

МОРФОСТРУКТУРНО-МОРФОСКУЛЬПТУРНИЙ АНАЛІЗ РЕЛЬЄФУ ВОДОДІЛЬНО-ВЕРХОВИНСЬКИХ КАРПАТ

Ярослав Кравчук

Львівський національний університет імені Івана Франка

Проведено аналіз геологічної будови і рельєфу Вододільно-Верховинських Карпат, розміщених в центральній частині Зовнішніх (Флішових) Карпат між Скибовими і Полонинсько-Чорногірськими Карпатами. Повністю охоплюють тектонічну зону Кросно, для якої характерний депресивний характер будови з домінуванням олігоценового дрібноритмічного піщано-глинистого флішу кросненської фації.

Аналіз морфоструктури і морфоскульптури проведено з врахуванням поздовжнього (ПнЗх–ПдСх) і поперечного поділів. З поздовжнім поділом пов'язані морфоструктури вищих порядків – другий та третій, з поперечним – четвертий та п'ятий.

При аналізі морфоскульптури у Вододільно-Верховинських Карпатах виділяються типи, які характерні для всіх регіонів Флішових Карпат. Реліктова морфоскульптура представлена: 1) фрагментами різновікових поверхонь або ярусів; 2) формами фірнових зледенінь та екстрагляціальними; 3) давніми поздовжніми долинами. Успадкована морфоскульптура представлена річковими долинами з комплексом різновікових терас.

Переглянуті погляди різних авторів на вік зледенінь, на існування давніх поздовжніх долин і напрям їх течій. Проаналізовано річкові долини Вододільно-Верховинських Карпат басейнів Дністра, Тиси, Пругу і Черемошу.

З урахуванням проведеного морфоструктурно-морфоскульптурного аналізу, а також існуючих картосхем геоморфологічної регіоналізації Українських Карпат П. Цися (1957, 1968), Д. Стадницького (1963), Р. Сливки (2001), Г. Рудька, Я. Кравчука (2002) запропонована картосхема геоморфологічного районування Вододільно-Верховинських Карпат.

Ключові слова: морфоструктура, морфоскульптура, аналіз, Вододільно-Верховинські Карпати, геоморфологічна регіоналізація.

Вступ. Аналіз морфоструктури і морфоскульптури Вододільно-Верховинських Карпат знаходимо в роботах П. Цися (1968, 1970), В. Стадницького (1963), Р. Сливки (1971, 2001), В. Палієнко (1979, 2006), Г. Рудька, Я. Кравчука (2002), а також у звітах кафедри геоморфології з наукової тематики за 1965–1969 і 1985–1990 роки.

У межах Вододільно-Верховинських Карпат морфоструктури вищого порядку, що сформувалися в межах тектонічної зони Кросно (раніше Центральної синклінальної або Сілезької зон), для якої характерний депресивний характер будови з домінуванням на її території олігоценового дрібноритмічного піщано-глинистого флішу кросненської фації, що обумовило формування тут переважно низькогірного рельєфу (600–700 м).

Кросненську зону (покрив) розділяють на два субпокрови – Турківський та Сойменський. Характерною особливістю внутрішньої будови лусок Турківського субпокрову є їхня синкліналеподібна форма. У Сойменському субпокрові

породи інтенсивніше дислоковані смугами розвитку дрібних складок, тектонічних брекчій (Гнилко, 2016).

Науковці УкрНДГРІ (Круглов та ін., 1986) в межах зони Кросно виділяють три підзони північно-західного–південно-східного простягання: Славсько-Верховинську (через всі Українські Карпати), Турківську (від західного кордону до межиріччя Тиси-Пруту) і Бітлянську (від західного кордону до межиріччя Ріки-Тереблі).

Відмінності в геологічній будові наклали свій відбиток і на характер рельєфу. Морфоструктури нижчих порядків активно реагували на зміни в геологічній будові поздовжніх тектонічних підзон. У північно-західній частині Славсько-Верховинської підзони порівняно вузькі луски розірвані поперечними порушеннями, а південно-східніше долини Стрия підзона розширюється і значно піднімається.

У Турківській підзоні південно-східніше долини Ріки на поверхню виходять відклади верхньої крейди і нижнього палеогену, через що деякі дослідники цю частину підзони відносили до Скибового покриву, як скиби Синевіру і Брустурянки (Досин та ін., 1986).

Південна межа Бітлянської підзони співпадає з надвигом Дуклянського покриву. Її виділення обумовлене характером олігоценових відкладів (Досин та ін., 1986), де (на відміну від Славсько-Верховинської і Турківської підзон) розріз представлений переважно глинистою товщею. Характерною особливістю підзони є також наявність в південно-західній частині смуги великих олістолітів.

Через неоднорідність тектонічної будови Кросненської зони, депресивний характер по відношенню до Скибового, Дуклянського і Чорногірського покривів, в її межах виділяються морфоструктури з врахуванням поздовжніх (північний захід–південний схід) структурних елементів, а також деяких відмін в поперечному простяганні.

