

УДК 551.435.04(477.8:292.452-192.2); DOI 10.30970/gpc.2019.1.2808
**ФОРМУВАННЯ РЕЛЬЄФУ ПЕРЕДКАРПАТТЯ І ЗАКАРПАТТЯ
У ПЛІОЦЕН-ПЛЕЙСТОЦЕНІ І НА РАННІХ ЕТАПАХ**

Ярослав Кравчук, Василь Чалик

*Львівський національний університет імені Івана Франка,
yaroslavkravchuk@ukr.net; orcid.org/0000-0001-9961-8895*

Анотація. Сарматсько-паннонський та понт-пліоценовий періоди найважливіші у формуванні рельєфу Внутрішнього Передкарпаття і Солотвинської улоговини. Внаслідок інтенсивних піднять у верхньому міоцені Передкарпатське море відтіснилося на схід і північний схід. На звільненій від моря суші зароджується гідромережа, ріки посуваються за відступаючим морем у північно-східному та південно-східному напрямках. Перші річкові долини, на відміну від сучасних поперечних, мали діагональний і поздовжній напрями.

З понт-пліоценовим часом пов'язують заключну фазу тектогенезу Карпат і Передкарпаття, доказом чого є недислокована пліоценова денудаційна поверхня (Гофштейн, 1985) або верхній денудаційний рівень (Тессейр, 1933).

У Солотвинській улоговині раніше, ніж у Мукачівській, настав континентальний режим, сформувалися денудаційні та денудаційно-аккумулятивні поверхні. До таких належить найдавніший денудаційний "Кичерський рівень" Г. Алфер'єва (1948), вік якого вважають ранньопаннонським.

Молодші денудаційні та денудаційно-аккумулятивні поверхні узгоджуються з Передкарпаттям і Закарпаттям. У Передкарпатті автори здебільшого виокремлювали дві денудаційно-аккумулятивні поверхні (тераси) – Красної та Лоевої, а у Закарпатті три (Ділоцьку, Боронявську і Шардинську).

У Передкарпатті вперше виокремлені педименти (Кравчук, 1971), які датували пліоценом – раннім плейстоценом. Згодом І. Гофштейн запропонував датувати їх пізнім пліоценом за аналогією із закарпатськими Є. Мазура (1963), однак й не заперечував, що їхнє формування продовжувалось у плейстоцені.

Тривале послаблення піднять у ранньому плейстоцені спричинило переважання бічної ерозії, розширення днищ долин та інтенсивний розмив давніших терас (денудаційно-аккумулятивних поверхнь).

Аналіз терасових комплексів Передкарпаття і Закарпаття уможливило за відносними висотами визначити середні висоти пліоцен-плейстоценових піднять, які підтверджують синхронність розвитку рельєфу цих регіонів.

Ключові слова: денудаційні та денудаційно-аккумулятивні поверхні; тераси; педименти; пліоцен-плейстоценові підняття; Передкарпаття; Закарпаття.

**PRECARPATHIAN AND TRANSCARPATHIAN LANDFORM EVOLUTION IN THE
PLIOCENE-PLEISTOCENE AND AT EARLY STAGES**

Yaroslav Kravchuk, Vasyl Chalyk

Ivan Franko National University of L'viv

Abstract. The Sarmatian-Pannonian and Pontian-Pliocene stages are most important in the landform evolution of the Inner Precarpathians and Solotvyn basin. Due to the intense elevations in the upper Miocene, the Precarpathian Sea was pushed to the east and northeast. On the land freed from the sea, a hydrographic network was created, and rivers moved along the retreating sea in Northeast and Southeast directions. Original river valleys were of diagonal and inline outflow directions unlike modern transverse valleys.

The Pontian-Pliocene is associated with the final phase of Carpathian and Precarpathian tectogenesis, and the proof is the undisturbed Pliocene denudation surface (Hofstein, 1985) or the upper denudation level (Teisseyre, 1933).

The Sotolvyno basin had continental regime before the Mukachevo basin had, so the Sotolvyno basin got denudation and denudation-accumulative surfaces formed. These include the oldest denudation “Kichersky Level” researched by H. Alferyev (1948), which is believed to date to the early Pannonian.

Younger denudation and denudation-accumulative surfaces are consistent with the Precarpathian and Transcarpathian regions. In the Precarpathian region, most authors distinguished two denudation-accumulative surfaces (terraces) – Krasna and Loyeva, and in the Transcarpathian, three – Dilotska, Boronyavska and Shardynska.

In the Precarpathian region, they first identified pediments (Kravchuk, 1971), dating back to the Pliocene – early Pleistocene. Subsequently, I. Hofstein suggested that they should be dated the late Pliocene by analogy with the Transcarpathian pediments of Ye. Mazur (1963), but he did not deny that their formation continued in the Pleistocene.

The prolonged weakening of the elevation in the early Pleistocene led to the predominance of lateral erosion, expansion of valley bottoms, and intense erosion of ancient terraces (denudation-accumulating surfaces).

The analysis of terrace complexes in the Precarpathians and Transcarpathians makes it possible to determine the average heights of the Pliocene-Pleistocene elevations, which confirms the synchronicity of the landform evolution in these regions.

Key words: denudation and denudation-accumulative surfaces; terraces; pediments; Pliocene-Pleistocene elevation; Precarpathians; Transcarpathians.

