близько 5м, довжина до 10м. Вода в копанках мутного сірого кольору. Вздовж дороги у канавах росте ситник, осока та комиш.

Отже, актуальність дослідження малих річок та струмків передгірних територій полягає, перш за все, в їхньому інтенсивному та активному освоєнні для багатьох цілей природокористування.

Література

1. ГОСКОМВОДХОЗ УКРАЇНИ, Інститут “УКРВОДПРОЕКТ”, Черновицький філіал інститута “Львовгіпрводхоз”, Паспортизація малих рек України, Черновицька область, Паспорт річки Міхидра, г. Черновці – 1994г.
2. *Ющенко Ю.С., Пасічник М.Д., Чернега П.І.* Територіальна структура річкових долин. Науковий вісник Чернівецького університету: збірник наукових праць. Чернівці: Чернівецький національний університет, 2012. – Вип. 612-613. Географія. – 200с. – С. 188-196.

ШЛЯХИ ОПТИМІЗАЦІЇ ДОШКІЛЬНОЇ ЕКОЛОГІЧНОЇ ОСВІТИ

ДЕМЕНТЄЄВА Я.Ю.

Харківський національний університет імені В. Н. Каразіна

В наш час екологічній освіті надають великого значення. Адже формування екологічної грамотності та культури є одним з пріоритетних напрямків роботи на шляху до сталого розвитку. Важливо також підкреслити значимість безперервної екологічної освіти, першою ланкою якої є дошкільний етап. Відомо, що діти у віці 4-7 років найкраще засвоюють нові знання. В цей період також формується основа культури людини, її світогляд та переконання. Тому саме в цей період необхідно закладати перші знання, уміння та навички дітей з екології, які стануть фундаментом екологічної компетентності та свідомості у майбутньому людини.

В Україні система екологічної дошкільної освіти окреслена численними нормативно-правовими актами: Конституцією України (1996 р.), Законом України «Про освіту» (1993 р.), низкою законів про окремі сектори освіти, зокрема «Про дошкільну освіту» (2001 р.), Державним стандартом освіти «Базовий компонент освіти» (2012 р.), Державною національною програмою «Освіта» («Україна XXI століття») (1996 р.), Державною базовою програмою розвитку дітей дошкільного віку «Я у світі» (2014 р.), Національною доктриною розвитку освіти у XXI столітті (2001 р.) та іншими нормативно-правовими актами у сфері освіти, зокрема Концепцією екологічної освіти в Україні (2001 р.).

Аналіз документів показав, що вони визначають лише основні вимоги, завдання та напрямки державної політики у сфері дошкільної екологічної освіти. Натомість, практичних засад та шляхів до реалізації екологічної освіти, в тому числі дошкільної, ці документи не окреслюють.

Окремі аспекти екологічного виховання дошкільників висвітлено також в доробках українських науковців: Н. М. Горопахи (2001 р.), З. П. Плохій (2002 р.), Н. В. Лисенко (2009 р.), Г. В. Беленької (2014 р.) та багатьох інших.

Але існує необхідність створення власне методичних засад освітянського процесу та розробки посібників екологічного спрямування.

Яскравим прикладом комплексної навчальної програми для освіти дітей дошкільного віку є Робочі зошити «Природне довкілля для дітей від 4 років» серії «Дивосвіт» авторів В. В. Федієнко та Ю. Д. Волкова. Проте варто відзначити, що в цій серії екологічній освіті та формуванню культури спілкування із навколишнім середовищем не надають необхідної уваги. Основною метою тут визначено ознайомити дитину із світом природи. Тоді як екологічна освіта для дітей дошкільного віку покликана сформувати необхідні екологічні знання щодо світу природи, взаємозв'язків у ньому, антропогенного впливу на природне довкілля та можливості його зменшення зусиллями кожної людини окремо.

Аналіз нормативно-правових документів та наукових праць щодо даного питання визначив, що необхідно оптимізувати систему екологічної освіти та створювати методичні засади для практичного її втілення.

Перспективним напрямом в цьому питанні ми вважаємо розробку Робочого зошиту з екології для дітей дошкільного віку, який має на меті формування відповідних знань через творче осмислення дитиною проблем навколишнього середовища.

Визначено загальні та специфічні аспекти дошкільної екологічної освіти та розроблено новий комплексний Робочий зошит з екології для дітей дошкільного віку «Екологічний Патруль». Посібник покликаний сформувати необхідну екологічну грамотність та культуру – тобто систему доступних реалістичних уявлень про природне довкілля, правила природокористування та безпечної поведінки у навколишньому середовищі.

Зміст завдань у зошиті орієнтований на самостійне виконання роботи дитиною без допомоги дорослих (за методикою М. Монтессорі).

Робочий зошит дозволить активно задіяти усі види пам'яті. Адже, запропонований ілюстративний матеріал, який дитині необхідно розібрати та розмалювати, спонукатиме візуалізації та запам'ятовуванню; цікаві картинки та тематично підібрані герої будуть супроводжувати змістовну частину, що, безперечно, сприятиме кращому засвоєнню матеріалу. Рекомендовані спостереження на природі та проведення дослідів, що запропоновані окремим блоком у Робочому зошиті, допоможуть закріпити знання практично та запам'ятати ще краще.

Програма зошита охоплює 9 тем: «Довкілля. Жива і нежива природа», «Людина і природа», «Вода», «Повітря», «Ґрунти», «Рослини», «Тварини», «Взаємозв'язки у природі», «Відходи», а також досліді за тематикою.

Кожну тему подано з урахуванням принципу інтеграції - тобто до завдань з екології введено матеріал із розвитку мовлення, логіки, підготовки руки до письма тощо. Крім того, враховано й інші принципи організації розвивально-пізнавальної діяльності: доступність, змістова цілісність матеріалу, системність, послідовність. Завдання в зошиті враховують конкретно-образне мислення, яке переважає у дітей дошкільного віку, та спрямовані на ефективне засвоєння матеріалу.

Запропоновані завдання виконують три основні функції: навчальну (формування знань з екології), виховну (виховання культури спілкування зі світом природи, бережливого ставлення до довкілля), розвивальну (формування навичок спостереження, дослідження, аналізу, критичного сприйняття інформації, розмірковування над процесом й обґрунтування своєї думки тощо).

Проведено педагогічний експеримент щодо ефективності впровадження методичного посібника та виявлено, що Робочий зошит має високий показник ефективності формування необхідних екологічних знань та культури, а також комплексно впливає на розумовий та емоційний розвиток особистості дитини.

ВПЛИВ РЕЛЬЄФУ НА ПЕРВІСНЕ ПОСЕЛЕНСЬКЕ ОСВОЄННЯ ВОЛИНСЬКОЇ ВИСОЧИНИ

ДОБИНДА І.П.

Чернівецький національний університет імені Юрія Федьковича

Заселенські процеси на теренах Волинської області розпочалися ще у ранньому палеоліті, проте відбувалися вони не рівномірно у межах її території. З огляду на те, що Волинська область лежить у двох природних зонах, процеси утворення населених пунктів там дещо різняться. Північна, низовинна і більш забезпечена водоймами, частина області заселялася раніше, а південна, височинна, дещо пізніше.

Зокрема, територія Волинської височини вперше була заселена у пізньому палеоліті, на що вказують стоянки того часу у сс.Лудин Володимир-Волинського, Кречів, Литовеж, Бужанка Іванічівського, сс.Малий Окорськ Локачинського, Баїв, Гірка Полонка, м-ко Торчин Луцького та м. Луцьк. Всі означені вище населені пункти розташовувалися або безпосередньо у долинах річок, або неподалік водойм на перших надзаплавних терасах. Зокрема, перші чотири населені пункти виникли на рівнинній території, яка формується терасами Західного Бугу та Луги. Ця територія відноситься до Іванічівського рівнинного хвилястого лесового геоморфологічного району і характеризується найнижчими абсолютними висотами. Малий Окорськ і Торчин відносяться до басейну лівої притоки Стиру річки Серна, села Луцького району – до річки Черногузка, а м. Луцьк розташоване у долині р. Стир. Територія, яку охоплюють ці населені пункти відноситься до Луць-

кого приполіського лесового горбистого геоморфологічного району, якому відповідають висоти понад 250 м. Проте зважаючи на те, що всі поселення займають долини річок, то їхні абсолютні висоти не перевищують 212 м.

Під час мезоліту первісні мешканці Волинської височини вже освоюють найвищу її частину. Так, у середньому кам'яному віці було освоєно територію Горохівського горбисто-грядового лесового геоморфологічного району. На це вказує наявність мезолітичної сторянки у с.Печихвости Горохівського району, де абсолютна висота території сягає 257 м. Також первісні населені пункти у цей час були зафіксовані на теренах сс.П'ятидні (181 м) Володимир-Волинського та Іванів (194 м) Іваничівського районів. Перше з них розташоване в долині р. Луга, а друге – на терасах р. Західний Буг.

За час неолітичної доби на зміну привласнюючому господарству прийшли землеробство і тваринництво, що стали основним чинником до осілого способу життя і освоєнню нових земель. За цей час постали первісні поселення на теренах сс.Зимне, Бубнів, Марія-Воля, Маркостав Володимир-Волинського, Мовники та Старосілля Іваничівського, м-ко Рокині, сс.Воютин, Коршівець, Боратин, Одерати, Смолигів Луцького, Звірив, Кульчин, Пальче Ківерцівського районів. В цей час мешканці селилися в районі лісових масивів, вздовж рік і поблизу озер, на високих і низьких терасах. Поселення утворені за часи неоліту займали висоти від 186 м до 227 м. Виходячи з того, що висоти Волинської височини зростають із заходу на схід, слід відзначити утворення більшості (66,7%) поселень у її східній частині.

У енеоліті триває освоєння нових земель, що придатні для землеробства і скотарства, такою територією було межиріччя Західного Бугу і Стиру, який був найбільшим осередком тогочасного заселення Волинської області. Так, за цієї доби були замешкані території м.Устилуг, сс.Заріччя, Амбуків, Чорників Володимир-Волинського, Бережанка, Скобелка, Новостав Горохівського, Сошна, Лежниця, Заставне, Михалє Іваничівського, Війниця, Губин Локачинського, Чаруків, Антонівка, Рованці, Білосток Луцького та м. Нововолинськ. За енеоліту первісне населення охоплює все більші терени регіону і пересічна висоти заселених у той час територій складають понад 210 м. Лише поселення, які утворилися у межах Володимир-Волинського району займали долини річок Луги і Західного Бугу, тому і абсолютні висоти даних земель не перевищують 180-190 м.

Отже, при первісному освоєнні території Волинської височини і примітивному природокористуванні її багатств провідну роль відігравала рівнинність її території. Виходячи з цього можна зауважити, що найповільніше у цей час заселялися південні її частини, що відповідають Горохівському горбисто-грядовому лесовому геоморфологічному району.

Література

1. Археологічні пам'ятки Прикарпаття і Волині доби бронзи і раннього заліза/ *Л.І. Крушельницька та ін.* – К.: Наукова думка, 1982. – 193 с.
2. Археологічні пам'ятки Прикарпаття і Волині кам'яного віку / редкол. Ауліх В.В. та ін.; відповід. *ред. О.П. Черниш.* – К.: Наукова думка, 1981. – 310 с.
3. *Добинда І. П.* Територіальна організація первісної поселенської мережі Волинської області до часів Київської Русі / Добинда І. П. // Регіон-2013: суспільно-географічні аспекти: матеріали науково-практичної конференції молодих науковців, аспірантів та студентів з міжнародною участю (м. Харків, 18-19 квітня 2013 р) – Х.: ХНУ імені В.Н. Каразіна, 2013.- С. 236-238.
4. *Круль В.П.* Виникнення і територіальна організація первісної поселенської мережі Волинської області до часів Київської Русі/ В.Круль, І.Добинда // Науковий вісник Волинського національного університету імені Лесі Українки. Серія :Географічні науки. - Луцьк, 2013. №16. - С. 94-101.
5. *Кучинко М.* Археологія Волині [монографія] /М.Кучинко. - Луцьк: Видавництво обласної друкарні, 2005. - 202 с.; 6. Природа Волинської області / [за ред. доктора географічних наук, проф. К. І. Геренчука]. – Львів: Вища школа, видавництво при Львівському університеті, 1975. – 147 с.

**ОСОБЛИВОСТІ ПОШИРЕННЯ ОСНОВНИХ КАТЕГОРІЙ ЗЕМЕЛЬ
ЗАЛЕЖНО ВІД РЕЛЬЄФУ У МЕЖАХ ФІЗИКО-ГЕОГРАФІЧНИХ РАЙОНІВ
НА ТЕРИТОРІЇ ЧЕРНІВЕЦЬКОЇ ОБЛАСТІ**

ДЯЧУК А.

Чернівецький національний університет імені Юрія Федьковича

Характеристика основних категорій земель проводилася для 24 фізико-географічних районів, що входять до 6 фізико-географічних (надалі – ф/г) областей, на території яких поширений рівнинний, височинний та гірський рельєф. До першого відноситься Прут-Дністерська підвищена лісостепова область. Другий представлений у межах Прут-Сіретської височинної лісо-лучної області, а останній має місце у Скибових середньогірних лісових, Верховинських низькогірних лісо-лугових, Полонинсько-Чорногірських субальпійсько-лісових і Мармароських середньогірних субальпійських лісистих Карпатах. На землях Прут-Дністерської підвищеної лісостепової області знаходяться 8 ф/г районів: Заставнівський, Хотинський, Долиняно-Балковецький, Оселівський, Кельменецький, Сокирянський, Кіцманський і Новоселицький. Прут-Сіретська височинна лісо-лучна область представлена 10 ф/г районами: Герцаївським, Тарашанським, Дерелуйським, Чернівецьким, Брусницьким, Черемоським, Глибоцьким, Сіретським, Красноільським і Багненським. У межах 4 гірських ф/г областей знаходяться 6 ф/г районів, зокрема, Скибовій відповідають Берегометський і Шурдинський, Полонинсько-Чорногірській – Максимецький і Яровицький, Верховинській – Путильський та Мармароській – Чорнодільський. Виявлення особливостей землекористування кожного із 24 ф/г районів дозволить розглянути зміни антропогенного навантаження на кожен зі складових земельного фонду за видами використання та господарювання впродовж 2004-2016 рр.

Найпомітніше поширення *сільськогосподарські землі* отримали у Прут-Дністерській ф/г області, де їхня частка у всіх ф/г районах є найбільшою і коливається від 86,7% у Долиняно-Балковецькому (1 місце) до 67,9% у Сокирянському (8 місце) районах. Виняток складає Хотинський природний виділ, у межах якого землі сільськогосподарського призначення займають 58,2% (13 позиція). Найзначніші сільськогосподарські площі у Прут-Сіретському межиріччі зафіксовані в Герцаївському ф/г районі, де вони сягнули 72,9% (7 результат) до всього обсягу його земель. Відзначимо, що в абсолютній більшості передгірських районів (у 8 із 10) сільськогосподарський земельний фонд впродовж 2004-2016 рр. переважав землі іншого призначення (був більшим 50%). І лише в Сіретському і Красноільському ф/г районах він був меншим, бо опустився до рівня, відповідно, 45,6% (17 місце) і 23,8% (19). Закономірно, що найменшою питома вага сільськогосподарських земель спостерігалася в горах, де вона не перевищувала п'ятої частини загальної площі ф/г районів. Тільки в Путильському та Максимецькому ф/г районах їхні просторові обсяги доходили, відповідно, до 34,1 (18) та 21,9% (20 результат).

Зовсім іншою, порівняно до попередньої, спостерігається картина поширення *лісів та інших лісовкритих площ*. Зокрема, останні мають провідне розповсюдження на гірській території, де їхня частка (за винятком Путильського ф/г району – 63,5%) перейшла через $\frac{3}{4}$ межу, а лідерами за цим показником стали Яровицький і Чорнодільський природні виділи із 81,1% лісових земель. У передгір'ї, на Прут-Сіретському межиріччі, найзначніші лісові простори (72,6% – 6 позиція) мають місце на землях Красноільського району. З-поміж інших відзначимо ще Сіретський район із 47,8% (8 місце) площ, що покриті деревною рослинністю, хоча за абсолютним показником (39715 га лісів) він веде перед. Серед рівнинних територій лише в Хотинському ф/г районі ліси присутні на більш-менш помітних просторах, адже вони покривають 33,7% його площ. У межах інших природних виділів лісопокритість є незначною (12-22%) – Новоселицький, Кіцманський і Сокирянський або мізерною (< 10%) – Кельменецький, Долиняно-Балковецький, Заставнівський і Оселівський райони.

Загалом просторові осяги під *поселенською і промисловою забудовою* у 14 рівнинних і височинних ф/г районах коливаються у межах 4-7%. На цьому тлі порівняно значна площа забудованих земель зафіксована в Прут-Сіретському межиріччі, де вони займають 27,7% (1) та 13,4% (2) позиції територій, відповідно, Чернівецького та Дерелуйського ф/г районів. Зовсім мізерними є забудовані площі в горах, де лише Берегометський і Путильський ф/г райони мають ще якусь поселенську інфраструктуру, бо 2,1% і 1,1% їхніх земель зайняті нею. В інших гірських природних виділах (4 райони) забудова покриває дуже мізерну площу – менше 1%.