Морфоструктура. Більшість дослідників в межах Вододільно-Верховинських Карпат виділяють такі морфоструктури другого-третього порядків: *Стрийсько-Сянську верховину з низькогірним рельєфом, Славську верховину з монолітними хребтами і широкими улоговинами, Верховинський середньогірний вододільний хребет, Воловецько-Міжгірську верховину з низькогірним та елементами середньогірного рельєфу, Привододільні (Внутрішні) Горгани із середньогірними хребтами і гірськими групами, Ясіня-Верховинське низькогір'я.*

Стрийсько-Сянська верховина приурочена до Турківської і частково Славсько-Верховинської та Бітлянської підзон. Розміщена у верхніх частинах басейнів рік Сяну, Дністра, Стрия та Опору. П. Цись (1970) відзначає, що чітко виражені у рельєфі низькогірні хребти Стрийсько-Сянської верховини утворені антиклінальними структурами, а поздовжні долини між ними приурочені до широких синкліналей. Низькогірні хребти простягаються з північного заходу на південний схід. Найбільше помітний у рельєфі Камінецький хребет на межиріччі Сяну і поздовжньої долини Рики (притоки Сяну) з вершинами, максимальна абсолютна висота яких сягає 812, 828 м. Продовженням цього хребта у південно-східному напрямку на межиріччі Сяну–Яблуньки є Сянський хребет з максимальною висотою 874 м, який знаходить своє продовження на межиріччі верхньої Яблуньки і Стрия південніше с. Бориня з максимальною висотою 838 м.

Ще один хребет пролягає уздовж лівобережжя верхнього Дністра від польського кордону до долини Стрия з абсолютними висотами більше 700 м (найвища вершина на межиріччі Яблуньки–Стрия – 785 м).

Для північно-західної частини Турківської підзони відзначають зміну (східніше м. Турки і в околицях с. Сможе) “карпатського” простягання структур на субмеридіональне (Круглов, 1986), яке пов’язують з Латорицьким розломом. Такий же напрямок мають і хребти на межиріччі Стрию і його поперечних приток.

Між верхнім відрізком долини Стрия і його притоки Поточинки два субмеридіональних хребти Сможе (999 м) і Добце (1041 м) пов’язують з природним підняттям трьох лусок (Круглов, 1986). О. Гнилко (2016) виділив в басейнах верхніх течій Латориці та Стрия Латорицько-Стрийську зсувну зону.

Поздовжні долини між хребтами, названі П. Цисем (1957, 1972) Боринською і Турківською, були згодом перехоплені пра-Стриєм. Утворилася долина у широкому синклінальному зниженні між с. Бориня і західним кордоном. Південно-східним продовженням давньої долини вважають сучасне верхів’я р. Стрий.

Турківська поздовжня долина простежується вздовж верхньої течії Дністра через села Вовче–Лімна на територію Польщі. У південно-східному напрямку давня поздовжня долина простежується між с. Шум’яч і м. Турка, далі поздовжнім відрізком р. Стрий і його притокою Завадка, а потім потоком Орявчик (притока р. Орява) до с. Козьова.

Домінування у Стрийсько-Сянській верховині абсолютних висот 600–700 м і відносних 200–250 м, похилих і спадастих схилів (3–10°), інтенсивне горизонтальне розчленування (густота 2,4–3,2 км/км²) створюють рельєф з м’якими формами.

У межах Стрийсько-Сянської морфоструктури виділяються морфоструктури нижчих порядків. Серед них варто відзначити *Бітлянсько-Ворітську*, яка простягається вздовж Водолільного хребта від Ужоцького до Ворітського перевалів. Сформувалася на Бітлянській і частково Турківській підзонах. Панівне положення в межах морфоструктури належить Бітлянській і Либохорській антиклінальним складкам, на яких сформувався низькогірний рельєф з середніми абсолютними висотами 600–800 м і більше 1000 м, розчленований численними притоками Стрия (північно-східні схили) і Латориці (південно-західні схили).

Верховинський середньогірний вододільний хребет звивистою лінією простягається від Ужоцького перевалу (889 м) до Вишківського (Торунського) перевалу (931 м). Становлення морфоструктури відбувалося протягом тривалого геологічного часу – від початку формування річкової мережі (ранній міоцен) до плейстоцену. За цей час ріки басейну р. Тиси з більш інтенсивною регресивною ерозією перетнули Полонинський хребет і вийшли в зону Кросно.

З північного заходу на південний схід лінія хребта фіксується вершинами Перейба (1020 м), Дрогобицький Камінь (1185 м), Старостиня (1226 м), перевал Руський Шлях (1200 м), Великий Верх (1316 м), Пікуй (1408 м), Сіра Кичера (1042 м), Верецький перевал (841 м), Явірник (1120 м), Бескидський перевал (1014 м), Гнила (981 м), Вишківський перевал (941 м).