Вступ. Детальне вивчення рельєфу Українських Карпат пов’язане зі створенням “Геологічного атласу Галичини” у масштабі 1:75 000 (1877–1911). Автори цієї праці зробили величезний внесок у розвиток нових ідей щодо будови Карпат.

Значну увагу приділяли характеристиці пліоцен-плейстоценових відкладів і пов’язаними з ними формами рельєфу. Серед дослідників, які детально описали плейстоценові відклади на території Передкарпаття і Поділля, варто згадати Ф. Беняша (1910), М. Ломницького (1894) і В. Тессейра, автора порівняльної характеристики Карпат і Передкарпаття (1907; 1921).

У 90-х роках XIX – на початку XX століть активно вивчав рельєф Українських Карпат С. Рудницький – перший український геоморфолог (Кравчук, 2017). Його монографія “Знадоби до морфології карпатського сточища Дністра” вийшла друком 1905 року, а 1907 року побачила світ монографія “Знадоби до морфології підкарпатського сточища Дністра”. Протягом 1925–1927 рр. у видавництві ужгородської “Просвіти” видрукували його монографію у двох частинах “Основи морфології і геології Підкарпатської Русі і Закарпаття взагалі”.

З початком XX століття зросла кількість наукових праць з геоморфології і четвертинної геології Карпат і Передкарпаття. Багато дослідників намагались вирішити проблеми зледеніння цього регіону (Шайноха, 1901; Ромер, 1906, 1907, 1928, 1929; Запаловіч, 1912, 1913; Павловський, 1910, 1915, 1926, 1933; Покорни, 1913).

У цей час Є. Ромер публікує праці з історії долини Дністра (1906) та морфометричного аналізу хребтів Карпат. Серед його наукових доробків варто зазначити такі: детальний морфолого-структурний аналіз гірських груп Східних

Карпат; розробка генетично-хронологічного підходу для вивчення долини Дністра; вирішення кількох проблем, пов'язаних зі зледенінням Карпат на прикладі Свидівця і Сянсько-Дністерського межиріччя, а також висунення оригінальної теорії “Татранської льодовикової епохи”, яка відрізняється від альпійського перебігу зледеніння.

Учні і співпрацівники Є. Ромера також активно працювали у Передкарпатті. Зокрема, Ю. Чижевський досліджував проблеми генези долини Дністра і виконав геоморфологічну регіоналізацію Передкарпаття (1928, 1934), а проблеми вершинної поверхні Карпат, денудаційних рівнів і терас Передкарпаття вивчав Г. Тессейр (1928, 1933, 1938).

Період між двома світовими війнами відзначився багаточисельними дослідженнями Українських Карпат геологами і геоморфологами Польщі, Чехословаччини та Румунії. Розпочалося великомасштабне геологічне картографування у межах Львівської, Івано-Франківської та Чернівецької областей.

Після Другої світової війни дослідження геолого-геоморфологічної будови Українських Карпат здійснювали Львівська і Закарпатська геологічні експедиції з одночасним складанням геологічної та геоморфологічної карт. Генезі та історії розвитку рельєфу Українських Карпат присвятили свої праці Г. Алфер'єв, В. Бондарчук, М. Єрмаков, В. Іванов, Г. Раскатов, О. Спірідонов, К. Геренчук, П. Цись, І. Гофштейн, О. Адаменко та ін.

Формування морфоструктури на ранніх етапах. Аналіз корелятних відкладів Передкарпатського прогину засвідчує, що з кінця середнього та початку верхнього міоцену у Карпатах періоди інтенсивних піднять змінювалися періодами відносного тектонічного спокою. Відклади косівської світи, представлені вербовецькими, прутськими, коломиїськими та клокучинськими шарами, зачислюють за МСШ–2004 до торгону (верхній міоцен) (Андреєва-Григорович та ін., 2004). У Внутрішній зоні прогину присутні тільки вербовецькі і прутські шари, що засвідчує початок континентального режиму у Внутрішньому Передкарпатті.

Внутрішня (епігеосинклінальна) зона прогину у цей період була покрита затоками моря і лагунами. Основним джерелом змиву для косівської світи були Карпати і піднята частина Внутрішнього Передкарпаття (Бориславсько-Покутський і Самбірський покриви). З часом формування глинистих відкладів косівської світи І. Гофштейн (1964) пов'язує один з періодів вирівнювання рельєфу Карпат. Однак П. Цись (1968), заперечуючи ці висновки, наполягає на наявності грубоуламкових фацій бадену у Солотвинській западині, які є доказом інтенсивних висхідних рухів у Карпатах. Глинистий склад косівської світи він пояснює глибоководністю басейну, віддаленістю берегової лінії від Карпат і меншою амплітудою піднять Зовнішньої зони.