Розповсюдження *територій, що покриті водою*, майже ідентичне розподілу сільськогосподарських земель. Так, найбільша частка водних просторів спостерігається у Прут-Дністерській області, де знаходяться Дністерська водойма, численні ставки та допливи Дністра і Прута. Із 8 районів 7 займають перші рейтингові позиції: від 5,3% (Кельменецький ф/г район) до 2,4% (Новоселицький). Долиняно-Балковецький природний виділ, що розташований на Дністерсько-Прутському вододілі, є винятком, бо зі своєю питомою вагою водних земель (1,56%) посів 13 місце. У Буковинському передгір'ї витримується ієрархія частки водних територій, що аналогічна до попередньої ф/г області. Зокрема, їхня найбільша питома вага обіймає 8 (2,37% у Герцаївському ф/г районі) і у спадному порядку доходить до 17 позиції (1,08% у Дерелуйському). Виняток тут становить Красноільський ф/г район, частка водойм якого є найменшою з-поміж інших 24 районів – 0,46%. Всі 6 гірських природних виділів відзначаються відносними показниками водних площ, що є нижчими 1%.

Відкриті землі *без рослинного покриву* та відкриті заболочені землі займають, відповідно, дуже малі або нищівно малі відносні розміри на території ф/г районів, що, зрештою, є позитивом оскільки вони є непродуктивними для господарства. Виходячи з цього, найкращим результатом буде той, де питома вага цих земель виявиться найменшою. Найвище рейтингове місце серед земель без рослинного покриву посідає Долиняно-Балковецький ф/г район із результатом 0,28%. Всі інші (нижчі) місця, що свідчить про сприятливу картину розвитку цієї категорії земель у них, посіли гірські природні регіони: від Максимецького – 0,34% (2 позиція) до Путильського – 0,53% (7). Цій закономірності не відповідає Берегометський ф/г район, оскільки площі не покриті рослинністю у ньому сягають 1,17% (16 результат). Звернемо увагу ще на той факт, що в Прут-Дністерській області розміщені Кіцманський і Новоселицький ф/г райони частка земель яких без рослинності досягає по 0,58% (8-9 місця).

У всіх ф/г районах частка *відкритих заболочених земель* не піднімається вище 1%, що, як і у випадку із землями без рослинності, свідчить про позитивний стан поширення даних земель. Все ж, наголосимо, що найгіршою ситуація щодо наявності заболочених територій склалася у Прут-Дністер'ї, оскільки на половині його ф/г районів зафіксований інтенсивний розвиток процесів заболочення. Так, найвищою їхня питома вага має місце в Кіцманському районі – 0,53%. Дещо відстають від нього Заставнівський – 0,4%, Новоселицький – 0,34% і Долиняно-Балковецький – 0,3% природні виділи. Зовсім відсутні процеси заболочення в горах, де лише у 2 ф/г районах зафіксовані нищівно мізерні площі відкритих заболочених земель (у Максимецькому – 0,01% та Берегометському – 0,003%), а в інших вони відсутні зовсім.

ПОШИРЕННЯ ФАЦІЇ ЖОВНОВОГО ГПСУ В БУКОВИНСЬКОМУ ПРИДНІСТЕР'І

КОСТЮК У., РІДУШ Б.

Чернівецький національний університет імені Юрія Федьковича

Для карстового районування на рівні карстових районів та підрайонів основним критерієм є геоморфологічні та літолого-генетичні відмінності карстівних порід. З огляду на розповсюдження в Придністер'ї сульфатного карсту, великого значення для його районування набуває детальне вивчення цих відмінностей та стратиграфії сульфатної товщі.

Згідно з сучасними уявленнями, розріз баденських гіпсів у крайовій частині басейну Передкарпатського прогину заходу України поділяється на дві частини. Під час осадження нижньої частини рельєф дна був нижчий і глибина сягала не більше ніж 10 м. Верхня ж частина гіпсів відкладалась в басейні глибиною в десятки метрів. Також дуже мілкі води, аж до субаеральної обстановки, переважали у периферійній частині басейну, а глибоководні сульфатні відклади осаджувались в центральній частині басейну. У периферійних областях евапоритового басейну виділяються три зони. Зона I, де осаджувались лише строматолітові фації, була найбільш експонованою поверхнею випаровування. У зоні III гіпсові фації відображають найбільш субквальні умови. Для неї характерна наявність в нижній частині розрізу фацій гігантокристалічних та жовнових гіпсів, а у верхній – шаблеподібних, кластичних та перевідкладених фацій. Зона II, за своїм характером, є перехідною між зонами III і I. Для неї характерна наявність у нижній частині строматолітової фації, а у верхній – шаблеподібних (Peryt, 2001). Жовновий гіпс (або вторинний алебастр) є продуктом дегідратації та регідратації, як правило крупнокристалічної чи гігантокристалічної гіпсової фації, і є комбінацією жовен що повторюють форму і розташування попередньої фації гіпсу (Vábel 2004; Peryt, 2001).

У Прут-Дністровському межиріччі зона I простягається субмеридіонально, приблизно по лінії Подвірне – Анадоли. Зона II простежується східніше: у Припрутті вже від с. Мамалига. Щодо Придністер'я, то на досить детальній карті у публікації 2001 року (Peryt, 2001) зона II простягається вздовж Дністра від с. Атаки, поблизу Хотина, до с. Прилипчого, з відхиленням на північний захід вздовж Дністра, тобто, практично охоплює увесь правий берег Дністра в межах Чернівецької області. Насправді ж у середній частині цього ареалу сульфатної товщі, в ряді пунктів від хут. Гринячка до с. Баламутівка, ми бачимо прояви жовнового гіпсу. На південь границя цієї фації простежується до східної околиці Погорилівки. У жовнових гіпсах закладені такі печери як Дуча, Баламутівська, Мартинівка, Панська Скала, Кременевих Відщепів та ряд дрібніших (Ридуш, Купріч, 2003). Хоча далі на захід - у Товтрах, Дорошівцях, Василеві, Звинячині, та південніше с. Погорилівка – печера Піонерка (Андрейчук и др., 2009), спостерігаємо знову шаблеподібний та трав'янистий типи гіпсу у верхній частині розрізу, та мікробіальний (строматолітовий) – в нижній. Якщо на інших ділянках свого поширення жовнові гіпси, як правило, перекриті іншими різновидами (мікробіальними, шаблеподібними, трав'янистими тощо), а їхня потужність не перевищує 5-6 м, то в зазначеному ареалі вони складають єдиний різновид і мають потужність до 10 і більше метрів. Ймовірно, що в межах певних тектонічних мезоблоків верхня частина сульфатної товщі була зденудована через диференційовані рухи цих блоків. Оскільки наявність в розрізі жовнового гіпсу є маркером III-ї зони, то границі цих зон слід переглянути з урахуванням підземних та наземних спостережень, та укласти детальнішу карту поширення літологічних відмінностей сульфатної товщі. Така карта дозволить провести детальне карстологічне районування, в т.ч. для інженерно-геологічних цілей.

Досі спостереження літологічних різновидів гіпсів велися, головним чином, у наземних відслоненнях, в той час як, в ряді випадків, печери представляють чудову можливість для опису стратиграфії сульфатної товщі (Ридуш, Костюк, 2018).

Поширення різних літологічних типів гіпсу становить не лише теоретичний та палеогеографічний інтерес, але має й цілком прикладне значення. Так, наприклад, жовновий гіпс легше ніж грубокристалічний чи строматолітовий піддається фізичному вивітрюванню, через що активно руйнуються закладені в ньому карстові порожнини (Ридуш, 2003; Кочерган, Ридуш, 2011). Через відсутність у розрізі бронюючих ратинських вапняків та неогенових глин на значній частині вказаного ареалу, сульфатна товща зазнає безпосереднього впливу кліматичного чинника.

Література

1. *Андрейчук В., Ридуш Б., Галускин Е.* Пещера Пионерка: условия и специфика криогенного минералообразования // Спелеология и карстология. – Симферополь, 2009. – № 2. – С. 54-69.

2. **Кочерган Я., Рідуш Б.** Кріогенне вивітрювання в карстових порожнинах Буковинського Придністров'я // Науковий вісник Чернівецького університету: Зб. наук. праць. Вип. 587-588: Географія. – Чернівці: Рута, 2011. – С. 30-35;
3. **Рідуш Б., Купріч П.** Печери Чернівецької області: Кадастр. – Чернівці: Прут, 2003. – 68 с.
4. **Рідуш Б.** Палеокарстологічні реконструкції та наскельне мистецтво Середнього Подністров'я (на прикладі Баламутівської печери) // Мат-ли V конгресу Міжнар. асоціації українців: Соціально-гуманітарні науки. – Чернівці: Рута, 2004. – С. 369-372.
5. **Рідуш Б., Костюк У.** Особливості літологічної будови сульфатної товщі Припруття та їх вплив на розвиток карсту // Географія і Київському національному університеті імені Тараса Шевченка: 85 років – досягнення та перспективи (GTSNU). Матеріали міжнар. наук-практ. конф., (м. Київ, 30-32 березня 2018 р.). – К., 2018. – С. 68-71.
6. **Bąbel M.** Badenian evaporite basin of the northern Carpathian Foredeep as a drawdown salina basin / M. Bąbel // Acta Geologica Polonica. – 2004. – V., 54 (3). – Pp. 313-337.
7. **Peryt T.M.** Gypsum facies transitions in basin-marginal evaporites: middle Miocene (Badenian) of west Ukraine // Sedimentology. – 2001. – 48. – Pp.1103-1119.

ВПЛИВ ПАЛЕОКЛІМАТУ НА ЗАКОНОМІРНОСТІ ТА ТЕНДЕНЦІЇ РОЗВИТКУ РОСЛИННОГО ПОКРИВУ ВОЛИНО-ПОДІЛЛЯ

ЛІСОВА Н.О.

Тернопільський національний педагогічний університет імені Володимира Гнатюка

Сучасна природа є наслідками багатовікових еколого-історичних змін. Початковий етап формування флори Волино-Поділля вірогідно належить до середини міоценової епохи неогенового періоду, коли води Сарматського моря цілком відступили з даної території і вона почала розвиватись як суша.

О. Т. Артюшенко [1, 2] на основі споро-пилкового аналізу подала загальну картину розвитку рослинності Лісостепу і Степу України в четвертинному періоді. Ні разу не було повного зникнення рослинності, лише зміни від термофільної, або помірно-термофільної, до криофільної і знову повороту з незначним об'єднанням. Автор підтверджує можливість збереження реліктів третинного періоду на Волино-Поділлі.

Прихильники антигляціальної концепції розвитку рівнинних територій Євразії, І. Г. Підоплічко та П. С. Макеєв, приходять до висновку, що в плейстоцені було лише одне похолодання, яке не супроводжувалося материковим покривним зледенінням, отже лісостеповий ландшафт південного-заходу України пліоцена протягом плейстоцена мало змінився [3]

На території північної частини Західного Поділля біля села Залісці (околиці м. Вишнівець, Тернопільська область), за даними Х. Чечотової (Czeczotowa) [5] виявлені багаті палеоботанічні залишки, які належать до нижньобаденського ярусу. В цей час на землях північного Поділля були поширені дубово-каштанові ліси з домішкою дзелькви. Звичайно, траплявся каштан, близький до *Castanea mollissima* Blume, Рідше – представники родів *Juglans*, *Pterocarya*, *Parrotia*, а також *Buxus sempervirens* L., *Taxus baccata* L., *Carpinus betulus* L., *Acer campestre* L. та ін.

За даними Н. А. Щекіної, палеоботанічні залишки датовані нижнім баденієм з околиць сіл Тростянець та Ясенів Львівської області свідчать про наявність у лісах Волино-Поділля представників роду *Zelkva*, *Ulmus*, *Juglans*, *Quercus*, а також *Castanea*, *Carpinus*, *Acer*. Зустрічались представники родин *Oleaceae*, *Moraceae*, *Tiliaceae*, зрідка зустрічались види родів *Plex*, *Diospyros*, *Magnolia*, *Liquidambar*, *Nissa*, *Engelhardtia*, представники *Palmae*, а також ліан із роду *Vitis*. Чагарникова і чагарничкова рослинність була представлена видами родин *Myricaceae*, *Ericaceae*, видами родів *Corylus*, *Viburnum*. З хвойних у цих лісах траплялися види родів *Cupressus*, *Agatis*, *Pinus*; а також види родів *Sequoia*, *Picea*, *Abies*, *Tsuga* [6].

Згідно твердження М. В. Клокова [4], флора широколистяних лісів після сарматського розквіту появилася у верхньому міоцені, в умовах мало сприятливих для подальшого розвитку. До цього часу поширилися більш аридні умови, а поширення лісів мало острівний характер. Пліоценові ліси, як і в даний час, були приурочені до підвищених і розчленованих районів: Волино-Поділля, Опільських горбів, Придністровського підвищення.

Верхній міоцен і початок пліоцену характеризувалися підняттям Подільської плити, збільшилися ерозійні процеси, інтенсивний розмив третинних відкладів, формування розчленованого ландшафту, встановлення аридних і криофітних умов – усе це сприяло виникненню, формуванню ксерофільних географічних рас, представників кальцео-термогеліофільної флори, ендемічних представників родів *Rosa*, *Spiraea*, *Crataegus*, а також кальцео-петро-ксерофільних рас ізольованих, що мають широко диз'юнктивні ареали: *Betula klokovii* Zaverucha, *Galium exoletum* Klok., *Carlina onopordifolia* Bess. ex Szaf., Kulcz. et Pawl., *Euphorbia volhynica* Bess. ex Szaf., Kulcz. et Pawl., *Allium strictum* Schrad. та ін. [3].

Лісостепові умови у зв'язку з ксерофітизацією клімату змінюються, і приблизно в середині пліоцену на місці сучасного лісостепу встановилися умови степу, формується ядро давньосередземноморської флори, з'являється гіпсолюбна рослинність, розквіт групи петрофітів-хасмофітів, рослин які живуть на кам'янистих місцевостях – свідками є реліктові раси: *Allium strictum*, *Helianthemum canum* (L.) Baumg., *Thymus amictus* Klok. та інші [8].

Ще в третинний період на вапнякових і крейдових ґрунтах росли кальцеопетрофільні групи рослин, наприклад *Schivereckia podolica* Andr. ex DC. Отже, пліоцен характеризується активним розвитком кальцеопетрофільного комплексу флори і трансформацією стародавнього термо-умброфільного субтропіко-лісового комплексу в ксеромезофільний помірний лісовий комплекс [3].

Література

1. *Артюшенко А. Т.* История растительности западных областей Украины в четвертичном периоде / Артюшенко А. Т., Арап Р. Я., Безусько Л. Г. – К.: Наук. думка, 1982. – 135 с.
2. *Артюшенко А. Т.* Растительность Лесостепи и Степи Украины в четвертичном периоде (по данным спорово-пыльцевого анализа) / А. Т. Артюшенко – К.: Наук. думка, 1970. – 173 с.
3. *Заверуха Б. В.* Флора Волино-Подолли и ее генезис / Б. В. Заверуха. – К.: Наук. думка, 1985. – 191 с.
4. *Клоков М. В.* Новые виды подмаренников из северной Подолли // Новости систематики высших и низших растений / М. В. Клоков, Б. В. Заверуха. – К.: Наук. думка, 1974. – С. 7–16.
5. *Налепка Д.* Польські історичні паліонтологічні дослідження на Поділлі в 30-х роках ХХ століття // Роль природно-заповідних територій Західного Поділля та Юри Ойцовської у збереженні біологічного та ландшафтного різноманіття. Збірник наукових праць / Д. Налепка. – Гримайлів-Тернопіль: Лілея, 2003. – С. 80–82.
6. *Щєкина Н. А.* История флоры и растительности юга Европейской части СССР в раннем плиоцене / Н. А. Щєкина. – К.: Наук. думка, 1979. – 198 с.

ЕКСТРЕМАЛЬНІ АТМОСФЕРНІ ЯВИЩА НА БУКОВИНІ ВПРОДОВЖ ХІХ-ХХІ СТ.

ЛІТВА С.

Науковий керівник –
к. геогр. н., асистент *ХОЛЯВЧУК Д.І.*

Чернівецький національний університет імені Юрія Федьковича

На тлі дослідження глобальних кліматичних змін визначальними є місцевокліматичні дослідження регіонів, де такі зміни є дискусійними. Зміни режиму зволоження та температури повітря на Буковині та посилення стихійних явищ є характерними рисами змін місцевого клімату, що, у свою чергу, пов'язані зі змінами атмосферної циркуляції в усьому євроатлантичному регіоні. Тому з'ясування часових особливостей проявів цих екстремальних явищ є на часі. Обраний регіон є цікавий з огляду на його транскордонне положення у межах Украї-

ни та Румунії із спільними природними рисами східнокарпатських ландшафтів. Водночас, для цього регіону у таких межах доступні архівні дані двохсотлітніх австро-угорських метеостережень, що дає можливість простежити столітню мінливість небезпечних атмосферних явищ.

Загалом, клімат Буковини визначають як помірно континентальний з м'якою зимою і теплим літом. Водночас, внутрішньо континентальне положення у передгір'ї субмеридіональної дуги Карпат визначає загострення гідрометеорологічних явищ та їхнє почастішання порівняно із прилеглими рівнинними територіями. Зокрема, виявлено, що для Буковини є найхарактернішими хуртовини, грози, посухи, суховії, пилові бурі, тумани, зливові дощі, бездошові періоди, паводки, град, екстремальні температури.

Екстремальні температури повітря на Буковині встановлюються при антициклональному режимі погоди. На території Буковини виділяють від 20-45 днів з температурою більше 25°C. Так, найвища температура була зафіксована 20 серпня 1946 року і становила +37,7°C. Найнижча становила -31,5°C – 11 січня 1940 р. А лютий 1848 року мав схожі температурні характеристики до 2018 р., коли мінімальна температура сягала -21°C. Наприклад, особливо холодним був травень 1876 року, коли були зафіксовані від'ємні температури [1].