Північно-західна частина хребта від Ужоцького перевалу до г. Пікуй (*Буківська Полонина*) сформувалася на антиклінальній складці “карпатського”

простягання. Південно-західні схили, до долини Жданівки круті, місцями урвищні, північно-східні схили порівняно полого зливаються з прилеглим низькогір'ям Стрийсько-Сянської верховини. На ділянці Верховинсько-Вододільного хребта від г. Пікуй до Вишківського перевалу більш круті і короткі схили переважають на північних і північно-східних схилах.

Відносні висоти хребта над прилеглим низькогір'ям Стрийсько-Сянської і Воловецько-Міжгірської верховини коливаються на різних ділянках в межах 200–250 до 300–400 м.

Морфоструктура Воловецько-Міжгірської верховини сформувалася в межах Сойменського покриву (Бітлянська підзона) з переважанням низькогірного рельєфу. Розміщена в південно-східній частині зони Кросно, переважно на південних макросхилах (від вододільного хребта). У межах морфоструктури виділяють (Гнилко, 2016) невелику тектонічну лінзу Субсілезького покриву, представлену Голятинською структурою, в розрізі відкладів якої встановлена верхньо-крейдово-палеоценова фація мергелів.

У цій частині, де розміщені Голятинська і Сойменська антиклінальні складки, переважає середньогірний сильно розчленований рельєф долиною Ріки та її численних приток (Голятинка, Рипинка, Студений та ін.). Максимальні абсолютні висоти зосереджені на межиріччі Ріки-Голятинки-хребет Смерек (1421 м), г. Висока Клева (1110 м), відносні висоти сягають 300 м.

У північно-західному напрямку спостерігається поступовий спад абсолютних висот. У верхів'ях рік Вічи, Латориці максимальні абсолютні висоти в межах 800–900 м, відносні 150–200 м. Невеликі хребти поздовжнього простягання чергуються з поперечними.

Привододільні (Внутрішні) Горгани приурочені до піднятої основи зони Кросно (Сілезький покрив), де сформувалися Горганські складки, у будові яких беруть участь відклади палеогенового і верхньокрейдowego флішу, серед яких переважають масивні пісковики. Серед глинистого олігоценowego флішу Внутрішні Горгани із середньогірним рельєфом нагадують острів.

Морфоструктури четвертого і п'ятого порядків представлені ерозійно-антиклінальними хребтами переважно північно-західного-південно-східного простягання, а також масивами різних розмірів.

Найвиразніше в рельєфі виділяється *масив Канч* (1578 м) між долинами Терєблі та Озерянки. Разом з чисельними відрогами хребет утворює відокремлену групу обмежену долинами Терєблі, Озерянки і Ростоки. Схили, які складені еоценовими пісковиками, дуже круті, іноді урвищні. В долині Ростоки зустрічаються майже прямовисні схили висотою до 50 м.

Хребет “карпатського” простягання продовжується в північно-західному напрямку до вершини Вишківський Горган (1439 м) на вододільному хребті.

Хребет Пішконя на межиріччі Терєблі-Мокрянки з найвищими вершинами Пішконя (1422 м), Негровець (1707 м), Ланівець (1600 м), Стримба (1719 м), у будові яких беруть участь відклади стрийської і вигодської світ. Круті схили цих вершин вкриті кам'яними розсипами. Продовженням цього хребта у північно-західному напрямку на правобережжі Терєблі є хребет з вершиною Камінка (1578 м). У південно-східному напрямку на межиріччі Сухаря-Мокрянки розміщений хребет з вершиною Стримба (1719 м).

У південно-східному напрямку від масиву Канч і хребта Пішконя простежуються хребти через *межиріччя Сухар–Мокрянка–Яновець–Брустуриянка*, які фіксуються на правобережжі Мокрянки вершинами Прибуй (1546 м), Мокра (1225 м). На межиріччі цих річок (від долини Сухаря до Брустуриянки) розміщені хребти меридіонального простягання, які підходять до Вододільного хребта. У басейні Мокрянки вони фіксуються біля вододілу вершинами Мала Озерянка (1550 м) і Велика Озерянка (1187 м), на межиріччі Мокрянки та Яновця – вершиною Странжул (1630 м), на межиріччі Яновця–Брустуриянки – вершинами Велика (1478 м) і Бертъ (1066 м).