З клокучинськими шарами косівської світи верхнього бадену пов'язують пістинські конгломерати. У Покутському Передкарпатті товща покотських глин потужною пачкою пістинських конгломератів розділена на верхні та нижні покотські глини. Щодо пістинських конгломератів є одноставна думка – це дельтові відклади давньої праріки. Вони складаються з гальки порід карпатського флішу, а також гальки метаморфічних порід, вимитих зі слобідських конгломератів ранньоміоценового віку. Пістинські конгломерати,

що віялоподібно виклинюються на північ, заміщені вугленосними відкладами. За виявленими у їхній товщі молюсками (Вялов, 1960) пістинські конгломерати з нижньопокутськими глинами зачисляють до косівської світи (верхній баден, паннонський ярус – МСШ–2004 (Андреева-Григорович та ін., 2004)). Дельтову природу пістинських конгломератів найповніше підтвердили І. Гофштейн і В. Костюк (1960): 1) конгломерати фаціально заміщуються лагунно-континентальними відкладами; 2) утворюють потужну лінзу серед піщанистих відкладів; 3) площа поширення конгломератів виглядає як широкий конус виносу; 4) на північний захід конгломерати заміщуються вугленосними шарами з листям гірської флори і слідами далекого перенесення. Велика потужність піщано-конгломератової товщі (1 400 м) засвідчує значну висоту Карпат у цей час, інтенсивне піднімання їх і прилеглих ділянок Внутрішнього Передкарпаття.

У північно-західній частині прогину подібними за походженням до пістинських є радицькі конгломерати старшого віку, у складі яких домінують галечники і валуни з карпатського флішу. Їх також вважають прибережним конусом виносу давньої праріки. Відкладення пістинських і радицьких конгломератів припадає на періоди значного розвитку ерозійних процесів унаслідок інтенсивних піднять Флішових Карпат.

У другій половині верхнього бадену (сарматський і паннонський регіоярус – МСШ–2004 (Андреева-Григорович та ін., 2004) Зовнішнє Передкарпаття і прилегла частина платформи різко опускаються, утворюючи глибоководний морський басейн. Тут продовжують накопичуватись моласові відклади вербовецьких, прутських, коломиїських, клокучинських шарів косівської світи потужністю до 1 700 м, а також останньої у Передкарпатті дашавської світи потужністю до 3 500 м. У Внутрішній зоні Передкарпаття, де домінував континентальний режим, відкладалися тільки вербовецькі та прутські шари потужністю 200 м, а відклади дашавської світи, відкладені у затоках і лагунах, представлені фрагментами потужністю до 100 м.

Накопичення молас у Закарпатському внутрішньому прогині, порівняно з Передкарпатським прогином, розпочалось дещо пізніше. У період відкладання у Внутрішній зоні Передкарпатського прогину потужної товщі нижніх молас у Закарпатському прогині опускання було незначним, а іноді змінювалося підняттям. Свідченням цього є незначна потужність відкладів грушівської (100–200 м) і буркалівської (80–120 м) світ, їхнє спорадичне поширення. Порівнюючи стратиграфічний розріз Закарпатського прогину з МСШ–2004 (Андреева-Григорович та ін., 2004), перші моласи датують егерським та егенбурзьким регіоярусами (аквітан-бурдигал). Наявність отнангського і карпатського ярусів бурдигалу у Закарпатському прогині достовірно не підтверджено (Тектоника Украинских Карпат, 1988), хоча окремі дослідники терешульські конгломерати зачисляють до карпатського регіоярису (Лозиняк і Петрашкевич, 1995).

На структурах Закарпатського внутрішнього прогину і Паннонської западини сформувалася Закарпатська рівнина, яка меридіональним відрізком Вулканічного (Вигорлат-Гутинського) пасма поділена на Мукачівську і Солотвинську улоговини. Час формування Закарпатського прогину майже збігається з формуванням Передкарпатського, проте потужність моласових відкладів у нижньому міоцені Передкарпатського прогину вимірюється тисячами метрів, а Закарпатського – сотнями. Морський режим у Закарпатті тривав значно довше –

у плейстоцені (чопська світа), а у Передкарпатті закінчився у верхньому міоцені (дашавська світа).

Формування рельєфу (пліоцен-плейстоценовий етап) у часовому вимірі зрівноважилось в обох прогінах. Формування долиної мережі, терасових комплексів, денудаційних і денудаційно-аккумулятивних поверхонь тривало синхронно.

У Солотвинській улоговині, в якій значно раніше, ніж у Мукачівській, настав континентальний режим, сформувалися старші за віком денудаційні та денудаційно-аккумулятивні поверхні. Найдавнішу поверхню виокремив Г. Алфер'єв (1950) під назвою "Кичерський рівень" у східній і центральній частинах Солотвинської улоговини. Ця поверхня добре простежується на абсолютних висотах 500–700 м і відносних висотах 200–300 м. З часом Кичерська поверхня поширилась на Полонинський хребет (Гофштейн, 1964), а також на Свидовецький масив і Стрімчакову зону (Кравчук, 2008, 2012). Встановлюючи вік цієї поверхні переважно орієнтувалися на співставлення її з ефузивами Вигорлат-Гутинського пасма і на цій основі робили висновок про доплейстоценовий вік.

Враховуючи велику диференціацію неотектонічних рухів Вулканічного пасма у плейстоцені, В. Чалик (1971) вважав, що при встановленні віку Кичерської поверхні слід орієнтуватись на залишки і сліди давнього алювію, які збереглися на окремих вершинах Солотвинської улоговини.

Дослідженням мікрофауни галечників давніших поверхонь, зокрема Ділоцької, було встановлено її вік як пізньопліоценовий (Адаменко та ін., 1977). Виділені І. Гофштейном Шардинська і Боронявська денудаційно-аккумулятивні поверхні датували, відповідно, пліоценом та нижнім плейстоценом. Такий вік для аналогічних рівнів у Передкарпатті (поверхні Красної і Лоевої) запропонований їхнім першовідкривачем Г. Тессейром (1933).