Бездошові періоди на Буковині нерідко є затяжними і тривалими. В середньому на території Буковини бувають 3-9 бездошових періодів різної тривалості. На території Буковини загальне річна кількість засушливих днів дорівнює 38-40. Аномально посушливі роки упродовж двох століть спостерігались нерівномірно (наприклад, 1800, 1854, 1864, 1868, 1873, 1883, 1889, 1900, 1907 роки), але помічена тенденція до появи таких років у кожному десятиріччі.

Для Буковини також характерні екстремально дошові періоди. Пересічно спостерігається – 22 затяжних періоди на рік. Тривалість опадів на Прикарпатті є значно більшою, ніж на сході або півночі України. Найбільша інтенсивність опадів за квітень-вересень зафіксована біля міста Чернівці (0,57 мм/хв – 29.05.1958). Потужні зливові періоди характерні для літнього періоду як в сучасності, так і в минулому (до прикладу, 1808, 1852, 1853 та 1854 роки). Після затяжних дошових періодів характерним для території Буковини є виникнення паводків. Зафіксовані паводки в 1852, 1861, 1907 роках [1]. Потужні заметілі були зафіксовані у 1860, 1854, 1894 роках. А найтривалішим сніговим покривом відзначився 1805 рік (25 жовтня по 25 березня). В сучасні роки останні десятиліття такого на території Буковини не спостерігається, що і свідчить про потепління клімату.

Частими на Буковині є і грози. Пересічно кількість грозових днів сягає 30-40. Буковина також в першій групі територій України, які піддаються пошкодженню градом. На території Буковини середньорічна кількість днів сягає 2-4 днів [2]. Такі події були виявлені упродовж усього часу дослідження. Так, 31 березня 1966 була зафіксована найпотужніша гроза століття, а 3 травня 1861 р. була зафіксована буря з градом.

Попередні результати досліджень свідчать про значну мінливість екстремальних явищ на Буковині. Водночас, описані явища виявлені упродовж всього періоду дослідження, хоча з різною інтенсивністю та повторюваністю. Зокрема, виявлено почастішання таких подій на зламі та посередині століть, а їхня інтенсивність упродовж останніх трьох десятиріч. Виконані дослідження, очевидно через однотипність джерел даних, не виявили значимих тенденцій змін. Тому для визначення тенденцій у розвитку цих явищ необхідні подальші дослідження із залученням історичних та природних архівних даних.

Література

1. Борисенков Е.П. Тысячелетняя летопись необычайных явлений природы / *Е.П.Борисенков, В.М. Пасецкий*. М.:Мысли, 1988. – 522с.
2. Логвинов В.Н. Опасные явления погоды на Украине / *В. Н. Логвинов, К. Т. Бабиченко, М. Ю. Кулавак*. М.: Гидрометеиздат, 1972. – 454с.

**ФОРМУВАННЯ ПАЛЕОДОЛИНИ ДНІСТРА
У МЕЖАХ ТОВТРОВОГО ПАСМА
У ПЛОЦЕН – РАННЬОПЛЕЙСТОЦЕНОВИХ ЧАС**

МАРЧУК Л. В.

Чернівецький національний університет імені Юрія Федьковича

Ділянка між селами Вороновиця та Грушівці привернула нашу увагу наявністю трьох чітко виражених омегоподібних меандр - Вороновицького, Макарівського та Грушівського. Вражає морфологічна подібність цих меандр між собою, не зважаючи на те, що Вороновицький знаходиться поза межами Товтрового пасма, Макарівський прилягає до нього, а Грушівський врізаний в його межі. Щоправда, на цій ділянці Товтри не мають характеру суцільного пасма, а представлені окремими онкоїдними масивами (Геренчук, 1949; Королук, 1952), які відпрепаровані з-під неогенових глин та відслонюються по бортах Дністровського каньйону у вигляді слабозакарстованих вапнякових скель (Рідуш 2006). Тому ми вирішили з'ясувати особливості розвитку долини на цьому відрізку. На даному етапі досліджень ми виділяємо лише терасові рівні, використовуючи морфометричні дані. За топографічною основою масштабу 1:25 000 ми визначили середню для даної ділянки висоту урізу р. Дністер - 94 м (від 87,3 м неподалік Грушівців, до 100,4 поблизу Вороновиці). Середні абсолютні висоти терасових рівнів отримані шляхом сумування середнього рівня ерозійного урізу та даних про середню відносну висоту за М.Ф. Векличем (1982, табл.1). На основі цих даних, укладено карту, на якій можна простежити деякі елементи еволюції долини Дністра у межах опорної ділянки Товтрового пасма (рис. 1). Терасові рівні виділялись за схемою терас Дністра М.Ф. Веклича (Веклич, 1982), яка використовується й в державній геологічній зйомці (Державна... 2003).

На карті яскраво виділяється Грушівський (крайній східний) меандр, що почав формуватися під час утворення *XIII-го терасового рівня* севастопольсько-айдарського (*st-aj*), тобто 3,7 млн р. т. Тоді ж простежується звуження палеодолини Дністра, яке, ймовірно, пов'язане з прорізанням Дністром сарматських вапняків (не біогермних), які складають цоколь даної тераси. До цього часу, швидше за все, річка мала розгалужене русло. Вірогідно, саме тоді й змінився тип русла, і вона припинивши мандрувати, почала формувати каньйоноподібну долину на даній ділянці – в межах Товтр. На те, що Дністер спочатку «блюкав» своєю долиною, а пізніше сформував каньйоноподібну долину вказував й І.Д. Гофштейн (1979). Подальше формування долини Дністра на даній ділянці дослідження проходить у межах каньйоноподібної долини.

Наступним чітко вираженим є Макарівський (центральный) меандр. Опираючись на укладену карту можна зробити висновок, що формування меандру розпочалося протягом берегівсько-березанського етапу (близько 2,4-1,55 млн. р. т.). На основі цих даних можна зробити висновок, що на межі перетину Дністром Товтр фіксація русла відбулася пізніше, а період «блюкання» річки був тривалішим. На даній частині території значно ширші ареали збережених фрагментів займають X-ий та XI рівні.

На заході розміщений Вороновицький меандр (рис. 1), який сформувався під час утворення крижанівсько-іллівського (*kr-il*) терасового рівня, тобто в час близько 1,55-1,2 млн. р.т. (Герасименко, 2010). Можна стверджувати, що фіксація русла поза межами Товтр у межах досліджуваної ділянки відбулася значно пізніше, ніж у межах Товтр, а Вороновицький меандр є молодшим ніж Грушівський та Макарівський. Ареали поширення збережених фрагментів плейстоценових терас у ньому значно ширші, ніж у попередніх. На даній частині досліджуваної території краще простежуються плейстоценові терасові рівні.

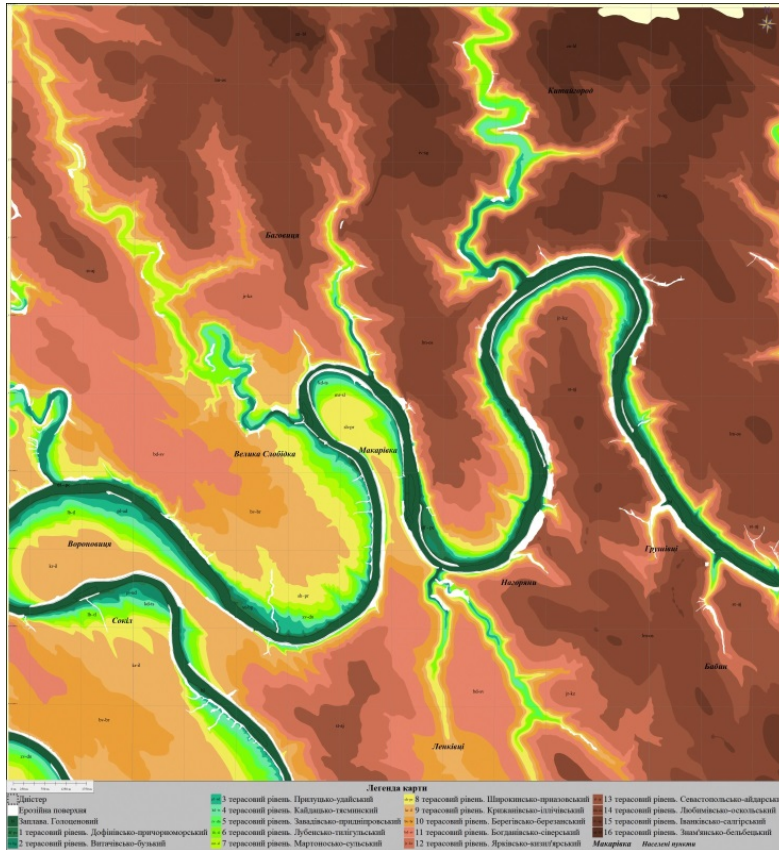


Рис.

Підсумовуючи вищесказане варто зауважити, що при реконструкції пліоцен-плейстоценових терасових рівнів долини Дністра у межах Товтрової гряди вдалося підтвердити існування двох етапів: етап «блукання річки» (Гофштейн, 1979) та етап врізання і меандрування. Проте, зміна етапів у межах досліджуваної території відбувалася неодноразово. Тобто, еволюція палеодолини Дністра проходила за схожим сценарієм на усій території дослідження, та все ж у межах Товтр долина швидше почала формувати каньйоноподібну долину, аніж поза ними.

Література

1. **Веклич М. Ф.** Палеоетапность и стратотипы почвенных формаций верхнего кайнозоя. - К.: Наук. думка, 1982. - 201 с.
2. Герасименко Н.П. Кореляція короткоперіодичних етапів плейстоцену за палеоландшафтними даними // Просторово-часова кореляція палеогеографічних умов четвертинного періоду на території України / **[Ж.М. Матвійшина, Н.П. Герасименко, В.І. Передерій, А.М. Брагін та ін.]** – К.: Наук. думка, 2010. – 104-129.
3. **Геренчук К.И.** Подольские Толтры (геоморфологический очерк) // Известия ВГО. - 1949. - № 5. - С. 530-536.
4. **Гофштейн И. Д.** Неотектоника Западной Вольно-Подоллии. - К.: Наук. думка, 1979. -156 с.
5. Державна геологічна карта України масштабу 1:200 000, аркуші М-35-XXXII (Чернівці)б L-35-II (Кимпулунг-Молдовенеск). Карпатська серія. Чернівецька, Івано-Франківська, Тернопільська області України / Укл. В.О.Вашенко. – К.: Державна геологічна служба, 2003. – 89 с.
6. **Королюк И.К.** Подольские толтры и условия их образования / Труды Ин-та геол. наук. - 1952. - Вып. 110. - Геологическая серия (№ 56). - 140 с.
7. **Рідуш Б.** Карст і печери на території Національного парку “Подільські Товтри” // Наук. вісник Чернівецького ун-ту. Вип. 304: Географія. – Чернівці: Рута, 2006. – С. 187-199.

РЕАЛІЗАЦІЯ КРАЄЗНАВЧОЇ СКЛАДОВОЇ В ПРОЦЕСІ НАВЧАННЯ ФІЗИЧНОЇ ГЕОГРАФІЇ

МЕЛЬНИЧУК К., ХОДАН Г.

Чернівецький національний університет імені Юрія Федьковича

Україна разом з іншими країнами світу взяла курс на стабільний, усталений розвиток, на європейські цінності, курс, під яким слід розуміти процеси змін у відповідності з сучасними та майбутніми потребами українського суспільства. Сьогодення системи освіти в Україні характеризується необхідністю побудови навчально-виховного процесу в загальноосвітній школі на науково обґрунтованій основі. В ньому повинні враховуватися закономірності становлення особистості учня засобами шкільних географічних курсів. По-друге, змінюється роль вчителя у навчальному процесі, зростає його роль саме як організатора діяльності учнів. З позиції цих вимог модель навчального процесу повинна розглядатися педагогом не як еталонне уявлення про навчання учнів, а його конструювання в умовах конкретного навчального закладу.

У Державному стандарті базової і повної загальної освіти, затвердженому Постановою Кабінету міністрів України від 23.11.2011 р., підкреслено пріоритетність компетентнішого, особистісно зорієнтованого і діяльнішого підходів до змісту освіти. В ньому ж зазначається, що географічна освіта має спиратися на краєзнавчий підхід.

Географічна освіта сьогодні потребує подальшої гуманізації, розроблення технологій у навчальному процесі та розвитку краєзнавчої і екскурсійно-туристичної діяльності. З урахуванням цього в даний момент часу триває системний аналіз навчальних програм з географії, а також створення шкільних підручників нового покоління, зміст яких має бути спрямованим на сприяння зростанню творчого потенціалу учнів, мотивації їх до здобуття нових знань та компетентностей.

Проблема формування краєзнавчих знань у процесі навчання фізичної географії є однією з актуальних у педагогічній теорії і практиці. Як чинник навчальної діяльності учнів краєзнавча складова навчання географії характеризується динамічним взаємозв'язком методологічного, мотиваційного, змістового, науково-методичного, географічного, процесуального і результативного аспектів.

Важливим методологічним принципом в методиці реалізації краєзнавчої складової навчання фізичної географії є системний підхід. Це означає, по-перше, забезпечення єдності урочної та позаурочної навчальної діяльності учнів. По-друге, існування певної системи понять і закономірностей, які розкриваються на заняттях фізичної географії та під час краєзнавчих пошуків. Основним орієнтиром для визначення такої системи є навчальні програми. По-третє, використання краєзнавчих матеріалів у процесі навчання повинно носити систематичний характер і реалізуватися в систему краєзнавчої роботи в ЗНЗ.

Найважливішими особливостями краєзнавчої складової навчання фізичної географії в основній школі на сучасному етапі є її суспільно корисна спрямованість, а також пошуково-дослідницький характер її викладу.

Географічні поняття, що засвоюються учнями ЗНЗ на прикладі свого краю, є найбільш переконливими та легко запам'ятовуються. Для цього учитель географії, спираючись на багатий конкретний матеріал, який дає навколишнє середовище, може і повинен полегшити учням засвоєння складних понять фізичної географії, захопити їх процесом пізнання природи і життя місцевості, в якій вони проживають. Прикладом таких понять є «природний комплекс», «річкова долина», «яро утворення» тощо.

Самореалізація учнів під час засвоєння краєзнавчої складової навчального змісту як цілісного конгломерату знань у процесі навчання фізичної географії, як і інших предметів освітньої галузі «Природознавство», сприяє активізації пізнавальної діяльності, перебуває у тіс-

ному зв'язку з внутрішньою регуляцією поведінки (саморегуляцією), оскільки саморегуляція є умовою реалізації в діяльності активної позиції особистості стосовно навколишнього світу. Таким чином, краєзнавча складова навчального змісту розглядається як одна з умов поліпшення навчання шкільних предметів, зокрема географії.

ПОРІВНЯЛЬНА ХАРАКТЕРИСТИКА ПОКАЗНИКІВ ТЕПЛООВОГО БАЛАНСУ ФІЗИКО-ГЕОГРАФІЧНИХ ОБЛАСТЕЙ УКРАЇНСЬКИХ КАРПАТ

МЕЛЬНИЧУК Л., ЧЕРНЕГА П.

Чернівецький національний університет імені Юрія Федьковича

Функціонування ландшафтів визначається надходженням і трансформацією енергії різного генезису. Теплова енергія, значною мірою, детермінує структуру денної поверхні. Енергетичній суті природних процесів присвячена незначна кількість сучасних науково-дослідницьких робіт, хоча її з'ясування є вкрай необхідною, зважаючи на почастішання екстремальних природних подій. Важливе значення в енергетиці ландшафтів має співвідношення показників теплового балансу, тому акцент зроблено на аналізі співвідношення його складових за даними спостережень на станціях Берегове, Долина та Пожижевська, які репрезентують три природні області Українських Карпат: Закарпатську низовину, Передкарпаття та Чорногірсько-Гринявську фізико-географічну область.

Тепловий баланс залежить від радіаційного балансу, величини тепла, яке витрачається на випаровування, теплообміну із шарами, що лежать нижче, вертикального турбулентного теплового потоку, витрат енергії на фотосинтез та витрат на процеси ґрунтоутворення і вивітрювання [2]. У гірських районах радіаційний баланс і його складові визначаються двома основними факторами: висотою місцевості над рівнем моря і морфометрією поверхні.

Загалом, сумарна радіація зі збільшенням висоти зростає через збільшення прямої радіації. Водночас, експозиція та крутизна численних схилів додає складності у розподілі радіаційних характеристик. Зокрема, такі умови будуть найвизначальнішими над поверхнями південної експозиції у зимові та осінні місяці. Поглинута радіація внаслідок посилення з висотою відбивних властивостей підстилаючої поверхні значно зменшується, хоча при переважанні лісистих українських карпатських схилів, такий ефект буде менш помітний. Ефективне випромінювання зі збільшенням висоти в горах (нижче інверсійного рівня) зростає, потім зменшується, але зменшення незначне порівняно зі зменшенням з висотою поглинутої радіації. Внаслідок цього відбувається зменшення радіаційного балансу з висотою [3]. Максимальні значення річних сум радіаційного балансу—характерні для території Закарпатської низовини (1889 МДж/м²), в Передкарпатті вони становлять 1781 МДж/м², а в гірських районах – 1307 МДж/м². Проте, ця загальна закономірність порушуватиметься на південно-західному макросхилі низько- та середньогір'їв, де можуть фіксуватися вищі сезонні значення радіаційного балансу, ніж у підніжжі.