Масивний *хребет Братківської* займає південно-східну частину Внутрішніх Горганів. В структурному відношенні приурочений до антиклінальної складки, в будові якої переважають стійкі породи палеоцену та еоцену. По хребту, довжиною 14 км, проходить головний вододіл. Простежується з південного сходу на північний захід вершинами висотою понад 1700 м (Чорна Клева, 1719 м; Братківська, 1788,7 м; Гропа, 1763 м; Дурня, 1704,6 м). Хребет асиметричний, найвиразніше асиметрія спостерігається в приграбленевій частині. Північно-східні схили крутістю до 30-35° і більше, південно-західні – до 25°. Північно-східні схили сильно розчленовані верхів'ями Бистриці Надвірнянської, де витoki численних потоків підходять майже до гребеневої лінії. Південно-західні схили слабо розчленовані верхів'ями Чорної Тиси і Брустуриянки, що пояснюють співпадінням топографічної поверхні з кутом нахилу масивних ямненських пісковиків, відслонення яких створили великі масиви кам'яних розсіпів.

До масиву з хребтом Братківської відносимо ділянки, які охоплюють верхню частину басейну р. Брустуриянки (басейни Турбату, Пляйської і Бертянки). Провідна роль у формуванні горганського типу рельєфу належить пісковикам вигодської світи. На правобережжі Турбату вузькою смугою простежуються відслонення ямненських пісковиків.

У рельєфі цієї ділянки Привододільних Горганів найвиразніше простежується два масиви: на *межиріччі Брустуриянки і Турбату з вершиною Латундур* (1443 м) і між *долиною Брустуриянки і вододільним хребтом з вершиною Ур'я* (1448 м). Масиви радіально розчленовані численними притоками Брустуриянки, Турбату і Пляйської.

Славська верховина з монолітними хребтами і широкими улоговинами сформувалася у північно-західній частині Славсько-Верховинської підзони (Круглов та ін., 1986). Ця підзона займає зовнішню частину зони Кросно. Як відзначають науковці УкрНДГРІ (Досин та ін., 1986), її границя із Скибовим покривом проводиться умовно з врахуванням різкого збільшення потужності кросненських відкладів і площі поширення. Для підзони характерна депресивна лускувата будова. Південно-східніше долини Стрию підзона розширюється до 9 км. Саме на цій розширеній ділянці сформувався низькогірний рельєф з елементами середньогір'я Славської верховини.

У північно-західній частині Славської верховини простежуються два середньогірні паралельні хребти північно-західного–південно-східного простягання, які розділені досить широкими улоговинами – *Дзвінів (Джвінув)* і *Должки*.

Хребет Дзвінів на північному сході межує з Рожанською морфоструктурою Скибових Карпат. Сформувався на видовженій антиклінальній складці

побудованій менілітовими і кросненськими відкладами. Долинами Оряви, Головчанки, Опору, Славської, Рожанки хребет поділений на поперечні масиви. Максимальні абсолютні висоти перевищують 1000 м у всіх масивах: 1107 м в околицях с. Криве, 1003 м (г. Гостра) на межиріччі Оряви–Головчанки, 1232 м (г. Тросцян) на межиріччі Головчанки–Опору, 1064 м на межиріччі Опору–Славської, 1242 м на межиріччі Славської–Рожанки і г. Чорна Ріпа (1285 м) на вододілі.

Південно-західніше хребта Дзвінів від околиць с. Довжки до околиць с. Тухольки простягається хребет Должки з максимальними абсолютними висотами 1040 і 1050 м. Антиклінальна складка, на якій сформувався хребет складена кросненськими відкладами.

Обидва хребти мають асиметричну будову – північно-східні схили крутіші (до 20° і більше), південно-західні похилі (15–18°).

На південно-східному продовженні Славсько-Верховинської підзони і частково Турківської, яка виклинюється на межиріччі Тиси і Пруту, сформувалися морфоструктури нижчих порядків. Серед них давно виділялися як морфоструктури і таксономічні одиниці геоморфологічного районування *Ворохта-Путильське низькогір'я* і *Ясінянська улоговина*. Крім того, з Кросненською зоною пов'язані ділянки, які розміщені північно-східніше від вододільного хребта у верхів'ях Бистриці Надвірнянської і Пруту. До них відноситься *Бистрицька улоговина* у верхів'ях Бистриці Надвірнянської, яка сформувалася між Привододільними і Скибовими Горганями, а також *Яблунецько-Ворохтянське низькогір'я* в басейні Пруту і його притоки Прутця Яблунецького, яке відділене від Ясінянської улоговини вододільним хребтом.

Бистрицька улоговина і Яблунецько-Ворохтянське низькогір'я сформувалися на Славсько-Верховинській підзоні Кросненської зони. В 1965 р. при проведенні геоморфологічного картографування цієї території ці дві ділянки були об'єднані і названі *Бистрицько-Ворохтянським низькогір'ям*.

Переважні абсолютні висоти в межах Бистрицько-Ворохтянського низькогір'я становлять 700–800 м, відносні висоти – 100–300 м. Низькогір'я розчленоване численними витоками Бистриці Надвірнянської, притоками Прута і Чорної Тиси.