Щодо давньої суперечки М. Демедюка (1982) та І. Гофштейна (1985) про денудаційно-аккумулятивні поверхні у Мукачівській і Солотвинській улоговинах, то обидва мали рацію. Заперечення М. Демедюком Ділоцької (Скридейської) поверхні у Мукачівській улоговині вздовж прилеглого Вулканічного пасма вважаємо безпідставним. Так само логічно зачислити за віком Шардинську поверхню до плейстоцену, а Боронявську, яка знаходиться на вищих абсолютних (378 м) і відносних (до 200 м) висотах – до пліоцену (Демедюк, 1982).

В алювії Шардинської (Великокопанської) поверхні присутня галька з Мармароського кристалічного масиву, що є свідченням інтенсивного розмивання р. Тисою. Порівняно різке сповільнення розмивання у нижньоплейстоценовий час пов'язують з похолоданням (міндельське зледеніння) і спадом енергії рік. Доказом цього вважають зміну кольору алювіальних суглинків з переважаючого жовто- і вохристо-бурого на дещо блідіший.

Режими денудаційних і денудаційно-аккумулятивних поверхонь вирівнювання добре представлені як у Закарпатті, так і на Передкарпатті. Докорінна різниця при вивченні поверхонь вирівнювання між двома регіонами – це наявність місцями потужних товщ алювію на Закарпатті, що дає змогу точніше встановлювати їхній вік. Окрім відомих на Передкарпатті поверхонь Красної та Лоевої, а на Закарпатті – Ділоцької, Боронявської і Шардинської, словацькі дослідники виокремили прирічкові педименти (Мазур, 1963) пізньопліоценового

віку, які простежуються також і в гірській частині. На території Передкарпаття вперше педименти описані 1971 року (Кравчук, 1971). Педименти у Передкарпатті, відповідно до класифікації Д. Панова (1966), зачислені до делювіально-дефляційного типу, характерного для областей гумідного клімату. Високе зволоження поверхні схилів сприяло розвитку процесів делювіального змиву і паралельному відступанню схилів. Одночасно могли розвиватися і процеси дефлюкції – зміщення поверхневих відкладів поверхнею схилу. В умовах перезволоження поверхневих відкладів дефлюкційні процеси могли відбуватися з процесами соліфлюкції (Кравчук, 1971, 1999).

Вік педиментів датували нижнім пліоценом – раннім плейстоценом. Згодом І. Гофштейн (1985) запропонував зачислити їх до пізнього пліоцену, аналогічного із закарпатськими Є. Мазура (1963), однак не заперечував, що формування їх не продовжувалось пізніше. Це засвідчує їхнє злиття з денудаційно-аккумулятивною поверхнею Лоевої ранньоплейстоценового віку.

Залишки верхньопліоценової денудаційно-аккумулятивної поверхні знаходимо на межиріччі Свічі–Чечви (г. Залісся), Лімниці–Бистриці Солотвинської (г. Красна, урочище Зелений Яр), а також за межами Передкарпатської височини на межиріччях Дністра–Пруту, Дністра–Ворони. Фрагменти денудаційних поверхонь, переважно педиментів, зрідка зі слідами галечнику на поверхні, трапляються майже на усіх межиріччях Передкарпаття.

Наприкінці пізнього пліоцену відбулися доволі інтенсивні підняття Карпат, Передкарпаття і Поділля, на що вказують сліди глибинної ерозії. Унаслідок цих піднять майже усі ріки Передкарпаття покинули поздовжні відрізки своїх долин і набули вигляду, близького до сучасного. Тільки передкарпатські ріки Прут, Лючка і Сірет зберегли свій південно-східний напрям поблизу гір. Зміна поздовжнього напрямку Лючки, Пістинки, Рибниці, Черемошу відбувалася за рахунок перехоплень. Детально процес зміни напрямку цих рік описано у численних працях, зокрема, Г. Тессейра (1933), К. Геренчука (1947).

Підняття межиріччя Лімниці–Бистриці Солотвинської Г. Тессейр (1933) назвав "елевацією Лімниці" та пов'язував з подовженням лінії Ковалівка–Смиківці. Пригірська частина поверхні Лоевої на цьому межиріччі у наш час простежується на 40–50 м (місцями 70 м) вище, ніж на межиріччі Пруту–Бистриці Надвірнянської. У межах Зовнішнього Передкарпаття ця різниця зменшується. Підняття Лімниця-Бистрицького межиріччя на північний захід і південний схід різко зменшується, що добре фіксується рівнем дна рік при виході з гір.

Довготривале послаблення піднять, яке захопило й ранній плейстоцен, переважання бічної ерозії сприяли розширенню днищ долин і знищенню старішої тераси (сьома надзаплавна тераса і поверхня Красної). Цими процесами вирівнювалося Передкарпаття і формувалася молодша аккумулятивна поверхня Лоевої.

Підтвердженням подібного розвитку рельєфу у пліоцен-плейстоценовий період є формування річкових долин і характер неотектонічних рухів. Порівнюючи відомі денудаційно-аккумулятивні поверхні Передкарпаття і Закарпаття, з'ясували, що абсолютні та відносні висоти доволі близькі за значенням, максимальні абсолютні – 400–600 м, мінімальні відносні – 75–125 м (табл. 1).

