

## Список літератури

1. Солнцев Н. А. Снежники как геоморфологический фактор / Н. А. Солнцев - Москва, 1949. - 92 с.
2. Технічні звіти сніголавинної станції Пожежевська. - Ворохта-Яремче, 2012.
3. Тиханович Є. Лавини Українських Карпат: поширення і динаміка / Є. Тиханович, В. Біланюк. - Львів : ЛНУ імені Івана Франка, 2017. - 196 с.
4. Черногірський географічний стаціонар. - Львів : ЛНУ імені Івана Франка, 2005. - 132 с.

**Карабінюк М. М.**

*Львівський національний університет імені Івана Франка*

### **ДО ПИТАННЯ ЗЛЕДЕНІННЯ ЛАНДШАФТУ ЧОРНОГОРА В УКРАЇНСЬКИХ КАРПАТАХ (ІСТОРИЧНИЙ АСПЕКТ)**

Чорногора є найвищим гірським ландшафтом Українських Карпат із складною історією розвитку. Формування сучасної ландшафтної структури в різний час відбувалося під дією різних чинників морфогенезу. Гіпсометрично найвищий рівень ландшафту на висотах понад 1 450–1 600 м н. р. м. займають реліктові природні територіальні комплекси (ПТК), пов'язані із плейстоценовими зледеніннями, які є характерною ознакою високогірного ландшафтного ярусу Чорногори [7]. З ландшафтної точки зору, високогір'я у Чорногорі представлено трьома відмінними за генезисом видами висотних місцевостей. Це – денудаційне альпійсько-субальпійське високогір'я, давньольодовикове-екзараційне субальпійське високогір'я та нівальне-ерозійне субальпійське високогір'я [9, 10]. Гіпсометрично нижчий середньогірний ландшафтний ярус Чорногори формують також три види висотних місцевостей: м'яковипукле денудаційне лісисте середньогір'я, крутосхиле ерозійно-денудаційне лісисте середньогір'я та давньольодовикове акумулятивне лісисте середньогір'я [9].

Суттєвий вплив на формування ландшафтної структури альпійського субальпійського високогір'я Чорногори мали давньольодовикові зледеніння плейстоценового періоду, які були результатом значного похолодання клімату та депресії снігової лінії [21]. У результаті екзараційної діяльності давніх льодовиків значна частина висотної місцевості денудаційного високогір'я із згладженими і слабпохилими поверхнями, сформованими в нижньому міоцені, у плейстоцені зазнала нівальної обробки і розчленування, внаслідок чого сформувався своєрідний комплекс давньольодовикових форм рельєфу, представлений численними цирками, карами, нівальними нішами, троговими долинами та ін., на основі якого сформувалась висотна місцевість давньольодовикове-екзараційного високогір'я [9].

Реліктові форми плейстоценових зледенінь різняться розмірами і формою, глибиною врізання, крутизною стінок та іншими морфологічними ознаками і поширені на всій території високогірного ландшафтного ярусу Чорногори [1, 4–6, 9, 15, 17, 20, 21, 23, 24 та ін.]. Вони переважно приурочені до головного вододільного хребта ландшафту та його відрогів на висотах від 1 450–1 500 до 1 800 м [8]. Найкраще вони збереглися у високогірній частині підвітреного північно-східного макросхилу Чорногори, зокрема у верхів'ях річок Лазещина, Прут, Бистрець, Дземброя та ін.

Сукупність давньольодовикове-екзараційних форм рельєфу (карів, карлінгів, нівальних ніш, льодовикових долин та ін.) з характерною сильною розчленованістю, значною крутизною схилів та наявністю гострих гребенів формують так званий альпійський рельєф [4, 13, 14]. Власне наявність альпійського рельєфу і високогірної рослинності (субальпійського гірсько-соснового і зелено-вільхового криволісся та

альпійських лук) надає Чорногорі рис високогірного ландшафту і є характерною ознакою високогірного ландшафтного ярусу.

Крім того, під дією інтенсивних нівально-ерозійних процесів у період плейстоценових зледенінь на південно-західному макросхилі головного вододільного хребта Чорногори сформувався комплекс нівально-ерозійних форм рельєфу, представлений амфітеатрами древніх фірнових полів, на основі яких розвинулась висотна місцевість нівально-ерозійного високогір'я [10].