Максимальні абсолютні висоти зосереджені на вододілі між верхів'ями Довжинця (притока Бистриці Надвірнянської), Довжини (притока Чорної Тиси), Прутця (притока Прута) і становлять 1352 м (г. Плоска), 1370 м (г. Довга). У південно-східному напрямку спостерігається спад абсолютних висот – 931 м на Яблунецькому перевалі, 949 м в околицях с. Вороненка.

Ворохта-Путильське низькогір'я сформувалося в межах Верховинської западини з потужною товщею кросненських відкладів олігоцену. На північному сході межує з морфоструктурою скиби Парашки, на південному заході з Чорногірським покривом. Північна частина цього покриву (Скупівська) перекрила частину Верховинської западини з глинистим олігоценовим флішем. У порівняно вузькій смузі низькогір'я від долини Пруту до румунського кордону чергуються антиклінальні і синклінальні складки, до яких приурочені невисокі хребти і долини. Досить виразно у рельєфі виділяються виположені, з похилими і спадистими схилами (4–10°) хребти, що сформувалися на Ворохтянській, Дихтинській, Конятинській, Фошкінській та ін. антиклінальних складках.

Абсолютні висоти повільно зростають від долини Пруту до румунського кордону від 900 м до 1100 м. Максимальні висоти приурочені до *Сучаво-Путильської морфоструктури*: 1027 м на межиріччі Сторонця–Рипеня, 1129 м в околицях Селятина.

З Ворохта-Путильським низькогір'ям пов'язують існування давньої поздовжньої долини, частину якої успадкувала сучасна долина р. Путили. Через те, що у формуванні Ворохта-Путильського низькогір'я важливу роль, крім тектоніки, відіграли ерозійно-денудаційні процеси, дало підстави Р. Сливці (2001) віднести його до морфоструктур змішаного походження.

Ясінянська улоговина сформувалася на Ясінянській синкліналі, яка розділяє Апшинецьку і Довжинську антикліналі. В будові синкліналі беруть участь відклади глинистого дрібноритмічного флішу кросненської серії. Найбільша ширина улоговини в межах селища Ясіня (6–8 км) поступово звужується в північно-західному напрямку вздовж долини Чорної Тиси. Долини Чорної Тиси і Лазещини зі своїми притоками сильно розчленували улоговину.

Для центральної частини улоговини характерні м'які виположені схили, які ускладнені давніми зсувними формами і розчленовані ярами та балками. Улоговинний рельєф добре фіксується комплексом низьких і середніх терас Чорної Тиси і Лазещини.

Морфоскульптура. При аналізі морфоскульптури Українських Карпат переважно виділяють такі типи морфоскульптур: 1) реліктова (давні поверхні вирівнювання або яруси, форми рельєфу плейстоценових зледенінь, екстрагляціальні форми, давні поздовжні долини); 2) успадкована (річкові долини).

Реліктові елементи морфоскульптури Вододільно-Верховинських Карпат зустрічаються в межах всієї області. Релікти різновікових *поверхонь вирівнювання* виділяють в різних регіонах Українських Карпат. У північно-західній частині більшість дослідників у ХХ столітті (С. Рудницький, Л. Савицький, М. Клімашевський, П. Цись, І. Гофштейн, та ін.) виділяють дві ерозійно-денудаційні поверхні: Бескидську (Srodgórska) і Підбескидську (Pogórska), які найвиразніше збереглися західніше долини Стрия у Верхньодністерських Бескидах, а фрагментами зустрічаються у Стрийсько-Сянській верховині. Бескидську поверхню датують різними етапами міоцену, а Прибескидську – пліоценом.

Фрагменти *Бескидської поверхні* (усереднені абсолютні висоти 800–1100 м, відносні – 250–400 м) можна простежити на хребтах Сянському, Дзвінів, Довжки, Бітлянському, Добце та ін.

Підбескидська поверхня (усереднені абсолютні висоти 700–800 м, відносні – 170–220 м) простежується на вододілах поміж численними поздовжніми долинами.

Сліди *плейстоценових зледенінь* у Скибових і Привододільних Горганах фіксувалися різними авторами. Найдетальніше зледеніння в межах Українських Карпат вивчали Є. Ромер (1906), Б. Свідерський (1937), Б. Іванов (1950), П. Цись (1955), Д. Стадницький (1963). Питання плейстоценового зледеніння в Горганах залишається дискусійним до сьогодні.

Б. Іванов припускав можливість існування долинних льодовиків в Горганах, зокрема від вершин Грофи, Попаді. Слідів моренної акумуляції в потоках, які беруть початок з-під цих вершин, не виявлено.

П. Цись зробив висновок про дві стадії вюрмського зледеніння у найвищому масиві Чорногорі, посилаючись на виявлені цього віку зледеніння у Татрах і Трансільванських Альпах.