Якщо брати до уваги наявність у Солотвинській улоговині Кичерської денудаційної поверхні (Моласові Карпати) на абсолютних 500–700 м і відносних 250–400 м висотах, яка сформувалася у панноні, то рівень вертикального розчленування значно зростає.

Таблиця 1. Морфометрична характеристика денудаційно-аккумулятивних поверхонь Передкарпаття і Закарпаття

Table 1. Denudation-accumulative surfaces of the Precarpathian and Transcarpathian regions: Morphometry features

Передкарпаття			Закарпаття				
Поверхня	Висота, м		Вік	Поверхня	Висота, м		Вік
	абсолютна	відносна			абсолютна	відносна	
Красної	400–589*	140–170	Пізній пліоцен	Ділоцька	400–500	300	Пізній пліоцен
Лосвої	320–550	75–130	Ранній плейстоцен	Боронявська	300–378*	200	Пліоцен-плейстоцен
				Шардинська	240–280	100–125	Ранній плейстоцен

* Найвищий останець

Результати пліоцен-плейстоценових піднять у Передкарпатті та Закарпатті (табл. 2, табл. 3) за відносними висотами терас також підтверджують синхронність розвитку рельєфу у Передкарпатському і Закарпатському прогінах. Максимальні показники піднять у верхньому пліоцені 45 м у Передкарпатті, у нижньому плейстоцені (вюрм-міндель) по 45 м в обох регіонах, наприкінці нижнього плейстоцену – 27 м і 25 м. Вищі показники піднять на Закарпатті пов'язані з активізацією вулканічних процесів, які тривали до плейстоцену, а також з більшою неотектонічною активністю солянодіапірових складок у Солотвинській улоговині.

Таблиця 2. Середні висоти пліоцен-плейстоценових піднять Передкарпаття (за відносними висотами терас)

Table 2. Average heights of the Precarpathian Pliocene-Pleistocene elevations (based on terrace relative heights)

Тераси	Середня відносна висота	Вік	Час піднять	Підняття	
				м	%
Сьома	150	Верхній пліоцен	Кінець пліоцену	45	30
Шоста	100–110	Нижній плейстоцен	Гюнц-міндель	45	30
П'ята	60	Нижній плейстоцен	Міндель	25	16,7
Четверта	30–35	Середній плейстоцен	Ріс	15	10
Третя	20	Верхній плейстоцен	Вюрм I–II	12	8
Друга	6–8	Верхній плейстоцен	Вюрм I–II	5	3,3
Перша	3	Голоцен	Голоцен	3	2
Заплава	0,5–1,5	Голоцен			

				150	100
--	--	--	--	-----	-----

Таблиця 3. Середні висоти пліоцен-плейстоценових піднять Закарпаття
 (за відносними висотами терас)

Table 3. Average heights of the Transcarpathian Pliocene-Pleistocene elevations
 (based on terrace relative heights)

Тераси	Середня відносна висота	Вік	Час піднять	Підняття	
				м	%
Сьома	150–160	Верхній пліоцен	Пліоцен	50	29,4
Шоста	90–110	Нижній плейстоцен	Гюнц-міндель	45	26,4
П'ята	60–70	Нижній плейстоцен	Міндель	27	15,9
Четверта	35–40	Середній плейстоцен	Ріс-вюрм I	25	14,8
Третя	20–25	Верхній плейстоцен	Вюрм I–II	13	7,6
Друга	8–10	Верхній плейстоцен	Вюрм II	7	4,1
Перша	3–4	Верхній плейстоцен	Голоцен	3	1,8
Заплава	0,5–1,5	Голоцен			
				170	100

Порівнюючи терасові комплекси денудаційних і денудаційно-аккумулятивних поверхонь Передкарпаття і Закарпаття, знаходимо багато спільного. Однак дві складові частини, які сформувалися у межах Закарпатського внутрішнього прогину – Мукачівська і Солотвинська улоговини – мають істотні морфогенетичні та вікові відмінності.

Загалом рельєф Солотвинської улоговини характеризується наявністю терасованих ділянок у долинах рік і сильно розчленованими горбогірними межиріччями, які місцями переходять у крутосхиліві низькогір'я (Кравчук, Чалик, 2014, 2015). Зростання абсолютних висот простежується з південного заходу на північний схід. У моласовому низькогір'ї максимальні абсолютні висоти перевищують 700 м, а найвища вершина на межиріччі Апшиці і Глибокого Потоку сягає висоти 802 м (г. Клева). Формування Кичерської денудаційної поверхні відбувалося у пізньоміоценовий час, тоді у західній частині Закарпатської рівнини ще існував морський режим.

Відносні перевищення над Тисою зростають із заходу на схід і становлять: для межиріччя Ріки–Тереблі 200–300 м, для межиріччя Тереблі–Тересви 300–400 м, для межиріччя Тересви–Апшиці 350–480 м. Найдавніший алювій поширений на вершині і схилах г. Скридей (485 м) на межиріччі Хустця і Тивківського Потоку, а також покриває вершину і схили гори Полонинка на межиріччі рік Тересви–Тячівця. За даними палінологічного і петрографічного аналізів (Раскатов, 1966), ці поверхні зачислили до пліоцену.