Від величини радіаційного балансу і кількості опадів, у свою чергу, залежать і витрати тепла на випаровування. Оскільки упродовж зимових місяців надходження вологи значно переважає над надходженням тепла, то можливості випаровуючої поверхні нижчі за ті, які необхідні для повного випаровування опадів. Витрата тепла на випаровування (LE) становить 60-65 МДж/м² на території Закарпатської низовини і 35-40 МДж/м² в Передкарпатті, а в гірських районах – 25-35 МДж/м². Упродовж весняного сезону ці показники різко зростають (майже в 10 разів), оскільки зі зростанням радіаційного балансу збільшуються і можливості випаровуючої поверхні. Влітку витрати тепла на випаровування сягають максимальних значень. Річна величина витрат на випаровування змінюються від 1300 МДж/м² в Передкарпатті до 1500 МДж/м² в Закарпатті, а в гірських районах вони становлять лише 1000-1200

МДж/м². Таким чином спостерігається зменшення витрат тепла на випаровування з висотою із вертикальним градієнтом 40 МДж/м² на 100 м [1,3].

Значення турбулентного теплообміну (Р) також значною мірою змінюються за сезонами. Найменші значення спостерігаються взимку, при наявності снігового покриву. На території Закарпаття – 80 МДж/м², в Передкарпатті – 20 МДж/м², а в гірських районах – лише 9,0-20 МДж/м²[3]. На висоті 1430 м (Пожижевська) значення Р близьке до нуля значення, а ще вище значення турбулентного потоку будуть від'ємними.

Оскільки при переході від зими до весни відбувається зростання радіаційного балансу, то це призводить до зростання показників теплового балансу, а відповідно і турбулентного теплообміну. Річне значення турбулентного теплообміну становить 500-800 МДж/м². Найвищим цей показник є на території Закарпатської низовини, а найнижчим – у високогірних районах Карпат, що спричинено зменшенням радіаційного балансу з висотою. До літа турбулентний теплообмін зростає. Натомість, Восени величина турбулентного потоку тепла різко зменшується (приблизно в 3 рази). Відповідно, зниження турбулентного потоку тепла зумовлює ранній прихід осені в горах, де вона буває не лише ранньою, а й тривалою (100-185 днів). Пересічно за рік на турбулентний теплообмін витрачається 25-30% тепла всього радіаційного балансу [4].

Отже, попередні дослідження характеристик теплового балансу в Українських Карпатах показують, що низько- та середньогірні ландшафти через різноманіття діяльних поверхонь та їхньої геометрії ускладнюють зонально та висотно зумовлений розподіл теплових характеристик. Водночас така особливість може визначати більший потенціал для енергетичного збалансування функціонування гірських ландшафтів, зокрема в умовах глобальних тенденцій потепління та збільшення повторюваності екстремальних подій. Ці ж регіони, за умов отримання щільної мережі наземних та супутникових даних, можуть стати еталонними ділянками для моделювання і диференціації ландшафтів за енергетичною складовою.

Література

1. Клімат України / *За ред. В. М. Липінського, В. А. Дячука, В.М.Бабіченко*. – Київ, вид-во Раєвського, 2003. – 343 с.
2. *Исаченко А. Г.* Ландшафтоведение и физико-географическое районирование : Учеб. / А. Г. Исаченко. – М.: Высш. шк., 1991. – 366 с. Сакали Л. И.
3. Климатические ресурсы Украинских Карпат и горных районов Болгарии / *Л. И. Сакали, С. Х. Лингова*. – М.: Гидрометеоздат, 1988. – 338 с.
4. *Сакали Л. И.* Тепловой баланс Украины и Молдавии / Л. И. Сакали. – Л.: Гидрометеоздат, 1979. – 333 с.

ГЕОМОРФОЛОГІЧНА БУДОВА НАЦІОНАЛЬНОГО ПРИРОДНОГО ПАРКУ «ЧЕРЕМОСЬКИЙ»

ТОМНЮК О.П.

НПП «Черемоський»

За фізико-географічним районуванням (Екол. енциклопедія, 2007) переважна більшість території НПП знаходиться в межах Рахівсько-Чивчинської та Полонинсько-Чорногірської областей Українських Карпат, дві з відокремлених ділянок розташовані в Зовнішньокарпатській області. За геоботанічним районуванням України (Національний атлас України, 2008) територія парку розташована у складі Свидовецько-Покутсько-Мармароського геоботанічного округу.

Геоморфологічна будова НПП тісно пов'язана з текто-геологічною будовою та історією розвитку гірського регіону в цілому. За геоморфологічним районуванням України (В. П. Палієнко та ін., 2004), територія парку входить до Карпатської гірської країни, провінції східних

Карпат, геоморфологічної області денудаційно-тектонічних гір, в якій виділяються два райони: Полонинсько-Чорногірського брилового середньогір'я та Мармароського брилового середньогір'я.

Територія НПП «Черемоський» розташована в діапазоні висот 940-1574 м н. р. м. і виділяється складною геологічною будовою. Основними орографічними структурами території національного парку є субмеридіональні пасма Яровиця – Томнатик у східній частині національного парку з абсолютними відмітками 1574 м н.р.м. (г. Томнатик), та Чорний Діл – Жупани (1480,8 м н.р.м.), відокремлені від сусідніх пасом глибокими долинами верхів'їв Білого Черемошу – річок Сарата та Перкалаб. Найнижча відмітка в руслі р. Білого Черемошу в місці виходу за територію парку – 940 м над рівнем моря, що свідчить в цілому про середньогірний характер рельєфу та відповідного висотно-поясного протікання фізико-географічних процесів.

Домінуючим типом рельєфу є скульптурно-тектонічний, що формувався протягом тривалої історії, і продовжується й досі. Враховуючи значний вплив того чи іншого екзогенного рельєфоутворюючого чинника на геотектонічну основу (ерозія, інші види денудації, транспортування), можна виділяти ерозійно-денудаційні та ерозійно-аккумулятивні підтипи рельєфу. Вихідним пунктом для виділення основних категорій форм рельєфу – вододілів та схилів є морфологічні та морфометричні показники. Накладені форми рельєфу (осипи, кам'яні потоки, зсуви, конуси виносу та т.п.) виділяються на підставі урахування дії сучасних геоморфологічних процесів на основні форми рельєфу. Так, у ерозійно-денудаційному підтипі можна виділити два комплекси рельєфу: середньогірних стрімких хребтів середньої розчленованості Магурських Карпат – пасмо Яровиця-Томнатик, де основними формами є масивні вододіли з денудаційними рівнями, а вторинними – розсипи та осипи з виходом на поверхню корінних порід та середньогірний скелястий рельєф інтенсивно розчленований пірамідальними вершинами Мармароських Карпат – пасмо Чорний діл-Жупани, де на розчленованих стрімких вододільних пасмах вирізняються сучасні форми вивітрювання, скельні виступи, осипи, з виходом на поверхню карбонатів.

Рельєф правобережжя р. Сарата включно з пасмом Яровиця – Томнатик, протяжністю з півночі на південь 12,5 км, має м'який характер контурів, спричинений формуванням рельєфу у флішових відкладах. Слід зазначити, що досліджуючи висотну поясність хребтів та прив'язку геологічних об'єктів до елементів рельєфу на території НПП "Черемоський", з'ясовано що саме у центральній частині пасма знаходиться найвища точка Чернівецької області – г. Томнатик (1574,4 м н. р. м.). Хоча на топографічних мапах, у науковій та науково-популярній літературі зазначено, що найвищою вершиною Буковини є гора Яровиця (1565 м н. р. м.), а реальна висота цієї вершини становить 1566,9 м н. р. м.

Важливим об'єктом території парку є мальовничий хребет Чорний Діл, який знаходиться на крайньому північному сході Мармароського масиву, – стародавнього ядра Карпатської гірської системи. Пасмо має протяжність 6,0 км з півночі на південь і являє собою симетричну гірську структуру, на 80 - 100 м нижчу за хребет Яровиця – Томнатик. Плавний вигляд контурів хребта Чорний Діл порушується гостроверхими пірамідальними вершинами карбонатних кліпенів, найвиразнішими у вершинах Великого і Малого Каменів (1453,6 м н. р. м.), Молочно-братського карстового масиву (1475 м н. р. м.) - цінного геологічного і карстово-спелеологічного утворення у триасово-юрських вапнякових стрімчаках з найглибшою вертикальною шахтою Буковини, Сарати (1298 м н. р. м.).

Морфогенез території парку твориться й в теперішньому сьогоденні сучасними геодинамічними процесами. Найбільш поширеним чинником є водна ерозія – глибинна і бічна в днищах долин, осередково-площинна по крутих схилах на місцях колишніх вирубок і інтенсивного випасання худоби. Зсуви мають вузьке локальне поширення і приурочені до підніжжя схилів в місцях підрізання водотоками шлейфів прольовію. Карст має обмежений характер внаслідок відсутності великих водозбірних площ. В цілому ж, враховуючи оточення Перкалаб - Саратського межиріччя – основи парку, з усіх боків більш високими гірськими пасмами, його територія являє велику котловину, що надає можливість витримати чіткий басейновий принцип здійснення моніторингу.

Література

1. Екологічна енциклопедія. / Під ред. **А.В. Толстоухова**. – К. : Є-Н. Вид. ТОВ Центр екологічної освіти та інформації, 2007. – 416 с.
2. **Руденко Л.Г.** Національний атлас України. – ГНПП Картографія, 2008.– 440с.
3. **Палієнко В.П., Барщевський М.Є., Бортник С.Ю.** та ін. Загальне геоморфологічне районування території України // Укр. геогр. журн. – 2004. – № 1. – С. 3-11.

ПУТІВНИК ПОЛЬОВОЇ ЕКСКУРСІЇ
II Міжнародної конференції
РЕЛЬЄФ І КЛІМАТ

Холявчук Д., Поп'юк Я., Костюк У., Годзінська І.

БУКОВИНСЬКІ КАРПАТИ : РЕЛЬЄФ І КЛІМАТ

ПУТІВНИК ПОЛЬОВОЇ ЕКСКУРСІЇ
II Міжнародної конференції «Рельєф і клімат»
26-28 вересня 2018 р.

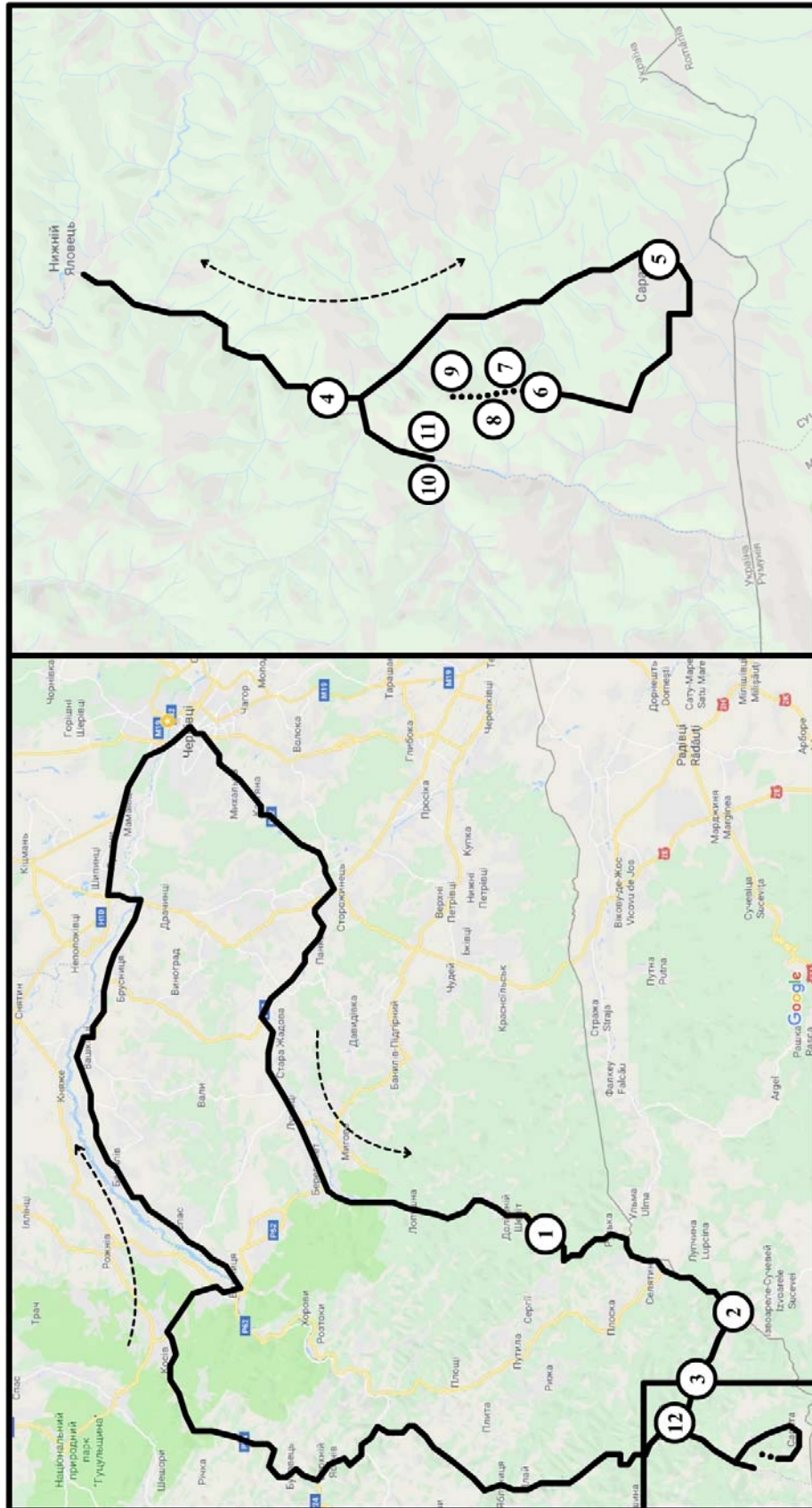
**Чернівці
2018**

ПУТІВНИК ПОЛЬОВОЇ ЕКСКУРСІЇ
II Міжнародної конференції
РЕЛЬЄФ І КЛІМАТ

ЗМІСТ

Схема маршруту II міжнародної конференції «Рельєф і клімат»	111
БУКОВИНСЬКЕ ПЕРЕДГІР'Я ТА КАРПАТИ: ВІЗІЯ З ВІКНА	112
ТЕРЕНАМИ ЧЕРЕМОСЬКОГО НАЦІОНАЛЬНОГО ПРИРОДНОГО ПАРКУ	119
Масив Чорний Діл	119
Скелі «Чорний Діл» (Великий та Малий камінь)	123
Кам'яні розсипи та потоки на привершинних ділянках хребта Чорний Діл	124
Молочнобратський карстово-спелеологічний заказник	126
Кляуза «Перкалаб» та історія лісосплаву в басейні Черемошу	128
Сарата і Саратська ГЕС	131

ПУТІВНИК ПОЛЬОВОЇ ЕКСКУРСІЇ
 II Міжнародної конференції
 РЕЛЬЄФ І КЛІМАТ



- 1 – перевал «Шурань», 2 – волостяк «Сучавський Гуць» та р. Сучава, 3 – перевал «Джоголь», 4 – устя рік Перкаляб та Сарата, 5 – Сарата і Саратська ГЕС, 6 – хребет Чорний Діп, 7 – кварцеві конгломерати та «каміні розсіпшча», 8 – Молочибратський масив (Г. Змітвон), 9 – скелі «Чорний Діп» (Великий і Малий камінь), 10 – родовиті штовлі, 11 – ключа «Перкаляб», 12 – озеро «Буховинське Око»

- - автомобільний маршрут
- - пішохідний маршрут
- 1 - оглядові точки

Схема маршруту II Міжнародної конференції «Рельєф і клімат»

БУКОВИНСЬКЕ ПЕРЕДГІР'Я ТА КАРПАТИ : ВІЗІЯ З ВІКНА

Маршрут пролягає унікальним природним регіоном – етнічно строкатим та контрастно заселеним. Орографічна неоднорідність та пов'язана з нею мозаїка локальних кліматів зумовлює існування на невеликих відстанях добре помітних природних відмін, які за рівнинних умов зустрічаються на значно більших відстанях. Передовсім, йдеться про дві великі гіпсометричні сходи: передгірну лісо-лучну – між Прутом і передовими хребтами Карпат (Передгір'я з підгір'ям) – із пересічною висотою 350 м, та гірську лісову (Буковинські Карпати) – із пересічною висотою близько 900 м. Окрім того, Карпати в межах Чернівецької області представлені не лише класичними альпійськими структурами з переважаючим флішовим наповненням, але й кристалічним масивом Чорного Долю – відгалуженням Мармароських Карпат. Останньому присвячена основна – пішохідна частина нашої подорожі, про що йтиме мова у наступному розділі.

Автобусна подорож розпочинається з *Чернівецької височини*, що окреслює з півночі Прут-Сіретське межиріччя. У межах м. Чернівці височіє найвища позначка передгірської території – г. Цецин (537 м). Височина виокремлюється посеред просторів Прут-Сіретського межиріччя аж до Сторожинця, разом складаючи Буковинське Передкарпаття (біля 34% території Чернівецької області). Височина майже симетрична (відносно р. Прут) Хотинській височині й разом вони утворюють Буковинське поперечне підняття. Вона здебільшого заліснена, тут збереглися справжні букові ліси. Її південна, присіретська, частина (з реліктом давнього плато – г. Спаська, 531 м) зберігає риси давньої поверхні вирівнювання.

Далі за маршрутом проглядаються низькогірні ландшафти Буковинських Карпат, що є переважаючими у всьому регіоні загалом, з висотами 500-900 м. Тут *Берегометське низькогір'я* репрезентує ландшафтну область Зовнішніх Карпат, яке чітко піднімається двоохсотметровим уступом над прилеглим передгір'ям. Антиклінальні та синклінальні складки сильно розчленовані поперечними долинами рік. Низькогірні Буковинські Карпати належать до окремого природного району – Берегометського низькогірного лісо-лучного. Смуга зовнішнього (крайового) низькогір'я складається з ерозійно-антиклінальних хребтів лускуватої структури, з пересічними висотами близько 1000 м. Вона розчленована поперечними долинами рік на окремі горби з пологими схилами й куполистими вершинами (г. Стіжок біля Берегомета), вкриті грабово-буковими, смереково-буковими та смереково-ялицевими лісами (Чорней, 2015). Відносно теплий клімат низькогір'я схожий до попередньої сходи Прут-Сіретського передгір'я. Виразними є затишні клімати долин у м. Вижниця та с. Виженка, що відомі ще за часів Австро-Угорщини своїми курортотікувальними властивостями, хоча до сьогодні, на жаль, не отримали належного розвитку.