Отже, наявність давньольодовиково-екзарацийних і нівально-ерозійних форм рельєфу на головному вододільному хребті Чорногори є переконливим доказом зледеніння ландшафту під час загального похолодання клімату в плейстоцені. Однак хронологія зледенінь у Чорногорі не є однозначною, що пов'язано зі складністю палеогеографічної реконструкції розвитку ландшафту в четвертинному періоді.

Одним із перших дослідників давньольодовикового рельєфу Чорногори був Б. Свідерський (1932, 1938), який вивчаючи гляціальні форми рельєфу і різновікові моренні комплекси північно-східного макросхилу ландшафту, прийшов до висновку про його дворазове зледеніння. Давніший комплекс морен та високі флювіогляціальні тераси, що головню зосереджені на межиріччях потоків Гаджини і Кізі, між Прутом і Трипором та ін., на його думку, свідчать про міндельське зледеніння [21]. Молодший комплекс морен, який приурочений до річкових долин Прута, Дземроні, Кізі та ін., він відносив до ріського зледеніння з характерними трьома-чотирма стадіями згасання [20, 21]. Б. Свідерський зробив припущення, що валунний покрив більш високих терас до 30 м у долинах і на межиріччях вище згаданих річок Чорногори є слідами ще давнішого доміндельського зледеніння, тоді як ймовірність вюрмського зледеніння в Чорногорі він заперечував [21].

Погляди Б. Свідерського [20, 21] на вік плейстоценових зледенінь у Чорногорі розділяє Я. С. Кравчук (2006, 2008, 2018). Він звернув увагу, що в еоплейстоцені (міндель) та мезоплейстоцені (рісс) відбувалися найзначніші похолодання клімату в Україні за весь плейстоценовий період [5]. Відсутність слідів вюрмського зледеніння в Чорногорі Я. С. Кравчук пояснює підняттям снігової лінії з еоплейстоцену, яка на той час була максимально знижена на 1 450–1 500 м над р. м., а до початку вюрмського зледеніння в дещо вищих від Чорногори (на 500–600 м) Татрах і Трансівальнських Альпах перевищила абсолютні висоти масиву [5, 6]. Про низьку ймовірність вюрмського зледеніння в Чорногорі висловлювався також А. В. Матошко (2004), опираючись на значну висоту снігової лінії під час вюрмського зледеніння Татр (1 825–2 075 м над р. м.) та Південних Карпат (2 035–2 203 м над р. м.).

Дещо інші дані про особливості розвитку Чорногори у четвертинний період і вік плейстоценових зледенінь були отримані Г. В. Козієм (1932, 1950) у результаті детальних досліджень і аналізу торфовищ за допомогою споро-пилкового палеогеографічного методу. Серед 21 обстеженого ним торфовища, найстарішим за віком виявилось торфовище між вершинами Брецул і Пожежевська, у профілі якого Г. В. Козієм було виділено три горизонти, що пов'язані із трьома етапами в розвитку ландшафту: нижній – останнім міжльодовиковим, середній – останнім льодовиковим, верхній – післяльодовиковим [3]. На основі датування пилку середнього горизонту профілю торфовища Г. В. Козій встановив, що в ньому зосереджена найбільша кількість спор різних мохів з домішкою гіської сосни (жерепа), які вказують на найхолоднішу фазу останнього льодовикового періоду [16]. На його думку, стратиграфія брецульського торфовища та морфологічні особливості морен у верхів'ї р. Прут вказують, що формування останніх відбувалося під час вюрмського зледеніння, яке пов'язане з останньою депресією клімату, а комплекс морен у верхів'ях річок Бистреця та Дземроні пов'язаний з передостаннім (ріським) зледенінням [3]. На ранішу льодовикову діяльність у Чорногорі у мезоплейстоцені, на думку Г. В. Козія, також

вказує наявність у нижньому горизонті брецкульського торфовища слідів давніх торфовищ ймовірно льодовикового походження, які були сформовані до початку вюрмського зледеніння та були характерні для котловин масиву, але під час останнього зледеніння були майже повністю знищені [3].