Фрагменти Боронявської денудаційно-аккумулятивної поверхні на межиріччях Ріки–Хустця–Тиси (г. Плоска, 367 м і г. Дреутне, 379 м), в алювії яких з'явилися породи мармароського метаморфічного комплексу, Г. Раскатов (1966) зачислив до пліоценової тераси. Від розміщеного вище Скридейського рівня ця поверхня відокремлена виразно помітним у рельєфі уступом-схилом висотою 60–100 м. Ширина вирівняних ділянок поверхні становить 200–300 м, місцями 500–600 м. Відносні перевищення до русел головних рік коливаються у межах 170–200 м

(Кравчук і Чалик, 2015).

Потужність алювію Боронявської поверхні сягає 15–17 м. Петрографічний склад алювію її поверхні однорідний. Простежується збільшення матеріалу флішевих порід і поява порід мармароського метаморфічного комплексу (до 5%).

Висновки

1. Зроблено спробу розглянути деякі проблемні питання формування рельєфу у найцікавіших регіонах Українських Карпат – Передкарпатті і Закарпатті. Передкарпатський передовий і Закарпатський внутрішній прогини дають безцінний матеріал для розуміння історії розвитку гірської частини завдяки використанню методу корелятних відкладів.

2. Здійснено короткий аналіз формування морфоструктури на ранніх етапах геологічної історії, зокрема тих відкладів, які є свідками початку континентальних етапів розвитку рельєфу.

3. Значну увагу звернено на пліоцен-плейстоценовий час розвитку рельєфу, з яким пов'язані такі форми: денудаційні та денудаційно-аккумулятивні поверхні, комплекси терас у річкових долинах. Внесено зміни щодо віку рельєфу денудаційних та денудаційно-аккумулятивних рівнів.

4. Відзначено вікову синхронність у створенні форм рельєфу у Передкарпатті та Закарпатті, а також різну інтенсивність неотектонічних рухів, зокрема, підвищені їхні показники у Солотвинській улоговині.

СПИСОК ВИКОРИСТАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ

- Адаменко О. М. Позднеплиоценовая микрофауна в красноцветных галечниках Закарпатья / О. М. Адаменко, Р. Ф. Адаменко, Г. М. Афанасьев и др. // Изв. АН СССР. Сер. геол. – 1977. – № 4. – С. 67–74.
- Алферьев Г. Г. Некоторые соображения о молодых движениях Карпат / Г. Г. Алферьев // Труды Львов. геол. общ-ва. Сер. геол. – Вып. 1. – 1948. – С. 87–106.
- Андреева-Григорович А. С. Стратиграфия неогеновых отложений Закарпатского прогиба / А. С. Андреева-Григорович, Л. Д. Пономарьова, М. Г. Приходько, В. М. Семенченко // Геология і геохімія горючих копалин. – 2004. – № 2. – С. 58–76.
- Геренчук К. И. О речных перехватах в Прикарпатье / К. И. Геренчук // Изв. ВГО. – 1947. – Вып. 3.
- Гофштейн И. Д. Новые данные о составе пистынских конгломератов (Карпаты) / И. Д. Гофштейн, В. П. Костюк // Докл. АН СССР – 1960. – Вып. 132, № 1. – С. 178–180.
- Гофштейн И. Д. О педиментах в Польско-Словацких и Украинских Карпатах / И. Д. Гофштейн // Геоморфология. – Москва, 1985. – № 2. – С. 70–77.
- Гофштейн И. Д. Геоморфологический очерк Украинских Карпат / И. Д. Гофштейн. – Киев: Наук. думка, 1995. – 84 с.
- Демедюк Н. С. Древние поверхности выравнивания Украинских Карпат / Н. С. Демедюк // Геоморфология. – Москва : Наука, 1982. – № 3. – С. 36–44.
- Кравчук Я. С. Геоморфология Пригорганського Передкарпаття : автореф. дис. канд. географ. наук / Я. С. Кравчук. – Львів, 1971. – 20 с.
- Кравчук Я. Геоморфология Передкарпаття / Я. Кравчук. – Львів : Меркатор, 1999. – 187 с.