Минаючи Берегомет, ще одним цікавим осередком, що вартий уваги, виступає *Багненська долина* (Багна), яка стрімким 130 м уступом уривається, біля Вижниці, до нинішньої долини Черемошу. Долина теперішнього Сірету – непомірно широка, добре вироблена – уступкована від пра-Черемошу після того, як за давніх геологічних часів активні допливи Пруту прорізали тераси й перехопили води Черемошу. Все це свідчить про унікальність денної поверхні даної ділянки, де піднімаючись підгір'ям до гір, насправді відбувається опускання у вигляді Багненської долини. Долина Багни простягається на схід від м. Вижниця, розміщуючись на висоті 220-250 м над рівнем Прута і на 120-140 м вище рівня Черемошу. По широкотому і заболоченому днищу протікають, дренуючи її, дві невеликі річки – Міхидра і Міхидерка, розміри яких не відповідають розмірам Багненської долини. На берегах Міхидри донедавна зустрічались ділянки типових торфових боліт, які у 19-20 ст. частково осушувались розгалуженою дренажною мережею, перетворюючись на орні угіддя та сінокоси.

Далі за маршрутом маємо нагоду спостерігати ландшафти Вододільно-Верховинської області, що у Буковинських Карпатах представлена *Шурдинським середньогір'ям та Путильським низькогір'ям*. Від с. Долішній Шепіт дорога прямує на найвищий автомобільний перевал України (1173 м) – перевал Шурдин довжиною 22 км. Перетинаючи хребет Ракова, цей перевал з'єднує між собою такі населені пункти як Долішній Шепіт та Селятин.

З перевалу нам відкриваються краєвиди на вал зовнішнього, сильно розчленованого *Шурдинського лісового середньогір'я*. Це вкриті до верхів'я буковими й ялицево-смерековими лісами середногірні хребти: Трав'ян, Ракова, Букова, Чимирна, Магура, Шурдин (найвища вершина г. Лунгул, 1377 м). Моноклінальне залягання порід зумовило асиметричність хребтів. Такі хребти мають круті північно-східні схили, які відповідають підгорнутим крилам скиб, і пологіші південно-західні схили, що аналогічні верхнім крилам складок (Киналь та ін., 2012). Ерозійно виокремлені скульптурні форми надають гребеням масивних хребтів зубчастого вигляду. Тут часто зустрічаються вкриті лісом кам'янисто-глибові хаоси, що завдячують своїм походженням морозному вивітрюванню.

Комфортному проростанню гірських букових і ялицево-смерекових лісів у середньогір'ї сприяє прохолодний та вологий місцевий клімат. Так, пересічні температури січня досягають $-6-7^{\circ}\text{C}$, а липня – лише $+12-16^{\circ}\text{C}$, а впродовж року випадає близько 1000-1200 мм опадів. Такі риси визначають суворіший, порівняно з низькогір'ям, клімат. Зважаючи на означені риси, як і на важкодоступність, малу родючість земель, регіон мало заселений.

Натомість, далі на південь від Шурдинського низькогір'я Буковинські Карпати знижуються до щільно заселеного *Путильського низькогір'я* із комфортнішими місцевими кліматичними особливостями. Це – частина Ворохтянсько-Путильського давньотерасового низькогір'я та південно-східна частина Ясинянсько-Черемоської прадолини. Низькогірні гірські хребти – невиразні, з плоскими вершинами й пологими схилами, що ускладнені численними зсувами. Хребти із пересічними висотами 700-800 м дрібно розчленовані зсувами і неглибокими долинами бічних допливів. Велику площу займають широкі терасові долини сучасних річок Путили і Сучави, де висоти знижуються до 600 м. Долина р. Путили добре виражена, на терасах якої розміщуються села.

Відповідно, тут порівняно мало лісів, а ті, що збереглися – переважно смерекові або ялинові, з домішкою ясена, явора тощо. Орні землі, села, поля, городи, невеликі гаї розкидані переважно на терасах основної річки району – Путили, правого допливу Черемошу. Її щільно заселена долина надзвичайно мальовнича на тлі навколишніх хребтів із м'якими обрисами та з типовими елементами «гуцульського ландшафту» (полонини, хутірський тип поселень тощо). До приходу влади Австро-Угорської імперії ці місця були малолюдними, а гори – густо залісненими.

Місцевокліматичні особливості *Путильського низькогір'я* проявляються у вищих липневих температурах ($+16-17^{\circ}\text{C}$), помірній кількості опадів (700-800 мм за рік), сніжній зимі з відлигами та збільшенням спекотних днів, порівняно із Шурдинським середньогір'ям (Киналь та ін., 2011). Загалом, клімат тут можна означити як відмінний від попереднього з огляду на прояви внутрішньої гірської континентальності. Відповідно, регіон придатний для вирощування багатьох сільськогосподарських культур (жита, вівса, ячменю). Окрім того, тут добре ростуть картопля, бобові, городні культури, плодоносять яблуні, вишні тощо. На залісених схилах багато ягід, грибів, є мінеральні джерела. Природні умови району дуже сприятливі для розвитку рекреації.

Річка Сучава – правий доплив Сірету, оконтурює Путильське низькогір'я з півдня. Уздовж неї пролягає подальша дорога. Від с. Руської, через Селятин і далі до Шепота дорога прямує долиною р. Сучави – природного кордону Північної і Південної Буковини та держав-

ного кордону України й Румунії. Зокрема, упродовж шести кілометрів кордон проходить серединою річища.

У Путильському низькогір'ї серед віддалених масивів гуцульської Буковини на окрему увагу заслуговує с. **Селятин** – цікаве в історично-географічному та природному аспектах. Зокрема, Селятин – відоме європейське містечко за часів Австро-Угорщини. Тоді там проживало понад 10 тис. ос., було десяток філій банків, ресторанів, синагоги, православна та греко-католицька церкви. Селятин мав регулярне залізничне сполучення з Віднем. Після Другої світової війни містечко занепало і сьогодні про яскраве минуле нагадують лише залишки адміністративних споруд, зокрема вокзалу.

Селятин особливий і своїм фізико-географічним положенням - у закритій долині, що захищена зусібіч хребтами. Саме тут діє єдина в Чернівецькій області гірська метеостанція, що репрезентує клімат Буковинських Карпат, хоча насправді дає змогу виявити особливості клімату лише міжгірних улоговин. У Селятинській улоговині – типовому міжгірному зниженні низькогірного ярусу, яка захищена від вільного доступу вологих атлантичних повітряних мас, формується топоклімат зі специфічними рисами т. зв. внутрішньогірської континентальності, що виявляється у плювіоетричних, місцевоциркуляційних, інверсійних та інших метеоефектах. Орієнтація долини Сучави зумовлює панування північних і південних вітрів.

Місцевий клімат міжгірних улоговин (на прикладі Селятина), загалом, достатньо теплий, із пересічними температурами липня – як у передгір'ях, часто – зі спекотними днями (до 35°C) за антициклональних типів погоди, з помітно меншим, ніж у середньогір'ї, річним шаром опадів – близько 760 мм. Влітку створюються умови для розвитку активної конвекції та формування термоорографічних опадів, які часто супроводжуються грозовою діяльністю. За метеостатистикою (тут знаходиться одна з трьох метеостанцій у Чернівецькій області) село є найбільш грозовим місцем в Україні: пересічно 45 днів на рік є грозовими. Літні грози зумовлені активізацією (загостренням) атмосферних фронтів над гірською поверхнею під час проходження глибоких циклонів із пд-зах. та розвитком потужної конвекції над добре інсольованими схилами (Киналь та ін., 2012).

У перехідні сезони тут ймовірні дуже ранні (на початку вересня) і дуже пізні (наприкінці травня) заморозки. Весна коротка, швидкоплинна, а осінь – тривала, відносно тепла, із важкими опадами. Зими – м'які, часто малосніжні, з відлигами та феновими явищами (до 15 днів упродовж року). За окремі «снігові» роки тривалість періоду зі сніговим покривом сягала 116 днів. Можливі різкі зимові похолодання (до -32°C). Упродовж теплої періоду року активно розвивається гірсько-долинна циркуляція (Киналь, Крогулець, 2009). Ландшафтно-кліматичні умови доволі комфортні у всі сезони і сприятливі для розвитку різнобічної рекреації.

Далі дорога веде по прикордонному селу **Шеним**. Воно, разом із Селятином – одне із найдавніших поселень регіону, що належить кінця 15 ст. і відоміше до 1946 р. як Шепот-Камерал. Проїжджаючи Шепіт, заслуговує на увагу зупинка біля пам'ятки природи – водоспаду **Сучавський Гук**. Водоспад розташований на р. Сучаві у Гринявсько-Яловичорській підобласті Буковинських Карпат і має вид каскаду з трьома уступами загальною висотою шість метрів. За об'ємом водного потоку водоспад є одним із найпотужніших в Українських Карпатах. Він проклав свій шлях у товщі пластів чорного різноритмічного флішу шипітської світи, які мають незначний кут падіння. При спогляданні водоспаду від низу здається, що вода прорізає потужні товщі монолітного пісковика (Гілецький, 2013). Утворення водоспаду пов'язане саме із літологічними відмінами порід, які прорізає тут р. Сучава. Масивні пісковики змінюються комплексом менш стійких порід, що представлені різноритмічними перешаруваннями чорних кременистих аргілітів, пісковиків, алевролітів та мергелів.

ПУТІВНИК ПОЛЬОВОЇ ЕКСКУРСІЇ

II Міжнародної конференції РЕЛЬЄФ І КЛІМАТ

Ще однією цікавою пам'яткою, але вже дерев'яного зодчества, вартою уваги у селі, є Свято-Іллінська церква, що розташована на пагорбі в північній частині Шепота. Вона збудована у 1898 р. на місці старої Успенської церкви, що була зведена у 1763 р. на честь 60-річчя правління цесаря Франца Йосифа. Церква Святого Іллі в Шепоті є вдалим поєднанням характерної для Буковини традиційної архітектури однокупольного храму та панівної наприкінці XIX ст. архітектури модерну. У середині церкви знаходиться цесарський трон – унікальний витвір мистецтва, який при розпаді Австрійської імперії у 1918 р. не встигли забрати у Відень і залишили у Шепоті.

У центрі с. Шепіт дорога повертає на *перевал Джоголь* висотою 1159 м – вододілу рр. Сучави і Яловичори – і наближає нас до Черемоського національного природного парку, що є кінцевою метою нашої автобусної подорожі. Впродовж 8 км підйом супроводжується крутими серпантинами (20-25°), за що Джоголь вважають перевалом п'ятої категорії складності. Окрім того, перевал Джоголь можна вважати своєрідним кордоном, який розділяє три села, а саме – Шепіт, Верхній Ялівець та Антреківське. З перевалу відкриваються мальовничі види на масив Яловичори та румунське середньогір'я – Обчини Буковини (г. Кичерка та Кичера з висотами 1100-1300 м). Близькими для огляду стають найпівденніші та найвищі ділянки Буковинських Карпат: хребти Яровиця, Максимець, Томнатик, Жупани, Чорний Діл, які місцями досягають 1400 – 1500 м (найвища вершина – 1565 м, г. Яровиця).

Яровицьке лісополонинське середньогір'я та Чорнодільське кристалічне середньогір'я зокрема є частинами ф/г Рахівсько-Чивчинської області, що заслуговують на окрему увагу У рельєфі *Яровицького лісополонинського середньогір'я* велику роль відіграли поверхні вирівнювання. Тому хребти цього регіону мають плоскоопуклі вершини. Середньогірні широкогребеневі та вузькогребеневі хребти відповідають Рахівській тектонічній зоні і складені переважно пісковиками. Середньогірні широкогребеневі хребти з регіональними насувами в їхній структурі, складені нижньокрейдом пісковиково-аргілітовим флішем. Хребти вирізняються асиметричними схилами, розчленованими бічними долинами і зворами, якими зрідка проходять селі. Середньогірні вузькогребеневі хребти, складені палеозойськими кристалічними породами. Відзначаються блоковою будовою з поширенням насувів, сильним розчленуванням бічними притоками У просторовому розподілі метеорологічних особливостей помітна висотна мікрональність. Відповідно, середньовисотні хребти вкриті смерековими лісами, а у верхніх частинах з'являється криволісся з сосни гірської й ялівцю сибірського та справжні полонини. Коротке та прохолодне літо із частими дощами та туманами, сніжна зима – визначальні риси місцевих кліматів найвіддаленіших середньогір'їв.

З перевалу спускаємось у долину р. Яловичори, правого допливу Білого Черемошу. На початку спуску, праворуч автомобільної дороги, в рельєфі доволі чітко простежується ділянка давнього зсуву. Яловичора – це типово гірська річка з численними перекатами. Довжина її – майже 18 км. Річка протікає вздовж структур у сильнороздробленій зоні тектонічних порушень. Розломи тут орієнтовані в напрямі основних структур і мають північно-західне – південно-східне простягання. У сточищі р. Яловичори переважають відклади верхньо- та нижньояловецької підсвіт, що складені дрібноритмічним піщано-глинистим і глинистим флішем (зеленувато-сірі та червонувато-сірі аргіліти й пісковики), і відклади шипітської світи, представлені чорними і темно-сірими аргілітами, алевролітами та склоподібними пісковиками.

Незначна стійкість порід нижньояловецької підсвіти до розмиву зумовила значну ширину долини Яловичори (порівняно з шириною річища) в середній та нижній течії. Ця ж причина утворила широку терасовану котловину біля с. Нижній Ялівець, де Яловичора впадає в Білий Черемош.

Від с. Нижній Ялівець дві дороги нас ведуть до с. Голошини Верховинського району Івано-Франківської області – місця ночівлі та до Перкалабського лісництва Путильського

ПУТІВНИК ПОЛЬОВОЇ ЕКСКУРСІЇ

II Міжнародної конференції РЕЛЬЄФ І КЛІМАТ

Далі Білий Черемош, нижче впадіння в нього струмка Марієн, різко повертає на схід – північний-схід, перетинаючи впоперек масивні пісковики чорногірської світи. В цьому місці долина звужується і набуває ущелиноподібної форми (рис. 2, проф. I) зі скелястими урвищами та крутими схилами. Тераси майже відсутні, лише простежуються незначні фрагменти I–II, рідше III надзаплавних терас. Вийшовши з долини прориву через масив Гребенище, Білий Черемош аж до впадіння р. Лопушна слабо меандрує, долина поступово розширюється (рис. 2, проф. II), з’являється комплекс вищих терас. Після злиття з Лопушною Білий Черемош повертає на північний захід і тече між двома тектонічними розломами, косо перетинаючи північно-західне крило антиклінальної структури хребта Максимець.

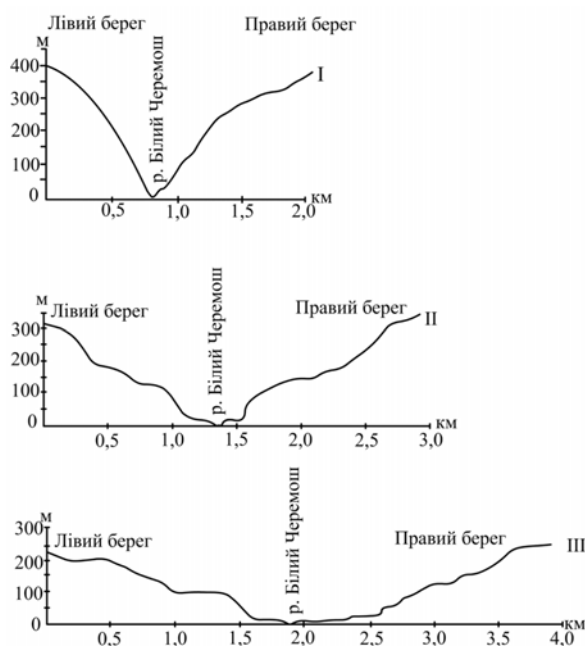


Рис. 2. Поперечні профілі через долину р. Білий Черемош: I – ділянка поблизу колишнього водосховища «Марієн»; II – у с. Голошина; III – у с. Яблуниця (за Бойком, Нагірним, 1968)

Нижче с. Голошина Білий Черемош змінює свій напрямок на північно-північно-західний, долина звужується і ріка утворює дві різкі меандри, звернені опуклим боком на схід. Вони приурочені до опуклої деформації поздовжнього профілю Білого Черемошу і прорізають породи гнилецької світи, нижньогнилецької та верхньочорногірської підсвіт. Між сс. Гринява і Яблуниця знову спостерігається опукла деформація, долина набуває тут форми ущелини з крутими схилами, скелями; фрагменти високих терас зникають і лише дві нижні надзаплавні тераси простежуються вздовж ріки, яка на цьому відрізку тече меридіонально.