Вивчаючи давньольодовикові форми рельєфу Чорногори, П. М. Цись (1955, 1968) основну акумуляцію морен у басейні р. Прут синхронізував із третьою та четвертою терасами і прийшов до висновку про дві стадії вюрмського зледеніння. Товщ уламкового матеріалу на схилах долин потоків Мунчела, Дземброньки, Скорушні деяких ділянок їх межиріч та ін., які Б. Свідерський [21] вважав за давньодоміндельського зледеніння, П. М. Цись відносив до ріського зледеніння [12].

На основі ландшафтного аналізу та синхронізації давньольодовикових відкладів із річковими терасами Чорногори Г. П. Міллер (1961, 1963) прийшов до подібних з П. М. Цисем висновків про вюрмське (дві стадії) та ріське зледеніння ландшафту, виявивши їхні сліди не тільки на північно-східному макросхилі масиву, а й на південно-західному. Зокрема, в басейнах потоків Балцатул та Бребенескул він виокремив два різновікові льодовикові комплекси з різним характером розчленування та гіпсометричним положенням. Старший комплекс флювіогляціальних товщ, пов'язаний із високими (35–55 м) цокольними терасами з 12–25 метровою товщею валунів і піщано-глинистого матеріалу, був віднесений Г. П. Міллером до першої фази вюрму, а молодший комплекс валів бічних, стадіальних і кінцевих морен, зосереджений головню в днищах річкових долин до другої фази вюрму [8, 9].

Новіші дані про розвиток плейстоценових зледенень у Чорногорі були отримані П. Р. Третьяком та М. П. Кулешком (1982) шляхом детального вивчення давньольодовикових форм рельєфу та радіовуглецевого аналізу торфів у верхів'ї басейну р. Прут. Вони ідентифікували і визначили точний вік численних моренних кінцевих гряд, пов'язаних з деградацією останнього зледеніння Чорногори, і, таким чином, підтвердили льодовикову діяльність у вюрмі [11]. Ними було встановлено, що вік моренних відкладів останньої фази вюрмського зледеніння становить 12,5–13,0 тис. років, після чого відбувалось формування найстаріших кінцевих гряд в результаті відступання вюрмських льодовиків [11].

Про наявність потужних льодовиків в Чорногорі у пізньому плейстоцені також свідчать результати хроностратиграфічних досліджень нівально-гляціальних комплексів ландшафту, виконаних М. М. Ковалюхом, Л. В. Петренком та П. Р. Третьяком (1985). У результаті датування похованих торфів у верхів'ях річок Прут і Дземброня за допомогою радіовуглецевого методу і аналізу загальної геохронології нівально-гляціальних відкладів Чорногори вони розробили шкалу абсолютного віку основних природних ритмів ландшафту за період голоцену та частково плейстоцену і фактично підтвердили, що перший етап деградації другої стадії вюрмського зледеніння закінчився близько 12,3 тис. років тому [2].

Результати останніх досліджень давньольодовикових форм рельєфу верхів'я р. Прут та особливостей хронології молодшого дріасу в Чорногорі В. Рінтеркнехта та ін. (2012) опираються на датування моренних відкладів днища кару між вершинами Брескул і Пожежевська і свідчать про льодовикову активність під час вюрмського зледеніння. Було визначено, що вік відібраних на аналізи валунів становить 10,8–13,8 тис. років, а середній час формування цих морен коливається від 12,4 до 12,9 тис. років тому [19]. Ці дані свідчать про активні екзараційні та акумулятивні процеси в кінці вюрмського зледеніння та на початку його деградації в древньому голоцені. Дослідники також прийшли до висновку, що вюрмське зледеніння не має еквіваленту в українській стратиграфії, оскільки формування льодовиків було обмежене найвищими масивами Українських Карпат [19]. Результати досліджень В. Рінтеркнехта та ін. (2012) добре узгоджуються із даними П. Р. Третьяка та М. П. Кулешка [11].