- Кравчук Я. Формування річкових долин південно-західних макросхилів Українських Карпат / Я. Кравчук // Проблеми геоморфології і палеогеографії Українських Карпат і прилеглих територій : зб. наук. праць. – Львів : ВЦ ЛНУ ім. Івана Франка, 2008. – С. 85–91.
- Кравчук Я. Поверхні вирівнювання в Українських Карпатах: закономірності поширення, механізми формування, кореляція за генезисом і віком / Я. Кравчук // Проблеми геоморфології і палеогеографії Українських Карпат і прилеглих територій : зб. наук. праць. – Львів : ВЦ ЛНУ ім. Івана Франка, 2012. – С. 41–52.
- Кравчук Я. Морфоскульптура Солотвинської улоговини Українських Карпат / Я. Кравчук, В. Чалик // Проблеми геоморфології і палеогеографії Українських Карпат і прилеглих територій : зб. наук. праць. – Львів : ВЦ ЛНУ ім. Івана Франка, 2014. – С. 111–121.
- Кравчук Я. Терасові комплекси річкових долин Солотвинської улоговини Українських Карпат / Я. Кравчук, В. Чалик, М. Іваник // Проблеми геоморфології і палеогеографії Українських Карпат і прилеглих територій : зб. наук. праць. – Львів. ВЦ ЛНУ ім. Івана Франка, 2014. – С. 122–130.
- Кравчук Я. Рельєф Солотвинської улоговини Українських Карпат / Я. Кравчук, В. Чалик. – Львів : ВЦ ЛНУ ім. Івана Франка, 2015. – 98 с.
- Кравчук Я. Морфоструктурна обумовленість геоморфологічного поділу Чоп-Мукачівської рівнини / Я. Кравчук // Проблеми геоморфології і палеогеографії Українських Карпат і прилеглих територій : зб. наук. праць. – Львів. ВЦ ЛНУ ім. Івана Франка, 2016. – Вип.1(6). – С. 129–137.
- Лозиняк П. Ю. Стратиграфічний нарис неогену Закарпатського внутрішнього прогину / П. Ю. Лозиняк, М. Й. Петрашкевич // Палеонтол. зб. – 1995. – Вип. 31. – С. 56–66.
- Раскатов Г. И. Карпаты. Четвертичные отложения / Г. И. Раскатов // Геология СССР – Москва : Изд. Недра, 1966. – Т.48. – С. 267–319.
- Рудницький С. Знадоби до морфології підкарпатського сточища Дністра / С. Рудницький // Зб. матем.-природ.-лік. секції НТШ. – 1907. – Т. XI. – 79 с.
- Рудницький С. Основи морфології і геології Підкарпатської Русі і Закарпаття взагалі у 2 ч. / С. Рудницький. – Ужгород : Просвіта, 1925. – Ч. I. – 102 с.; 1927. – Ч.2. – 64 с.
- Тектоника Украинских Карпат. Объяснит. записка к тектонич. карте Украинских Карпат. Масштаб 1:200 000 / Отв. редактор С. С. Круглов. – Киев, 1988. – 152 с.
- Цись П. Н. Геоморфологія і неотектоніка // Природа Українських Карпат / За ред. К. Геренчука. – Львів: Вид. Львів. ун-ту, 1968. – С. 50–86.
- Чалик В. І. Етапи розвитку рельєфу Солотвинської улоговини / В. І. Чалик. – Вісник Львів. ун-ту. Сер. геогр. – 1971. – Вип. 6. – С. 43–47.
- Mazur E. Žilinska kotlina a prilláhle pohoria / E. Mazur. – Bratislava: Vid. SAV, 1963 – 213 s.
- Teisseyre H. Problemy morfologiczne wshodniego Podkarpacia / H. Teisseyre // Sprav. PIG, t. VII, Z.3. – Warszawa, 1932 – 1933 – 50–75 s.

REFERENCES

Adamenko, O. M., Adamenko, R. F., Afanasyev, G. M. et all. (1977)

- Pozdniepliocenovaya mikrofauna v krasnocvietnyh galechnikah Zakarpattia [Late Pliocene microfauna in the red-colored pebbles of Transcarpathia]. In *Izv. AN SSSR, Ser. geolog.*, 4, 67–74 (In Russian).
- Alferyev, G. G. (1948). Niekotoriye soobrazheniya o molodykh dvizheniyach Karpat [Some thoughts on the young movements of the Carpathians]. In *Trudy Lvov. geolog. o-va, Ser. geolog.*, 1, 87–106 (In Russian).
- Andreyeva-Hryhorovych, A. S., Ponomariova, L. D., Prykhodko, M. G., Semenchenko, V. M. (2004) Stratygrapfiya neogenovykh vidkladiv Zakarpatskogo prognyu [Stratigraphy of Neogene sediments of Zakarpattia Deep]. In *Geologiya i geohimiya goryuchyh kopalyn*, 2, 58–76 (In Ukrainian).
- Gerenchuk, K. I. (1947). O rechnyh perehvatah v Prikarpatye [On river intercepts in the Carpathian region]. In *Izv. VGO*, 3 (In Russian).
- Hofshteyn, I. D., Kostiuk, V. P. (1960). Novyje dannye o sostavie pistynskikh konglomeratov (Karpaty) [New data on the composition of the Pistyn' conglomerates (Carpathians)]. In *Dokl. AN SSSR*. 132, 1, 178–180 (In Russian).
- Hofshteyn, I. D. (1985) O pedymentach v Polsko-Slovackich I Ukrainskikh Karpatah [About pediments in the Polish-Slovak and Ukrainian Carpathians]. In *Geomorphology*, 2, 70–77 (In Russian).
- Hofshteyn, I. D. (1995). *Geomorfologicheskiy ocherk Ukrainskikh Karpat* [Geomorphological sketch of the Ukrainian Carpathians]. Kyiv, Naukova dumka, 84 (In Russian).
- Demediuk, N. S. (1982). Drevniye poverhnosti vyravnivaniya Ukrainskikh Karpat [About pediments in the Polish-Slovak and Ukrainian Carpathians]. In *Geomorfologiya*, 3, 36–44 (In Russian).
- Kravchuk, Y. S. (1971). *Geomorfologiya Prygorganskogo Peredkarpattia* [Geomorphology of the Prigorgansky Before-Carpathians]. Avtoref. dys. kand. geograf. nauk, Lviv, 20.
- Kravchuk, Y. (1999). *Geomorfologiya Peredkarpattia* [Geomorphology of the Before-Carpathians]. Lviv, 187 (In Ukrainian).
- Kravchuk, Y. (2008). Formuvannya richkovykh dolyn pivdenno-zahidnykh makroshyliv Ukrainskikh Karpat [Formation of river valleys of the southwestern slopes of the Ukrainian Carpathians]. In *Problemy geomorfologiyi i paleogeografiyi Ukrainskikh Karpat I pryleglych terytoriy: Zbirnyk nauk. prac.* Lviv: VC LNU im. Ivana Franka, 85–91 (In Ukrainian).
- Kravchuk, Y. (2012). Poverhni vyrivniuvannya v Ukrainskikh Karpatah: zakonmirnosti poshyrennia, mahanizmy formuvannya, koreliacija za genezysom i vikom [Surface alignment in the Ukrainian Carpathians: patterns of distribution, mechanisms of development, correlation by genesis and age]. In *Problemy geomorfologiyi i paleogeografiyi Ukrainskikh Karpat I pryleglych terytoriy: Zbirnyk nauk. prac.* Lviv: VC LNU im. Ivana Franka, 41–52 (In Ukrainian).
- Kravchuk, Y., Chalyk, V. (2014). Morfoskulptura Solotvynskoyi ulogovyny Ukrainskikh Karpat [Morphosculpture of the Solotvins'kiy Basin of the Ukrainian Carpathians]. In *Problemy geomorfologiyi i paleogeografiyi Ukrainskikh Karpat I pryleglych terytoriy: Zbirnyk nauk. prac.* Lviv: VC LNU im. Ivana Franka, 111–121 (In Ukrainian).
- Kravchuk, Y., Chalyk, V., Ivanyk, M. (2014). Terasovi komplekxy richkovykh dolyn Solotvynskoyi ulogovyny Ukrainskikh Karpat [Terraces complexes of river valleys