При переході з Чорногірської зони в Кросненську долина Білого Черемошу різко змінює свій вигляд. Із вузької, здебільшого ущелино- вона стає коритоподібною (рис. 2, проф. III), з повним комплексом терас та виположеними схилами. У Скибовій зоні поблизу с. Стебні, де Білий Черемош підходить до зони відкладів масивних пісковиків нижньокросненської світи, він різко змінює напрямок течії з північно-східної на північно-західний. Повернувши, ріка протікає між двома тектонічними розломами, впоперек перетинає крайню південно-західну скибу і зливається з Чорним Черемошем. Долина Черемошу між сс. Устеріки та Усть-Путила значно розширюється і контролюється тектонічним розломом. Велика кількість врізаних меандр дозволяє припустити, що долина Черемошу епігенетична (Рис. 1). Врізані меандри зустрічаються на рівні IV тераси, іноді нижче. Очевидно, з часу утворення саме IV

ПУТІВНИК ПОЛЬОВОЇ ЕКСКУРСІЇ

II Міжнародної конференції РЕЛЬЄФ І КЛІМАТ

тераси ріка почала інтенсивно врзатися, що було пов'язано з тектонічними причинами (Бойко, Нагірний, 1968).

Про складну історію формування басейну Черемошу свідчать давні долини стоку, що існували на території сучасного водозбору Верхнього Пруту. Ці долини були поздовжніми відносно до сучасного розташування гірських хребтів. Тоді ж на тлі рівнинного рельєфу ці долини були спрямовані у бік загального нахилу поверхні суходолу – з північного заходу на південний схід. Цей нахил ще К.І. Геренчук (1947) вважав первинним, найдавнішим. По давніх долинах відбувався стік води, рух селевих потоків в напрямку до Чорного моря (рис. 3).

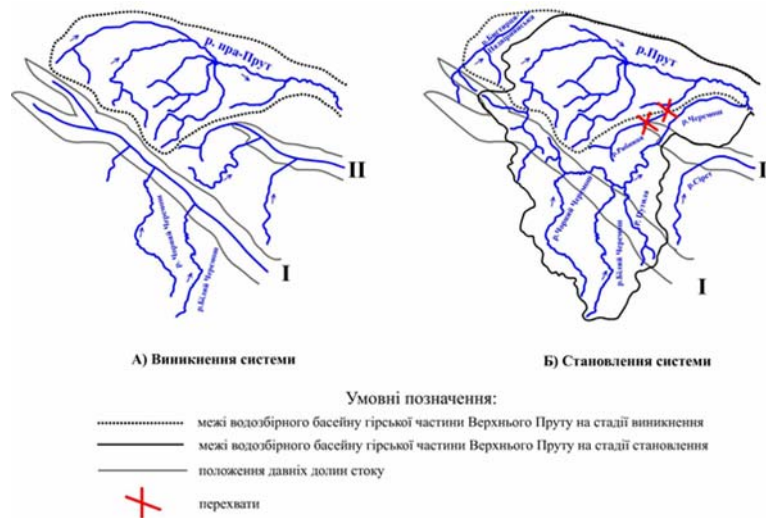


Рис. 3. Стадії формування водозбірного басейну Верхнього Пруту (за Костенюк, Смирноюю, 2010)

Найбільша за розмірами Ясіне-Черемоська долина стоку (I) відповідає смузі сучасного низькогір'я і простягається від с. Ясиня до верхів'я р. Молдови (Рис. 3). Припускають і водно-льодовикове походження Ясіне-Черемоської долини зважаючи на підтвердження існування декількох періодів зледеніння Українських Карпат і масиву Чорногора зокрема. Долина II (Багненська) починалась у районі сучасної р. Рибниці і простягалась через мертву долину «Багна» до сучасної долини Сірету. Сучасна геологічна і морфологічна Багненської долини з вираженими терасами над широким і пласким дном свідчить про її річкове походження.

У контексті еволюції гідрографічної мережі особливо цікавим є саме басейн Черемошу, сучасні притоки якого колись були окремими притоками Ясіне-Черемоської долини стоку. Ймовірно, перебудова басейну останньої відбулась у пізньому плейстоцені (рісс-вюрмський час) внаслідок значного підняття гірської частини Карпат, що сприяло створенню загального похилу поверхні з півдня на північ. Ріки, що мали такий напрям течії, отримали додаткову енергію, а поздовжні ріки, навпаки, втратили свій потенціал. Відповідно, річки-допливи давньої долини стоку (Чорний, Білий Черемош, Ріка, Путила) перетнули днище цієї долини і здійснили «перелив» в басейн Черемошу (Рис. 4) (Костенюк, Смирнова, 2010).

Нижче м. Вижниці р. Черемош виходить на рівнину і змінює свій характер із гірського на передгірний. Зменшується швидкість течії, що сприяє акумуляції річкових відкладів. Загалом, рівнинна частина Черемошу складає близько 50 км. До самого злиття з Прутом Черемош протікає добре виробленою широкою (до кілометра) заплавою. Меандруючи, річка розбивається на кілька русел, гідрографічно змінюючись після кожного підняття рівня води в руслі.

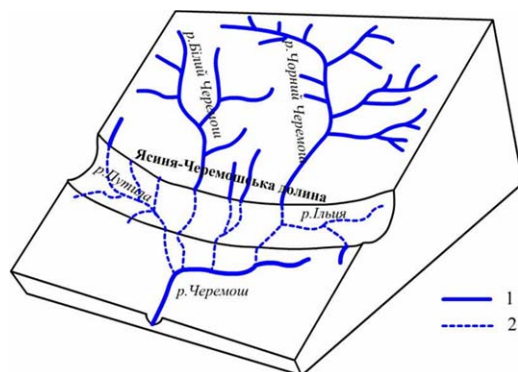


Рис. 4. Схематичне зображення фрагменту гідрографічної мережі в районі давньої Ясине-Черемоської долини стоку:
1- давні ріки; 2- молоді ріки, утворені на стадії становлення (за Костенюк, Смирновою, 2010)

Місто **Вижниця** відкривається нашому огляду на правому березі Черемоша під відрогами низькогірних хребтів. Місто розвивалося з 16 ст. як торгове поселення з усталеними ярмарковими традиціями. Наприкінці 18 ст., з початком розвитку лісової промисловості, Вижниця стає важливим пунктом торгівлі деревиною. Після зарегулювання русла Черемошу будівельний ліс і дрова сплавлялись до Чернівців, а звідти ґрунтовою дорогою через Бояни вивозились до Бессарабії, на Поділля (Киналь та ін., 2012). Тут же функціонували кліматичні курорти Вижниця й Виженка, про що нагадують архівні дані та поодинокі старі вілли. На нашому автобусному зворотному шляху, у м. Вижниця запланована остання відпочинкова зупинка нашої подорожі.

ТЕРЕНАМИ ЧЕРЕМОСЬКОГО НАЦІОНАЛЬНОГО ПРИРОДНОГО ПАРКУ

Масив Чорний Діл

Хребет Чорний Діл займає невеличкий південний окраєць Буковинських Карпат, але його унікальність, що пов'язана з геологічною будовою, формами рельєфу та вираженими рисами місцевого клімату прохолодних внутрішніх середньогір'їв, заслуговує на увагу науковців та природолюбів загалом. Це унікальний та цікавий об'єкт для вивчення історії формування Українських Карпат, що й стало основною причиною при виборі території для проведення нашої чергової конференції «Рельєф і клімат».

Хребет Чорний Діл розташований у межах середньогір'я Буковинських Карпат, поміж допливами Білого Черемошу: р. Сарата та р. Перкалаба. Окрім того, він є північно-східним відрогом Мармароського кристалічного масиву – геологічного ядра Пракарпат, єдиного та унікального в Українських Карпатах, де на поверхню виходять найдавніші метаморфічні утворення верхньопротерозойсько-нижньокембрійського віку.

Сотні мільйонів років тому, у другій половині палеозойської ери, в епоху герцинського орогенезу (близько 350 – 250 млн. р. тому) звідси почалося формування Карпатських гір. Вони постали на місці геосинкліналі – морського дна прадавнього гігантського океану Тетіс, що розділяв північні і південні материки земної кулі. Первинно кристалічні породи, що тут представлені, були сформовані на південно-західній пасивній окраїні Євразійської плити. Упродовж кінця палеогену-неогену активізація тектонічних процесів призвела до поглинання субстрату Карпат у зону субдукції і формування покривів флішу північно-східної вергентності та встановлення теперішнього положення кристалічних порід у Мармароському покриві Карпат (Крупський, Марусяк, 2011).

Отже, територія складена комплексами порід кристалічного фундаменту, який виведений на поверхню через складчасто-блокові рухи та є яскравим проявом ранньоальпійських

ПУТІВНИК ПОЛЬОВОЇ ЕКСКУРСІЇ
II Міжнародної конференції
РЕЛЬЄФ І КЛІМАТ

рухів (Гнилко, 2011). Останні спричинили формування тут у докрейдовий час низки тектонічних покривів, що насунуті один на одного в північно-східному напрямку – нижнього Білопоточького, майже горизонтально на нього насунутого верхнього Діловецького та вузької зони Рахівського покриву (Тектонічна карта України, Ч. I, 2007). Власне на кристалічному фундаменті після його виходу на поверхню пізніше сформувалась лише «посттектонічна» малопотужна соймульська світа. Саме вона завершує насуви на масиві. Після цього масив зазнав альпійського тектогенезу (Геол. карта України. Карп. серія, 2009).

Складна історія геологічного розвитку масиву стала основною причиною формування тут надзвичайно різноманітних за віком та літолого-фаціальним складом порід, які є унікальними для Буковинських Карпат. На хребті Чорний Діл та його схилах практично суцільними покривами залягають одні з найдавніших метаморфізованих утворень кристалічного масиву. Це – хлорит-мусковітові, кварц-польовошпатові, біотитові сланці *білопоточької світи рифею* (пн. та пн-сх. хребта); сланці, кварцити *берлебаської та мегурської світ вендукембрію* (центральна частина та схили, що приурочені до неї). Тут також залягають доволі значні за розмірами *пізньопротерозойські інтрузивні утворення*, складені з гранітогнейсів біотитових та мусковітових (на пд. від г. Змієвон). Південна частина території складена переважно конгломератами, пісковиками та гравелітами *соймульської світи крейди* (хребет Жупани – пд. частина Чорного Долу).

Окрім вказаних вище, відомі також достатньо масштабні виходи базальтових конгломератів та пісковиків із прошарками карбонатних аргілітів, алевролітів *рударненської світи* та строкаті (червоні, рожеві, сірі) пісковики, аргіліти, яшми, вапняки, конгломерати *болтагульської товщі юри* (геологічна пам'ятка природи «Чорний Діл» – північно-східні та східні схили хребта). Вапняки, доломіти з лінзами конгломератів маргітульської товщі тріасу розповсюджені у вузькій (до 1 км) смузі вздовж північно-східній периферії масиву на лівобережжі Сарата до верхів'я потоку Альбин. На хребті вони виходять на денну поверхню в межах г. Змієвон (Молочнобратацький масив). На південний схід від них нами знайдено конгломерати, конгломерато-брекчії з уламків молочно-білого та рожевого кварцу та фіолетово-червоні пісковики, питання віку яких наразі залишається відкритим (подібні до *краснопленської світи перму*, проте на території за результатами останніх досліджень відомо лише про конгломерати тріасу та юри). Однак про пермський вік цих відкладів зазначається у попередніх працях (Биховер и др., 1946) і вказується про трансгресивне залягання цих пермських кварцитів на древніх кристалічних сланцях у межах хребта (Рис. 5).

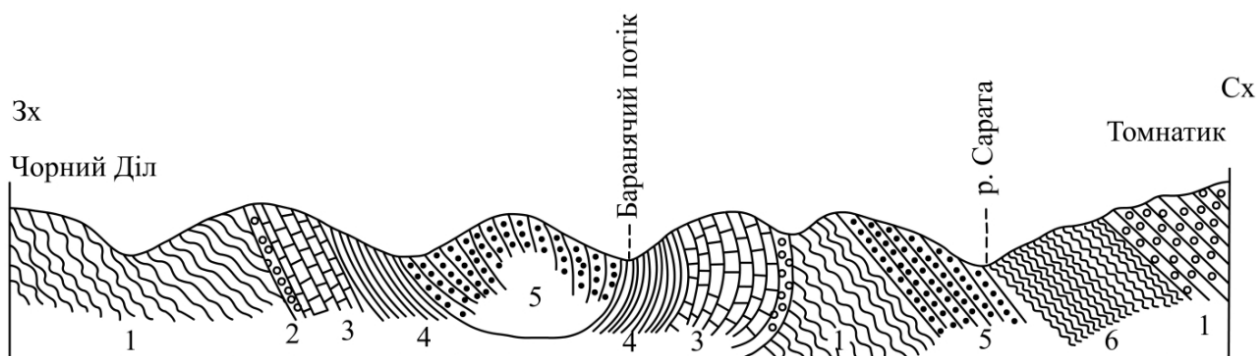


Рис. 5. Профіль масиву через південну частину хребта Чорний Діл:
1 – кристалічні сланці; 2 – пермські кварцити; 3 – пермські доломіти; 4 – тріасові яшмові сланці; 5 – пісковики і сланці нижньої крейди; 6 – мергелясті сланці верхньої крейди; 7 – конгломерати і пісковики верхньої крейди (Биховер и др., 1946)

Молодші відклади крейдової системи на території представлені різноритмічним флішем *рахівської, білотисенської, поркулецької та яловичорської світи* (Рис. 6). Зокрема, чорний та темно-сірий тонкоритмічний фліш *рахівської світи* поширений смугою шириною 1-7 км, що простягається від р. Сарати, вздовж Мармароського масиву, до верхів'їв лівих допливів Чорного Черемошу. Різноритмічний сірий піщано-глинистий фліш *білотисенської світи* також відшаровується в долині р. Сарати. Флішові відклади *буркутської світи* (віковий аналог шипітської) виявлені у верхній течії цієї річки.

Конгломерати, пісковики, гравеліти, алевроліти з прошарками вапняків та аргілітів *соймульської світи* поширені у верхів'ях рр. Сарата та Перкалаб, а також на межиріччі (хребет Жупани або Юпаня – південна частина Чорного Долю). Строкати аргіліти, мергелі з прошарками алевролітів, пісковиків, лінзами вапняків *поркулецької світи* та темно-сірий, піщано-глинистий, тонкоритмічний фліш із прошарками пісковиків, вапняків та мергелів *ялови-чорської світи* облямовують Чорний Діл із півночі та сходу, де вони займають значні території. В межах Перкалаб-Саратського межиріччя їхні виходи знайдені по всій долині р. Сарата та верхів'ях Білого Черемошу.

Мармароський масив почав привертати до себе увагу дослідників ще у 19 ст. Проте, буковинська його частина, що розташована у верхів'ях р. Білий Черемош й виділяється своєю важкою доступністю та унікальною збереженістю всіх природних складових, є маловідомою, недостатньо дослідженою у геоморфологічному, палеогеографічному, ландшафтному та інших контекстах.

Не менш цікавим та специфічним є клімат Чорнодільського середньогір'я. Він – суворіший та вологіший порівняно з Путильським низькогір'ям та, навіть Шурдинським середньогір'ям. Термічний режим упродовж року найчіткіше свідчить про місцевокліматичні особливості прохолодних внутрішніх середньогір'їв. Так, пересічні температури січня досягають $-7,0$ - $-7,5^{\circ}\text{C}$, а липня – лише $+12$ - $+14^{\circ}\text{C}$. Більше того, у цьому регіоні зафіксований абсолютний мінімум температур повітря на теренах всієї Чернівецької області. Водночас, для холодного, відносно сухого холодного періоду року характерні температурні інверсії, вираженні у внутрішніх долинах рр. Сарата та Перкалаби. Пізньою є весна, що розпочинається наприкінці березня – на початку квітня, а перехід до стійких додатних температур відбувається значно повільніше, ніж на рівнині. Влітку, через потужну інсоляцію, температури повітря можуть наближатися до температур повітря у передгір'ї, однак заморозки з утворенням паморозі можливі навіть у липні. У регіоні є роки, коли метеорологічне літо, яке фіксують за стійким переходом середньодобових температур через $+15^{\circ}\text{C}$, взагалі не спостерігають.

Упродовж року випадає достатньо висока кількість опадів 1200–1400 мм, переважна частина яких припадає на теплий період року. У регіоні опади здебільшого пов'язані з проходженням фронтів, що переміщуються з північного заходу на південний схід і трансформуються, долаючи низку орографічних перешкод Зовнішніх Карпат. Тому багато опадів випадає внаслідок деформації й загострення атмосферних фронтів, через посилення турбулентності атмосферних мас над гірськими структурами. Зазвичай, у річкових долинах як невеликих плювіометричних депресіях, кількість опадів дещо менша, ніж на вершинах сусідніх хребтів. Окремими роками спостерігається значне відхилення сум опадів від пересічних багаторічних. Найбільші такі відхилення місячних сум зафіксовані теплою порою, коли вони найінтенсивніші та набувають зливового характеру.

Упродовж холодного періоду року на теренах регіону випадає лише 300 мм опадів, переважно у вигляді снігу. Стійкий сніговий покрив встановлюється у другій половині листопада і затримується до початку квітня, а на вершинах та у ввігнутих формах та схилах північної експозиції може зберігатись і до початку – середини травня. Його висота пересічно складає 40–50 см, окремими роками (зима 1995/1996 рр.) сягає 120–150 см, а в наметах може

ПУТІВНИК ПОЛЬОВОЇ ЕКСКУРСІЇ

II Міжнародної конференції РЕЛЬЄФ І КЛІМАТ

перевищувати і 2 м. Тому на відкритих стрімких схилах зростає ймовірність сходження великих лавин.