Детальний аналіз зледенінь в Татрах подає М. Клімашевський (1988), виділяючи останнє (вюрм), передостаннє (рісс II і рісс I) та старше (міндель). Наявність наймолодшого зледеніння у Татрах можна пояснити їх абсолютними висотами, багато вершин яких у Високих Татрах перевищують 2200–2300 м (Ломниця, 2632; Барані Роги, 2536; Яворови, 2417 м), а в Західних Татрах – 2100 м (Кривань, 2494; Посередня, 2128 м).

Д. Стадницький (1963) уважав, що в Горганах були карові льодовики. Підтвердженням цього він називав існування біля багатьох вершин (Паренка, Грофа, Попада, Ігровище, Висока, Братківська, Стримба, Велика Камінка, Яновець та ін.), заглибин, які нагадують кари і напівцирки. Слідів моренної акумуляції на схилах і в долинах потоків біля цих вершин не виявлено (геоморфологічне знімання 1965–1967 роки).

Щодо зледеніння Скибових і Внутрішніх Горганів, то правдоподібні висновки Є. Ромера (1906) про те, що у плейстоцені тут могли утворитися фірнові поля, які не могли бути джерелом живлення льодовикових язиків. Створенню фірнових полів, крім кліматичних умов, сприяли абсолютні висоти (не нижче 1600–1700 м) і масивність горганських хребтів і гірських груп Внутрішніх Горган (ширина їх на висоті понад 1500 м доходить до 2 км).

Вік зледеніння в Українських Карпатах на підставі добре збережених льодовикових форм у басейні Пруту Б. Свідерський (1937) визначив як міндельський (старший комплекс) і рісський (молодий комплекс).

На нашу думку, можна говорити про різну збереженість льодовикових утворень різного віку. Проте аналіз палеогеографічної обстановки у плейстоцені свідчить про найзначніші похолодання клімату в еоплейстоцені (міндель), коли покривний льодовик доходив до краю Карпат, а також у мезоплейстоцені (рісс–дніпровське зледеніння), коли льодовик покривав найбільші площі в межах України (Кравчук 1999, 2005, 2008).

Екстрагляціальні форми представлені в Привододільних Горганах кам'яними розсипами, які є невід'ємною частиною типового ландшафту Горганів. Формування їх як вважає більшість дослідників, пов'язане з різким похолоданням клімату в час плейстоценових зледенінь. Приуроченість найбільших масивів кам'яних розсипів до схилів і пригребеневих поверхонь свідчить про те, що в час їх утворення біля фірнових полів йшло інтенсивне вивітрювання пісковиків ямненської і вигодської світ. Найбільші ділянки з кам'яними розсипами приурочені до найвищих хребтів і гірських груп Привододільних (Внутрішніх) Горганів (Братківська, Пішконя, Канч). Вище верхньої межі лісу кам'яні розсипи переважно на північних схилах закріплені заростями гірської сосни. На похиліших південно-західних схилах хребта Братківської кам'яні розсипи складені великими уламками пісковиків (місцями діаметром до 1–2 м) повільно рухаються вниз по схилу. За підрахунками Р.

Сливки (2001) площа кам'яних розсипів у Привододільних Горганах становить біля 15 км².

Давні поздовжні долини багатьма дослідниками зафіксовані в північно-західній, центральній і південно-східній частинах Вододільно-Верховинських Карпат. Існування цих долин пов'язують з раннім пліоценом і тільки наприкінці пліоцену та в еоплейстоцені розпочалася перебудова річкової мережі.

У північно-західній частині Вододільно-Верховинських Карпат найбільша увага приділена *Верхньосянській, Турківській і Боринській поздовжнім долинам*, стік по яких в пліоцені пов'язували з басейном Сяну. Г. Раскатов (1966) уважав, що пліоценові Сян і Дністер з'єднувалися в районі Перемишля, але дослідження польських геоморфологів цього не підтвердили.

П. Цись (1957) уважав, що у верхів'ях Стрию, Дністра і Сяну слідів єдиної давньосянської долини не встановлено. Крім відрізка долини Верхнього Сяну, у рельєфі добре простежується дві паралельні Турківська (на контакт з Скибовою зоною) і Боринська долини, які низів'ями підходять до Сяну. Ці долини були перехоплені верхів'ями Дністра і Стрию.

Для цього регіону незаперечним є те, що в пліоцен–еоплейстоценовий період відбувався одночасний розвиток поздовжніх і поперечних долин. Через погану збереженість високих терасових рівнів у гірській частині Українських Карпат та відсутність на них алювію, утруднюється з'ясування процесу формування долин і визначення віку терас.

У центральній частині Вододільно-Верховинських Карпат між сучасним вододілом і Полонинським хребтом виділяли Верховинську поздовжню долину (Єрмаков, 1948), яка згодом іншими авторами розглядалася окремими відрізками: Синевірська, пра-Ріки, пра-Тересви (Цись, 1968, 1972; Стадницький, 1963; Сливка, 1971, 2001).