Плейстоценові зледеніння не обмежувались тільки найвищими масивами Українських Карпат, а були притаманні і для інших гірських масивів Карпат. Численні реліктові форми рельєфу, головню рісського і двох стадій вюрмського зледенінь, були виділені також П. Урдеа (2004) в горах Родна (відстань від Чорногори становить менше 100 км). Він провів геоморфологічний аналіз давньольодовикових форм рельєфу Румунських Карпат та відзначив тут значне поширення цирків, льодовикових долин, фронтальних морен та ін. аналогічної як у Чорногорі північно-східної орієнтації. На його думку, найнижча фронтальна морена була відкладена під час більш потужного рісського зледеніння, коли снігова лінія опускалась найнижче, на висоти 1 640–1 700 м над р. м., а льодовики досягали довжини 17 км спускаючись по долинах річок до висот 848–1100 м над р. м. [22]. Під час вюрмського зледеніння в горах Родна льодовикові язики опускалися до висот 1190 м над р. м. та характеризувались значною потужністю, займали внутрішні частини рісських цирків та льодовикових долин і виробили нові екзарційні форми розширивши давньольодовикові комплекси рельєфу [22].

Отже, морфологічний аналіз льодовикових долин Чорногори П. М. Циця (1955, 1968) та Г. П. Міллера (1961, 1963), а також радіовуглецеве датування торфів нивально-гляціальних відкладів північно-східного макросхилу ландшафту П. Р. Третяка і М. П. Кулешка (1982), М. М. Ковалюха, Л. В. Петренка та П. Р. Третяка (1985) підтверджують погляди Г. В. Козія (1932, 1950) про дворазове зледеніння головного вододільного хребта Чорногори у рісці та вюрмі, які опирались на датування торфовищ масиву за допомогою спорово-пилкового палеогеографічного методу. Найновіші дослідження хронології зледеніння Українських (В. Рінтеркнехта та ін. (2012)) та Румунських Карпат (П. Урдеа (2004)) підтверджують правильність цих висновків. Тому, є підстави вважати, що рісський та вюрмський (дві стадії) вік плейстоценових зледенінь в Чорногорі є достатньо обґрунтованим.

#### Список літератури

1. Болюх О. И. Геоморфология и вредные стихийные процессы территории Борохтянского лесокombината / О. И. Болюх, Я. С. Кравчук // Отчёт по теме 52–66 и 43–67 за 1966–1977 гг. "Геоморфология Украинских Карпат". – Львов, 1967. – 114 с.
2. Ковалюх Н. Н. Геохронология нивально-гляциальных отложений среднегорья Украинских Карпат / Н. Н. Ковалюх, Л. В. Петренко, П. Р. Третяк // Бюро комис. по изучению четвертичного периода. – М.: Наука, 1985. – № 54. – С. 113–118.
3. Козий Г. В. Четвертичная история восточно-карпатских лесов : Автореф. дисс. ... д-ра биол. наук / Г. В. Козий. – Львов, 1950. – 30 с.
4. Кравчук Я. С. Альпійський рельєф Українських Карпат / Я. С. Кравчук // Проблеми геоморфології і палеогеографії Українських Карпат і прилеглих територій : Збірник наукових праць. – Львів : Видавничий центр ЛНУ імені Івана Франка, 2006. – С. 7–18.
5. Кравчук Я. С. Геоморфологія Полонинсько-Чорногірських Карпат: Монографія / Я. С. Кравчук. – Львів : Видавничий центр ЛНУ імені Івана Франка, 2008. – 188 с.
6. Кравчук Я. С. Дискусійні питання з історії розвитку рельєфу Українських Карпат / Проблеми геоморфології і палеогеографії Українських Карпат і прилеглих територій. – 2018. – Вип. № 8. – С. 3–23.
7. Мельник А. В. Чинники формування та критерії виділення високогірного ландшафтного ярусу в Чорногорі (Українські Карпати) / А. В. Мельник, М. М. Карабінюк // Проблеми геоморфології і палеогеографії Українських Карпат і прилеглих територій. – 2018. – Вип. № 8. – С. 24–41.
8. Міллер Г. П. Про четвертинне зледеніння Чорногори / Г. П. Міллер // Доповіді та повідомлення Львівського університету. – 1961. – С. 179–181.