На початку екскурсійного маршруту, при виході на вершину Чорного Долу практично в центральній його частині, завдяки меншій залісненості, порівняно з іншими частинами хребта, відкривається панорама на південне його відгалуження – Жупани, а також на сусідній масив Яровиці-Томнатика. У вершинних частинах пасма Яровиця – Томнатик збереглися давні поверхні вирівнювання (пенеплени). Рельєф тут має вирівняно випуклу форму. Схожим є і рельєф масиву Жупани, що відокремлений від основної частини хребта сідловиною верхів'їв р. Сарата. Тут також збереглися давні платоподібні ділянки з мінімальними похилами. Однак загальний горбисто-хвилястий вигляд Чорнодільського пасма порушується гостроверхими стрімчаковими вершинами, найвиразнішими серед яких є Малий і Великий Камінь (1453,6 м), Молочнобратьський масив (1475 м), Сарата (1298 м). На тлі схилів вирізняються окремі потужні брили-відторженці.

Хребет Яровиця-Томнатик із найвищою вершиною Буковинських Карпат г. Яровиця (1574 м н. р. м) відділений від Чорного Долу долиною р. Сарати з її допливами. Має субмеридіональний напрямок та м'який характер контурів рельєфу. Тут переважають схили різної стрімкості (5-15°) – меншої біля гребневих частин відрогів макросхилу та більшої в долинах бічних допливів. Ближче до гребеня стрімкість збільшується в цілому до 15-20°, але урвища відсутні. На вершинних частинах пасма збереглися давні поверхні вирівнювання, з переважаючими позначками 1480-1565 м та амплітудами на рівні гребеня до 80-100 м. Рельєф тут характеризується вирівняновипуклими формами (Дмитрук та ін., 2013).

Гора Томнатик займає південну частину даного хребта та має висоту 1565,3 м. Вершина не заліснена, схили порівняно пологі, підніжжя покрите лісом. Томнатик – одна з найвідвідуваніших туристами вершин Українських Карпат, оскільки тут знаходиться колишня база радянської ППО – «Памір» (1950-1995 рр.). Ця радіолокаційна військова станція була створена в СРСР для точності визначення кута місця і висоти цілі в небі. До сьогодні тут збереглися захисні куполи для антен. У найбільшому із них збереглася радіолокаційна антена «П-14 ЛЕНА» Ще півстоліття тому назад вона була цілком таємним чудом техніки, але й зараз принцип роботи самої РЛС вважається державною таємницею. І в наш час тут можна знайти казарму військової частини і залишки різних інженерних споруд. Але найвражаючішими є білосніжні велетенські куполи колишніх радарів.

Скелі «Чорний Діл» (Великий та Малий камінь)

Загальний полого-горбистий рельєф хребта Чорний Діл у північній його частині різко змінюється гостроверхими стрімчаково-пірамідальними вершинами карбонатних кліпенів (Рис. 7.). Одними з найвиразніших є саме вершини під назвою Великий та Малий камінь. Перший є геологічною пам'яткою природи, яка занесена до кадастру пам'яток під назвою «Скелі «Чорний Див». Варто зазначити, що ця назва є помилковою. Дослідженням даної території займалися в різні періоди вчені кількох держав (України, СРСР, Румунії, Польщі тощо), тому матеріали неодноразово перекладалися на різні мови. Відповідно, і відслонення, і хребет в кінцевому випадку був перекладений як «Чорний Див». Ми притримуємось первинної назви Чорний Діл.

Породи, що відслонюються на Чорному Долі, є стратотипом болтагульської світи (верхній відділ юри). Світу складають строкаті (червоні, рожеві, сірі) пісковики, аргіліти крем'янисті, яшма, вапняки, конгломерати. Потужність конгломератів із галькою вапняків, які залягають на розмитій поверхні порід верхнього тріасу або середньої юри, до 2-3 м, пісковиків – до 1,5-2,0 м, крем'янистих аргілітів та яшм – до 4-5 м, вапняків – 5-12 м. У базальних шарах світи виявлено фауну гастропод, брахіопод та ін., а в яшмах – радіолярії та ін. На

ПУТІВНИК ПОЛЬОВОЇ ЕКСКУРСІЇ
II Міжнародної конференції
РЕЛЬЄФ І КЛІМАТ

підставі цих даних вік болтагульської світи вважають оксфорд-кімериджським. Загальна її потужність – до 100 м. Скелі «Чорний Діл» є найвідомішими відслоненнями порід даної світи та відрізняються від інших територій її поширення місцевими відмінами сильномармурованих вапняків (Рис. 7).



Рис. 7. Скелі Чорний Діл

Дане відслонення є естетично та науково значимим, проте як об'єкт охорони, на нашу думку, має доволі загальне та недостатнє обґрунтування. Опис – «на вододілі хребта серед лісу височать мальовничі скелі з урвистими стінками висотою 50-60 м. Складені вони сірими та зеленувато-сірими хомогенними вапняками верхньоюрського віку (150 млн. р.), що залягають на розмитій поверхні палеозойських метаморфічних порід. Вапняки розбиті численними глибокими тріщинами» (Геологічні пам'ятки, Т. II, 2007). Наведена нами детальна характеристика даних відкладів цілком може слугувати додатковим доповненням до наявної інформації про об'єкт.

Цікаво відзначити, що г. Великий Камінь – один із найунікальніших осередків фіторізноманіття в Українських Карпатах та Україні загалом. Тут виявлені корінні угруповання кедрово-смерекових лісів, які занесені до Зеленої книги України. Це рідкісні асоціації реліктового характеру, де співдомінантом виступає занесена до Червоної книги України сосна кедрова – єдине місце в Буковинських Карпатах, де зафіксовано зазначений вид. Окрім того, дана вершина є одним із небагатьох ареалів зростання таких рідкісних рослин як сосюреї різноколірної (гіркого кореня), східнокарпатського ендеміка аконіта Жакена, південно-східнокарпатського ендеміка елізанти Завадського і легендарної для регіону шовкової косиці, відомої також як едельвейс (Чорней та ін., 2013).

Кам'яні розсипи та потоки на привершинних ділянках хребта Чорний Діл

Значні за площею ділянки східної частини хребта Чорний Діл зайняті грубоуламковими відкладами (окремі уламки сягають 1 м в діаметрі), які поширені як у формі площинних по-

ПУТІВНИК ПОЛЬОВОЇ ЕКСКУРСІЇ
II Міжнародної конференції
РЕЛЬЄФ І КЛІМАТ

лів, що займають заліснені схилі ділянки вздовж хребта від р. Сарати, так і у формі «кам'яних рік чи потоків». Останні найяскравіше представлені на південному сході гори Змієвон (або Молочнобратацького масиву). Висота даної ділянки над рівнем моря – 1368 м (47° 45' 57" пн. ш., 24° 57' 44" сх. д.). Про їхню наявність у межах Чорного Доли раніше не згадувалося.

Загалом, такого типу відклади в Українських Карпатах є типовими для Горган. Це так звані курумники, або як ще їх називають в Українських Карпатах «греготи», «цекоти» чи «торгани». Байцар (2014) вказує, що горгани – це «кам'янисті розсипища, значні за площею, що залягають на схилах і плоских вершинах гір». Їхнє формування пов'язане з льодовиковими епохами, коли біля фірнових полів відбувалося інтенсивне морозне звітрювання (розтріскування) пісковиків і нагромадження кам'яних брил а також формування скелястих гребенів. Утворюються внаслідок інтенсивного фізичного вивітрювання; нерідко це кам'яні потоки, що повільно сповзають по схилах під впливом зміни температури, соліфлюкції і сили тяжіння. Поширені вони у високогір'ї Горган (висотні місцевості: пенепленізоване альпійсько-субальпійське високогір'я і давньольодовико-ерозійне субальпійське високогір'я) і у верхній частині лісового поясу (висотна місцевість – крутосхиле ерозійно-денудаційне лісисте середньогір'я), рідше в середній і нижній частинах (Байцар, 2014, с. 12).

На Чорному Доли курумники складені з уламків фіолетово-червоних пісковиків та кварцевих конгломератів. Це пермські відклади, які раніше відносили до нижнього триасу. Пізніше вік цих порід переглянуто. Загалом, вся строката різноколірна пермська товща виділяється як самостійна красноплесненська світа з трьома підсвітами – базальною, вулканогенно-осадовою і теригенно-гіпсоносною. Ф. Жуков пропонує виділити їх у три самостійні світи.

У межах Чорного Доли виявлені перші дві (нижні і середні горизонти) підсвіти красноплесненської світи (Рис. 8). Розріз базальної (нижньої) починається конгломерато-брекчією, що утворена гострокутними уламками молочно-білого і рожевого кварцу, а також вуглистографітовими, хлоритовими і серицитовими сланцями (вони зцементовані червоно-фіолетовою і зелено-сірою піщано-глинистою масою). Потужність базальних конгломератів сягає 30-50 м.

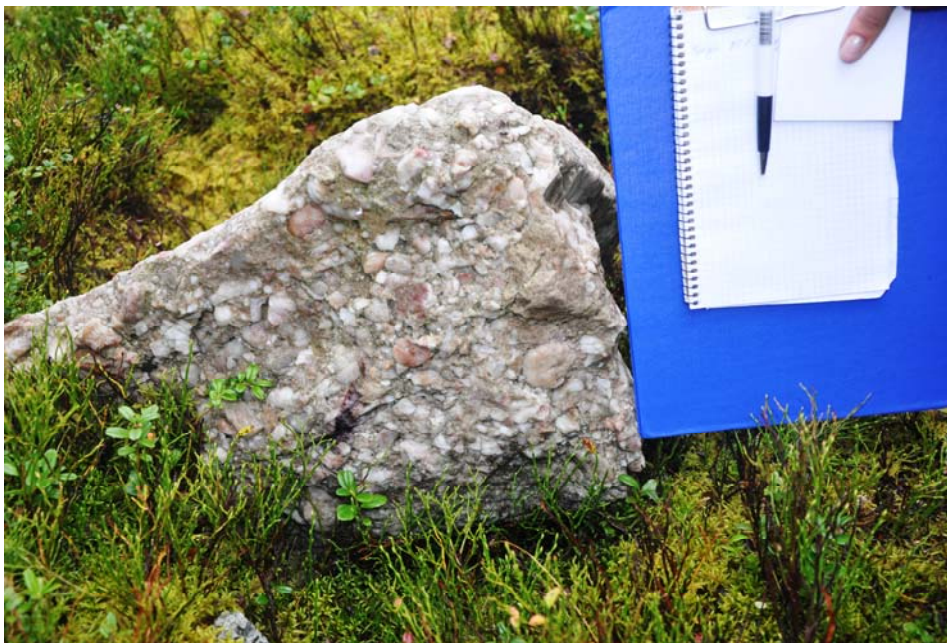


Рис. 8. Кварцеві конгломерати нижньої частини красноплесненської світи

ПУТІВНИК ПОЛЬОВОЇ ЕКСКУРСІЇ
II Міжнародної конференції
РЕЛЬЄФ І КЛІМАТ

Вверху грубоуламкові породи переходять в крупнозернисті (до гравійних), а потім – у середні та дрібнозернисті фіолетово-червоні та зеленуваті пісковики (20-30 м), які завершують розріз базальної підсвіти (Рис. 9). Неподалік згаданих вище розсипів нами виявлено уламок таких пісковиків із включеннями кварцу.



Рис. 9. Фіолетово-червонуваті пісковики верхньої частини красноплесненської світи

Молочнобратський карстово-спелеологічний заказник

Територія є геокмплексом купольно-карбонатного масиву у вапнякових стрімчаках-кліпенах із численними карстово-тектонічними колодязями та формами поверхневого карсту (лійками) на пасмі Чорний Діл (г. Змієвон, 1480 м н.р.м). Тут виявлено чимало тектонічних тріщинних вертикальних і субгоризонтальних порожнин, які модифіковані карстовими процесами.

Даний масив складений маргітульською (тріас, середній-верхній відділи) товщею вапняків, доломітів із лінзами конгломератів, які простягаються вузькою (до 1 км) смугою вздовж пн.-сх. периферії масиву на лівобережжі Сарати до верхів'я потоку Альбин. У низів'ї товщі залягають сірі доломіти з доломітовою брекчією, або строкаті «рожеві, червоні, сірі з лінзами зелених» вапняки та вапнякові брекчії. Саме до нижньої частини товщі приурочена незначних за величиною печер та колодязів Молочно-братської СК ділянки Чивчино-Чорнодольського району Мармароської провінції (за СК районуванням). Найбільшою з них є печера Молочні браття, вхід в яку знаходиться на східному схилі хр. Чорний Діл, на дні карстової лійки класичного вигляду, діаметром близько 10 м (абсолютна висота входу – 1368 м. н.р.м., координати – $47^{\circ} 46' 19''$ пн. ш., $24^{\circ} 57' 51''$ сх. д.) (Рис. 10, 11). Досліджена печера до глибини 39 м, а сумарна її довжина досягає 56 м.

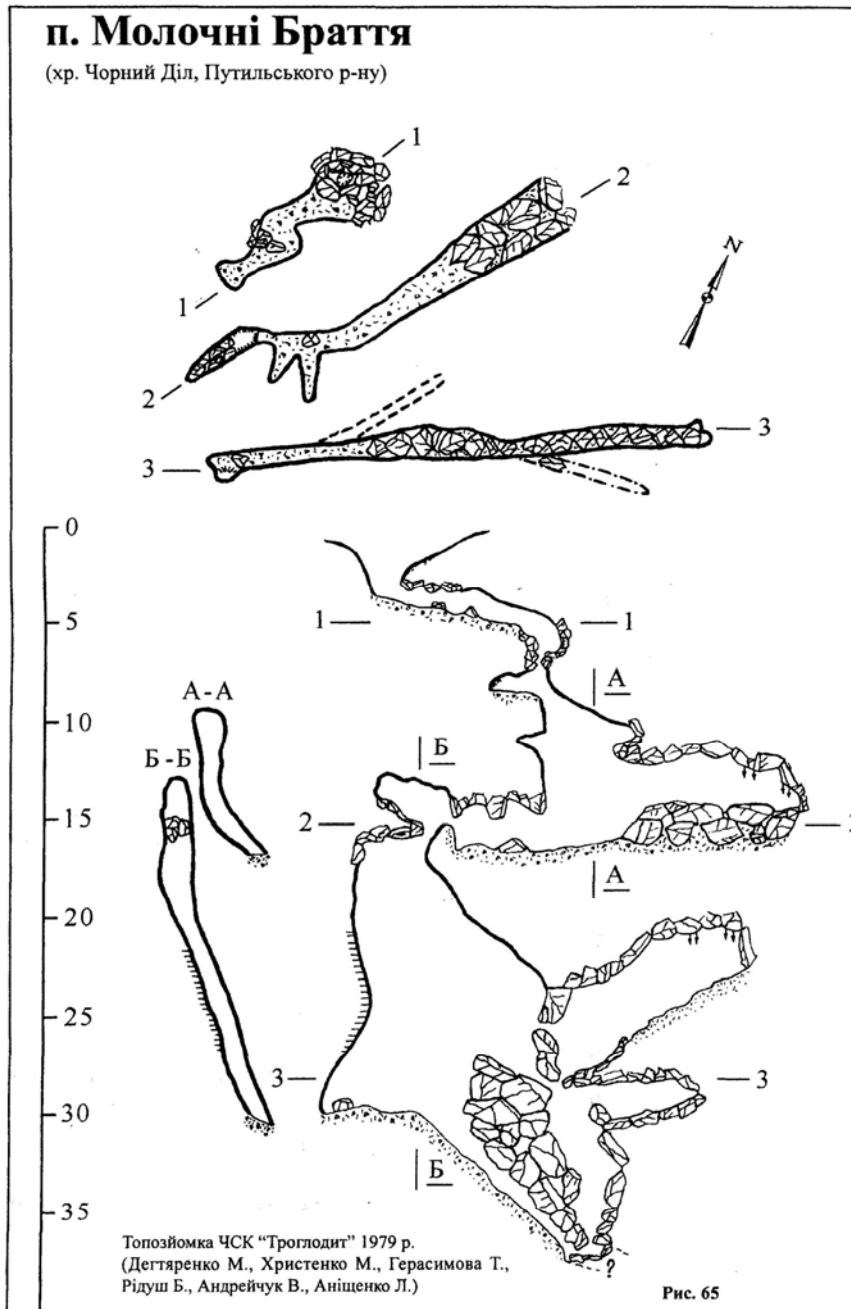


Рис. 10 Схема-план печери «Молочні Браття» (Коржик В., 2007)

Печера тектонічного походження, про що свідчать дзеркала ковзання на стінах нижнього колодязя. Тут також знайдено жильне залягання молочнобілого гідротермального кальци-ту потужністю більше 0,5 м. Виходи таких жил зустрічаються і на поверхні. Це свідчить про колишню гідротермокарстову проробку масиву. Натічні утворення практично відсутні, лише у верхній частині на стінах є малопотужні (1-2 мм) коралітові утворення. Відкрита печера у 1978 р. спільною експедицією спелеоклубів міст Хмельницького та Чернівців. Загалом, вся товща вапняків тут пронизана невеликими порожнинами та тріщинами. Ряд із них можна зу-стріти по маршруту наукової екскурсії (Коржик, 2007).

ПУТІВНИК ПОЛЬОВОЇ ЕКСКУРСІЇ

II Міжнародної конференції РЕЛЬЄФ І КЛІМАТ

Молочнобратаський масив має велике наукове значення як осередок концентрації доволі рідкісного для Українських Карпат текто-конденсаційно-карстового типу порожнин та перспективний для подальших спелеологічних пошуків. Тут також яскраво представлені цікаві тектонічні форми рельєфу – т. зв. тектонічні «рови», які мають достатньо вагоме поширення в межах вершинної частини хребта Чорний Діл.