Значний вплив на формування річкових долин у басейнах рік Тересви, Терєблї, Ріки відіграла Синевірська долина, морфологічно простежена від с. Усть-Чорна до с. Міжгір'я. П. Цись (1957) на схемі показував для цієї долини напрям течії з північного заходу на південний схід (від Ріки до Тересви). Д. Стадницький (1963) уважав, що один з витоків р. Тересви–р. Мокрянка – була притокою Терєблї, а пізніше перехоплена Тересвою.

Побіжний морфометричний аналіз цього регіону засвідчив, що межирічні поверхні, по яких проектується днище давньої ріки, знижується тут з південного сходу на північний захід. Перевал між верхів'ями Брадоляця (ліва притока Терєблї) і Прислопу (права притока Мокрянки) є на абсолютній висоті 920 м, а на межиріччі Терєблї–Ріки у верхів'ях р. Прогудні (ліва притока Ріки) – на абсолютній висоті 800 м. Приблизно такий же перепад висот у руслах сучасних рік: у руслі Мокрянки (гирло Прислопу) – 660 м, Терєблї (гирло Брадоляця) – 560 м. До того ж, фрагментів високих терас, не кажучи про алювій, на цьому відрізку не помічено. Тому існування поздовжньої долини на цій ділянці можна припускати, з деякими застереженнями, у ранньому пліоцені. Звідси напрашується висновок, що поздовжні пліоценові ріки центральної частини Вододільно-Верховинських Карпат, як північно-західної частини (пра-Ріка), так і південно-східної (пра-Терєбля) мали північно-західний напрямок.

Цікава дискусія відбулася щодо перехоплення Терєблею верхів'їв пра-Ріки біля с. Негровець. Б. Висоцький (1961) уважав, що значне перевищення долини

Тереблї над долиною Рїки пов'язане з удвїчі більшою площею плїоценового басейну Рїки порівняно з басейном Тереблї, що зумовило глибший її вріз. І. Гофштейн (1964) навів переконливі докази неможливості такого перехвату: 1) у морфології долини Тереблї не помічено змін на ділянках вище і нижче від місця перехвату; 2) сідловина на вододїлі Рїки–Тереблї створена потоком Мохнатин унаслідок регресивної ерозії в податливому тонкоритмічному фліші кросненського комплексу. Отже, на найближче геологічне майбутнє можна передбачити перехоПЛення Тереблї Рїкою, а не навпаки.

З верхнім плїоценом пов'язують перебудову давньої поздовжньої *Ясіня–Черемоської* (за П. Цисем), *Ясіня–Верховинської* (за І. Гофштейном), *Ворохта–Путьільської* (найстаріша назва). Долина закладена у Верховинській частині Славсько–Верховинської підзони зони Кросно біля пїднїжжя Горганського і Покутсько–Буковинського середньогір'я.

П. Цись (1957) уважав, що давня плїоценова долина текла з північного заходу на південний схід і впадала в Сїрет (напрям сучасної його притоки Молдови). І. Гофштейн (1964) переконував, що напрям течії цієї рїки був протилежний і вона впадала у Прут. Доказ цього, на його думку, – це зниження абсолютних висот від вододїлу між Сучавою і Молдовою (1000–1200 м) до вододїлу Черемошу–Пруту (950 м) та Пруту–Чорної Тиси (900 м).

Підтвердженням такої думки є північно-західний напрямок течії Путили, відрізків долин Білого і Чорного Черемосів, ділянки долини Пруту, а також нижчі положення днища давньої долини біля с. Верховина (250–270 м відносної висоти, 900 м – абсолютної), ніж у районі долини Сучави. Р. Сливка (2001) стверджував, що протягом верхнього плїоцену напрям стоку поздовжньої рїки змінювався, свідченням чого є наявність у її долині кількох верхньопліоценових терас. На рівні найвищої з них (дев'ятої) стїк відбувався у південно-східному напрямку до долини Сучави.

Геоморфологічні дослідження проведені геоморфологічною партією науково-дослідного сектору Львівського університету в басейнах Пруту, Черемошу, Пістинки, Чорної Тиси, Бистриці Надвірнянської дали можливість зробити деякі висновки щодо давньої Ясіня–Черемоської долини.

Фактичні матеріали досліджень, висновки багатьох дослідників свідчать про домінування на найдовшому відрізку давньої долини (від вододїлу Сучави–Молдови до долини Черемошу) південно-східного–північно-західного напрямку течії.

Підтвердженням цього, крім аналізу абсолютних і відносних висот, є наявність гальки кристалічних порід з Чивчинського масиву в алювіальних відкладах давніх терас відкладених Чорним і Білим Черемошами, які були притоками поздовжньої долини.

З північного заходу (верхів'я Чорної Тиси) існував відрізок давньої долини, яка доходила до р. Прут, відрізок якої успадкувала сучасна долина Прутця Яблунецького. На межиріччі Пруту–Черемошу відсутні не тільки слїди алювію, але й характерні морфологічні ознаки давніх терас. Важко їх знаходити також і на лївобережжі Пруту на північно-східних схилах вододільного хребта в околицях населених пунктів Яблунця, Поляниця, Вороненка.