9. Миллер Г. П. Структура, генезис и вопросы рационального использования ландшафта Черногоры в Украинских Карпатах : автореф. дис. ... канд. геогр. наук : спец. 11.00.01 / Г. П. Миллер. – Львов : Львов ун-т., 1963. – 23 с.
10. Міллер Г. П. Ландшафтна диференціація території КБЗ // Біорізноманіття Карпатського біосферного заповідника / Г. П. Міллер, О. М. Федірко, В. П. Брусак. – ІнтерЕкоЦентр, 1997. – С. 96–113.
11. Третяк П. Р. Деградація останнього зледеніння в Карпатах / П. Р. Третяк, М. П. Кулешко // Доп. АН УРСР, сер. Б., 1982. – Вип. № 8. – С. 25–30.
12. Цись П. Н. О древнем оледенении Карпат / П. Н. Цись // Доповіді та повідомлення. – 1955. – Вип. № 6 (Ч. 2.). – С. 6–8.
13. Цись П. Н. Полонинский пенеппен и денудационные уровни Советский Карпат / П. Н. Цись // Геологический сборник. – 1957. – Вып. 4. – С. 313–330.
14. Цись П. М. Геоморфологія і неотектоніка / П. М. Цись // Природа Українських Карпат / [За ред. К. І. Геренчука]. – Вид-во Львів. ун-ту імені Івана Франка, 1968. – С. 50–86.
15. Gaşiorowski H. Ślady glacyalne na Czarnohorze / H. Gaşiorowski // Kosmos. – 1906. – № 31. – S. 148–168.
16. Kozij G. Wysokogórskie torfowiska północno-zachodniego pasma Czarnohory / G. Kozij // Pamiętnik Państwowego Instytutu Naukowego Gospodarstwa Wiejskiego w Puławach, 1932. – T. 13. – S. 163–179.
17. Matoshko A. Pleistocene glaciations in Ukraine / A. Matoshko // Quaternary Glaciations e Extent and Chronology. Part 1: Europe. Elsevier / J. Ehlers, P. Gibbard (Eds.). – Amsterdam, 2004. – P. 404–418.
18. Pawłowski S. Ze studiów nad zlodowaczeniem Czarnohory / S. Pawłowski // Prace Towarzystwa Naukowego Warszawskiego. – 1915. – 3 (10). – 60 s.
19. Rinterknecht V. Expression of the Younger Dryas cold event in the Carpathian Mountains, Ukraine? / V. Rinterknecht, A. Matoshko, Y. Gorokhovich, D. Fabel, S. Xue // Quaternary Science Reviews. – 2012. – Vol. 39. – P. 106–114.
20. Świdorski B. Ślady zlodowacenia górnej doliny Prutu / B. Świdorski // Rocznik Pol. Tow. Geol. – 1932. – № 8 – S. 1–17.
21. Świdorski B. Geomorfologia Czarnohory = Géomorphologie de la Czarnohora (Karpates orientales polonaises): z barwną mapą geomorfologiczną w skali 1:25 000 / B. Świdorski. – Warszawa : Wydaw. Kasy im. Mianowskiego – Instytut Popierania Nauki, 1938. – 106 s.
22. Urdea P. The Pleistocene glaciation of the Romanian Carpathians / P. Urdea // Quaternary Glaciations e Extent and Chronology. Part 1: Europe. Elsevier / J. Ehlers P. Gibbard (Eds.). – Amsterdam, 2004. – P. 301–308.
23. Vitasek Fr. Prispěvky k poznání starych ledovcu u parvenu Tisy Dile na Charnehore // Sbornik Ceskoslovenske společnosti zemepisne svazku. XXVIII. Sesit 7–8. Praha, 1922. – P. 197–203.
24. Vitasek Fr. Naše hory ve věku ledově / F. Vitasek. – Praha. – 1924. – 86 p.

***Карабінюк М. М., Шубер П. М.***

*Львівський національний університет імені Івана Франка*

### **ЗМІНИ КЛІМАТИЧНИХ УМОВ У ЛІСИСТОМУ СЕРЕДНЬОГІР'І ПІВНІЧНО-СХІДНОГО СЕКТОРУ ЛАНДШАФТУ ЧОРНОГОРА У 2000–2017 РОКАХ**

Ландшафт Чорногора є найвищим гірським масивом Українських Карпат, який вирізняється значним ландшафтним різноманіттям і добре вираженою висотною диференціацією природних територіальних комплексів (ПТК) різного віку та генезису