- of Solotvins'kiy basin of Ukrainian Carpathians]. In *Problemy geomorfologiyi i paleogeografiyi Ukrainiskih Karpat I pryleglych terytoriy: Zbirnyk nauk. prac.* Lviv: VC LNU im. Ivana Franka, 122–130 (In Ukrainian).
- Kravchuk, Y., Chalyk, V. (2015) *Relief Solotvynskoyi ulogovyny Ukrainiskih Karpat* [Relief of the Solotvins'kiy Basin of the Ukrainian Carpathians]. Lviv: VC LNU im. Ivana Franka, 98 (In Ukrainian).
- Kravchuk, Y. (2016). Morfostrukturna obumovlenist geomorfologichnogo podilu Chop-Mukachivskoyi rivnyny [Morphostructural conditionality of the geomorphological division of the Chop-Mukachevo plain]. In *Problemy geomorfologiyi i paleogeografiyi Ukrainiskih Karpat I pryleglych terytoriy: Zbirnyk nauk. prac.* Lviv: VC LNU im. Ivana Franka, 129–137 (In Ukrainian).
- Lozyniak, P. Yu., Petrashkevych, M. Y. (1995). Stratygrafichnyi narys neogenu Zakarpatskogo vnutrishniogo progynu [Stratigraphic sketch of the Neogene Zakarpattia Inland Deep]. In *Paleontol. Zb.*, 31, 56–66 (In Ukrainian).
- Raskatov, G. I. (1966). Karpaty. Chetvertichnyje otlozheniya [Carpathians. Quaternary deposits]. In *Geologiya SSSR*, 48, 267–319 (In Russian).
- Rudnytskyi, S. (1907). Znadoby do morfologiyi Pidkarpatskogo stochyshcha Dnistra [Knowledge of the morphology of the Dniester Subcarpathian basin]. In *Zb. Matem.-pryrod.-lik. Sekciyi NTSh.*, XI, 79 (In Polish).
- Rudnytskyi, S. (Past I. – 1925.; Past 2. – 1927). *Osnovy morfologiyi u geologiyi Pidkarpatskoyi Rusy i Zakarpattia vzagali* [Fundamentals of morphology and geology of Subcarpathian Rus and Zakarpattia in general]. U 2-ch chastynah. Uzhorod: Prosvita, Past I, 102; Past 2, 64 (In Polish).
- Kruhlov, S. S. (Ed.). (1988). *Tektonika Ukraiskih Karpat* [Tectonics of the Ukrainian Carpathians]. Objasnitelnaya zapiska k tektonicheskoy kartie Ukrainiskih Karpat. Masshtab 1:200 000, Kyiv, 152 (In Russian).
- Tsys, P. N. (1968). Geomorfologiya i neotektonika [Geomorphology and neotectonics]. In *Pryroda Ukrainiskih Karpat*. Lviv: Vyd. Lviv. Uniwersytetu, 50–86 (In Ukrainian).
- Chalyk, V. I. (1971). Etapy rozvytku relyefu Solotvynskoyi ulogovyny [Stages of development of relief of Solotvins'kiy basin]. In *Visnyk Lviv. universytetu. Ser. geogr.*, 6, 43–47 (In Ukrainian).
- Mazur, E. (1963). *Žilinska kotlina a prilláhle pohoria*. Bratislava: Vid. SAV, 213.
- Teisseyre, H. (1932–1933). Problemy morfologiczne wshodniego Podkarpacia. In *Sprav. PIG*, T. VII, Z.3, Warszawa. 50–75.