Рис.11 Вхід до печери «Молочні браття»

Кляуза «Перкалаб» та історія лісосплаву в басейні Черемошу

Дорога до кляузи Перкалаб пролягає вздовж однойменної річки, що починається у румунській частині Мармароського масиву. Довжина річки – 15 км. Долина річки, за винятком невеликих відрізків, пролягає вздовж тектонічного розлому в кристалічних сланцях, гнейсах та інших породах палеозойського віку. В нижній течії річки, яка входить до маршруту екскурсії, простежуються численні відслонення цих порід. На заліснених схилах лівого берега річки відомі родовища марганцевих руд в них (зокрема, родонітів). На жаль, штольні, в яких здійснювався їх видобуток, наразі знаходяться в напівзруйнованому стані.

Загалом, прояви родоніту на території України рідкісні та відомі тільки в Чивчинах та, частково, на Рахівщині. Прелучне – це найбільше українське родовище родонітів, яке розташоване на південному сході однойменного хребта в межах Чивчинського виступу Мармароського кристалічного масиву у верхів'ях р. Білий Черемош (притока Перкалаб). Дослідження родовища до цього часу незавершені та припинені у 2000 р.

Поклади марганцю у Прелучному віднесені до верхньопротерозойсько-палеозойського стратиграфічного рівня, що локалізовані тут у метаосадових і вулканогенно-осадових комплексах. Рудні поклади цього родовища залягають у горизонті графітоносних чорних кварцитів, кварцитоподібних серицитових, серицит-хлоритових, графітових сланців. Просторово вони пов'язані з відкладами магми та інтрузіями граніт-порфірів.

ПУТІВНИК ПОЛЬОВОЇ ЕКСКУРСІЇ

II Міжнародної конференції РЕЛЬЄФ І КЛІМАТ

Родовище родоніту на хребті Прелучний відоме з 1929 р., коли студент Львівського університету Б. Кордюк знайшов грудки манганової руди (родохрозитової) над одним із допливів горішнього Черемошу. Ці грудки склалися з окварцованої породи, значною мірою пронизаною псиломеланом. Виходи марганцевих руд вдалося виявити лише у 1931 р. у двох місцях: у сточищі р. Велика Москатина та у районі хребта Прелучного. В 1936-1937 рр. Польським геологічним інститутом у Чивчинах були проведені пошуково-розвідувальні роботи під керівництвом Р. Красовського.

Пошуково-розвідувальні роботи супроводжувались проходом штолень (198 п.м.), шурфів (316 п.м.), бурових свердловин (516 п.м.). В результаті було виявлено, що руда не залягає суцільним шаром, а утворює лише лінзи та гнізда різного розміру. Також на правому березі р. Маскотин, у верхів'ях струмка Сріблястого, був зафіксований у його алювії новий вихід марганцевих руд із широким розвитком уламків родонітхризитових руд. Великий інтерес мало виявлене скупчення валунів марганцевої руди в верхів'ях струмка Попадинець, у західній частині кристалічного масиву, що раніше не були відмічені.

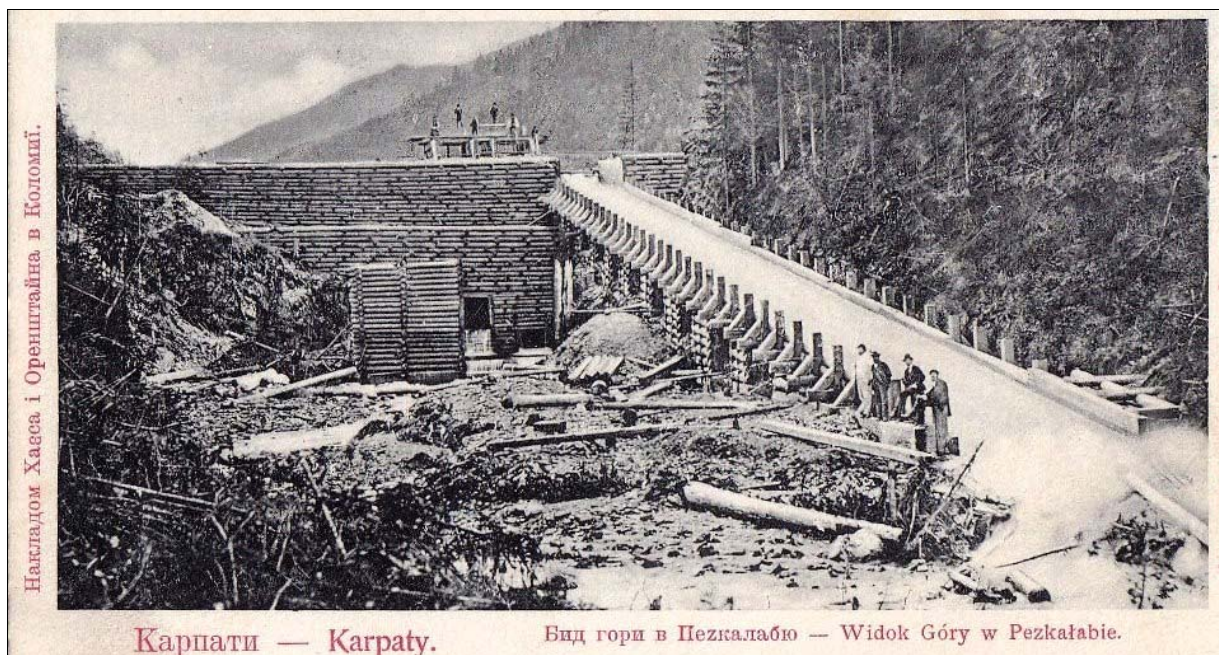
Найдетальніше вивчені виходи марганцевих руд на пд.-сх. окраїні хр. Прелучний. Горизонт чорних кварцитів простежується вдовж хребта на відстані 1 км. На захід він обрізається розривними порушеннями, на схід перекривається сланцюватими порфіроїдами. Залягання родоніт-родохрозитового горизонту характеризується інтенсивною тектонікою, наявністю невеликих розривних порушень, якими мають місце незначні переміщення блоків. Падіння рудоносних кварцитів на пн.-зх. за азимутом 315-140°, під кутом від 35° до 60°. У межах горизонту встановлено три рудні лінзи. Найбільша лінза в 1982-1983 рр. була опущена в «Західкварцсамоцвіті» і було встановлено, що родоніт-родохрозитова мінералізація утворює невеликі гнізда і прожилки. Основне тіло представлене лінзою середньої потужності до 10м, що розташована біля покрівлі чорних кварцитів. Лінза родоніт-родохрозиту перекрита окисленими марганцевими рудами і омарганцованими сланцями. Підземні води приурочені до четвертинних відкладів і палеозойського комплексу порід. Рівні води в свердловинах встановлені на глибинах 25 м.

Дві менші рудні лінзи залягають нижче, в середній товщі чорних кварцитів. Чітко простежується вклинювання рудних лінз по простяганню й їхній повільний перехід у безрудні кварцити. Родоніт-родохрозитова порода добре ріжеться алмазними пилами, шліфується і приймає дзеркальну поліровку, зберігає щільність і цілісність у пластині до 1 мм. Придатна як сировина для виробництва обробних виробів і декоративної оздоблюваної плитки.

Наступним об'єктом нашого огляду є кляуза «Перкалаб», з якою пов'язана й історія лісосплаву на Буковині. Загалом, перші письмові згадки про сплав лісу в Українських Карпатах зустрічаються ще в друкованих джерелах часів Римської імперії. У Середньовіччі Тисою та Дністром інтенсивно транспортували карпатську деревину, а також прикарпатську та закарпатську сіль. На Буковині першою річкою, на якій розпочалися регулювальні роботи з лісосплаву, став Черемош. Протягом 1790-1812 рр. власники галицьких володінь у містечку Кути і буковинські землевласники очищали та регулювали русло річки. До середини 70-х рр. XIX ст. у сточищі Білого Черемошу вже існували два шлюзи – на допливах Пробійна та Лопушна. У 1869 р. споруджений перший шлюз на р. Ріпень (доплив Путилки). А в 1879 р. на р. Перкалаб, допливі Білого Черемошу, з'явився один із найбільших шлюзів – шлюз імені кронпринца Рудольфа з об'ємом водосховища 180 тис. м³ (Рис. 12).

Об'єкт зберігся натепер та знаходиться в напівзруйнованому стані. Є залишки як дерев'яно-кам'яної греблі-загати, так і водосховища. Розташований на 2,2 км південніше с. Перкалаб, поблизу впадіння в неї лівого допливу – потоку Прелучного (Рис. 13).

ПУТІВНИК ПОЛЬОВОЇ ЕКСКУРСІЇ
II Міжнародної конференції
РЕЛЬЄФ І КЛІМАТ



**Рис.12. Шлюз ім. кронпринца Рудольфа у с. Перкалаб (1879 р.).
Фото з архіву М. Григоряка**



Рис.13. Залишки кляузи «Перкалаб», 2018 р.

ПУТІВНИК ПОЛЬОВОЇ ЕКСКУРСІЇ

II Міжнародної конференції РЕЛЬЄФ І КЛІМАТ

Впродовж 80-90-х рр. XIX ст. споруджено також по одному великому шлюзу на рр. Бісків, Дихтинець, Яловичора, Грамотне, Сарата та два шлюзи на р. Путила. Будували їх і на р. Сучава (кляуза 1891 р.), проте вже на початку XX ст. сплави нею припинився.

У 20-30-х рр. XX ст. сплавленням деревини Білим Черемошем, від гребель до містечка Кути, керувала Польсько-румунська комісія, що знаходилась у м. Косові. Сплав здійснювався із застосуванням системи гідротехнічних споруд, з-поміж яких використовувалися як водозбірні, так і водонапірні греблі – т. зв. «гамованки» в сс. Яблуниця, Довгопілля, Полянки, Стебні, Дихтинець, Усть-Путила. Останні знижували швидкість течії та утворювали плеса для відстоювання плотів. В цей же час на Білому Черемоші було збудовано одну з найбільших та досконалих гребель у регіоні – Маріїну Гать. У період активного лісосплаву сумарна протяжність сплавних шляхів у сточищі Черемошу складала 205 км. У 1927 р., після стихійної повені та через її наслідки, сплав було призупинено на кілька років.

Наступна його значна активізація відбулася в післявоєнний період (Рис. 14). Заготівля лісу істотно зростала, а основним способом транспортування деревини залишався її сплав річками. Для цього у сточищі р. Черемошу спорудили достатньо густу мережу додаткових водосховищ, які допомагали регулювати рівні води (Рис. 17).



Рис.14. Сплав на р. Путила (сmt. Путила, 70-і рр. XX ст.). Фото з архіву М. Григоряка

Чергова катастрофічна повінь у 1969 р. істотно пошкодила гідротехнічні споруди. Після неї сплав лісу почав поступово знижуватися. Додатковими чинниками стали також розширення мережі автомобільних шляхів та збільшення кількості транспортних спецзасобів для перевезення деревини. Річковий сплав лісу поступово втрачав свою актуальність. Останній пліт на р. Черемош пройшов у серпні 1979 р. (Рис. 15, 16). Так відійшла в історію легендарна традиційна діяльність бокорашів, сплавників, плотогонів та керманічів (Буковинська Гуцульщина, 2017).

Сарата і Саратська ГЕС

Село Сарата (найвища точка – 1182 м), як і Перкалаба, – одне із навіддаденіших і найнедоступніших поселень Північної Буковини. Так, з долини Білого Черемоша дорога на Сарату не має мостів, тому за високої води вона непроїзна. Через відсутність транспортної інфраструктури село занепадає, хоча сам топонім населеного пункту (з румунської мови

ПУТІВНИК ПОЛЬОВОЇ ЕКСКУРСІЇ

II Міжнародної конференції РЕЛЬЄФ І КЛІМАТ

“sărata” – солоня) та сільські мешканці свідчать про традиції солеваріння способом випарування для отримання харчової кухонної солі.



**Рис. 15. Сплав на р. Черемош
(с. Шпетки, 1976 р.)
Фото з архіву М. Григоряка**



**Рис. 16. Один із останніх плотів
на р. Білий Черемош (1979р.)
Фото з архіву М. Григоряка**

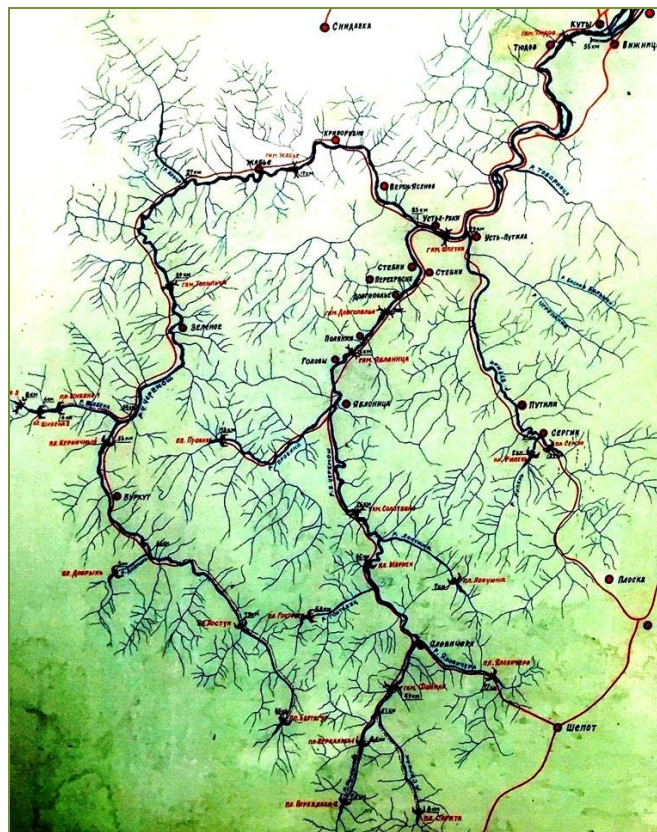


Рис.17. Картоschema розташування основних об'єктів лісосплаву у сточищі р. Черемош (60-ті рр. XX ст.) Фото з архіву М. Григоряка

Про можливість такого промислу свідчать і сучасні гідрологічні пам'ятки. Так, у нижній частині правого схилу долини р. Сарата, поблизу нижнього безіменного допливу цієї річки, функціонують три джерела бромно-хлоридно-натрій-кальцієвого складу, певним чином облаштовані й віднесені до категорії гідрологічних пам'яток природи місцевого значення. У

ПУТІВНИК ПОЛЬОВОЇ ЕКСКУРСІЇ

II Міжнародної конференції РЕЛЬЄФ І КЛІМАТ

джерелі “Сарата-1” мінералізація становить 22,1 г/л, джерелі “Сарата-2” – 25,6 г/л, джерелі “Сарата-3” – 9,5 г/л. Дебіт останнього визначений у 15 м³/добу. Мінералізацію слід пов’язувати з вилуговуванням засолених аргілітів та мергелів білотисенської світи нижньої крейди. Такі води придатні для організації на перспективу бальнеологічного закладу.

Ще один цікавий, хоча неоднозначний з точки зору раціонального природокористування, об’єкт в с. Сарата – осучаснена кляуза – мала гідроелектростанція (Рис. 18). Малі гідроелектростанції (МГЕС) в Україні – це гідроелектростанції із потужністю до 10 МВт. До 1964 р. у Карпатському регіоні функціонувало чимало МГЕС, які були зупинені після введення в експлуатацію Бурштинської ТЕС. У басейні річки Білий Черемош також діяла Яблуницька МГЕС, яка була збудована в 1961 р., проте через пожежу в 1990-х роках припинила свою діяльність. За останні роки будівництво малих гідроелектростанцій знову активізувалося. Сьогодні у сточищі Білого Черемошу діє 4 МГЕС та мікроГЕС – Яблуницька, Пробійнівська (Пробійнівська 1 та Пробійнівська 2) та Саратська (Рис. 18).



Рис. 18.Саратська мікроГЕС

Найбільшим забудовником МГЕС на території є зовнішньоекономічна асоціація «Новосвіт» (м. Вінниця). Організацією експлуатуються чи плануються до експлуатації малі ГЕС на річках Білий Черемош, Пробійнівка, Перкалаб, Сарата та Яловичора. На достатньо незначній території передбачається зосередити ще більше десятка малих та мікроГЕС. Зокрема, мова йде про розробку проектів для будівництва таких малих ГЕС – «Довгополе», «Голошинська МГЕС 1» та «Голошинська МГЕС 2», міні-ГЕС – «Яловичора», «Перкалаб», «Кляуза», «Калиничі», «Марііна Гать», «Черемошна» та ін. (Рис. 17.) Русловий характер водойм ГЕС може призвести до трансформації зарегульованих ділянок водотоків – параметрів гідралічного, руслового, температурно-льодового та гідрохімічного режимів води тощо.

Таке масове антропогенне втручання у природні екосистеми, які на сьогодні є практично незмінними або малозмінними й слугують еталоном автентичних природних гірських річок у Європі, здатне повністю зруйнувати не тільки ці річки як середовище існування сотень тисяч біологічних видів, але й інші біотопи та оселища, що органічно пов’язані з цими водними артеріями та природним гідрологічним режимом у них. Зокрема, р. Сарата разом із Перкалабом та Білим Черемошем входить до складу іхтіологічного заказника місцевого значення «Черемоський», а проєктована зарегульованість стоку може призвести до повного знищення цілого ряду водних, прируслових та заплавних біотопів.

РОБОЧІ ЗАПИСИ

РОБОЧІ ЗАПИСИ

РОБОЧІ ЗАПИСИ

РОБОЧІ ЗАПИСИ

РОБОЧІ ЗАПИСИ

РОБОЧІ ЗАПИСИ

Наукове видання

РЕЛЬЄФ І КЛІМАТ

МАТЕРІАЛИ
II Міжнародної конференції
(26-28 вересня 2018)

Комп'ютерна верстка:
Кирилюк С.М.

Світлини на обкладинці:
Ігор Руснак,
Дарія Холявчук,
архів товариства «Буковинська Гуцульщина» (М. Григоряк)