Рїчкові долини, як елемент успадкованої морфоскульптури, є важливою частиною геоморфологічного ландшафту Вододільно–Верховинських Карпат.

Головний вододіл Українських Карпат у північно-західній частині ділить цю геоморфологічну область на дві частини: північно-східну з поперечними долинами басейнів Дністра та Пруту і південно-західну з поперечними долинами басейну Тиси. Південно-східніше, у Горганах і Чорногорі, лінія сучасного вододілу збігається з лінією найбільших висот. П. Цись (1957) зазначав, що вододіл не є різко вираженою структурно-орографічною єдністю, тому що поширюється на три тектонічні зони флішових Карпат.

Аналіз сучасної поперечної гідромережі ще в 60-і роки минулого століття, спростував твердження про те, що у верхньому пліоцені і нижньому плейстоцені в Українських Карпатах домінували поздовжні долини, зумовлені структурно-літологічною зональністю.

Про одночасне формування поздовжніх і поперечних долин писали С. Рудницький (1925), П. Цись (1957, 1968), І. Гофштейн (1962, 1964, 1995). Дискусійними залишалися тільки питання напрямків стоку і перехоплення поздовжніх долин поперечними, і як наслідок цього процесу – зміщення головного вододілу.

У межах Вододільно-Верховинських Карпат помітні досить значні відмінності характеру річкових долин у північно-західній (Стрийсько-Сянська і Воловецько-Міжгірська верховини), центральній (Внутрішні Горгани) і південно-східній (Ворохта-Путильська верховина).

У північно-західній частині добре простежуються декілька типів долин: поздовжніх синклінальних, епігенетичних і ерозійно-тектонічних. Такі ж типи долин розрізняли П. Цись (1968) і Ю. Єрмоленко (1967) в межах Верхньодністерських Бескидів, де долини формувалися на фоні Бескидської і Підбескидської денудаційних поверхонь. Долини Сяну, Стрию і Дністра, які нагадували рівнинні меандруючі ріки, пізніше повільно вривалися у раніше вирівняну поверхню, зберігши ці вигини навіть при перетині поздовжніх антиклінальних складок.

У Стрийсько-Сянській і Воловецько-Міжгірській верховинах спостерігається чергування у деяких рік відрізків епігенетичних ділянок долин з ерозійно-тектонічними і синклінальними. Змінюється відповідно і морфологічна форма долин – на ділянках успадкованих поздовжніх долин вони розширюються і набувають місцями коритоподібну форму (Сливка, 2001), простежується повний комплекс низьких і середніх терас.

Долина р. Дністер в межах Стрийсько-Сянської верховини приурочена до давньої поздовжньої долини, через це високі тераси, які фрагментами простежуються на південно-західних схилах Розлуцького хребта з відносними висотами 50 і 60–80 м, є результатом діяльності давньої гідромережі.

У долині *р. Стрий* на території Стрийсько-Сянської верховини можна виділити декілька ділянок, які мають дещо відмінні морфогенетичні характеристики.

Перша ділянка від витоків (околиці с. Верхнячка) до гирла правої притоки Стрия – Поточинки. Витоки Стрия приурочені до південних схилів хребта Бердо і північних схилів Вододільного хребта. Всі витоки сходяться у східній частині с. Верхнячка, утворюючи класичний варіант радіального доцентрового типу річкової мережі.

З півночі до хребта Бердо підходять витoki верхів'їв р. Опір, з півдня до Вододільного хребта – витoki верхів'їв р. Віча. Вузька долина Стрия простягається у північно-західному напрямі поміж Вододільним хребтом на півдні і хребтом Бердо–Добце на півночі, а біля с. Матків повертає в західному–північно-західному напрямі, обходячи структуру Сможе–Комарника. Нижче по течії долина значно розширюється, на обох берегах простежується комплекс із шести терас. На відрізку Верхнє Висоцьке–Бориня ріка протікає по давній успадкованій долині. В околицях с. Борині добре простежується рівень шостої тераси. Нижче по течії долина перетинає давню Турківську долину, створюючи в її межах вузькі омегоподібні меандри.

Долина р. Опір своїми верхів'ями розчленовує південно-східну частину Стрийсько-Сянської верховини, зокрема майже повністю Славську верховину. Витoki Опору знаходяться південніше с. Ополець біля перевалу Бескид на Вододільному хребті. До вододілу також доходить верхів'я правої притоки Опору – Славської. З півдня до вододілу підходять витoki Вічі, Студеного і Голятинки (притоки Ріки).

Крім того, Славську верховину розчленовують численні ліві притоки Опору. Верхів'ями в межі верховини заходять р. Орява та Головчанка. Ліві притоки Оряви, Довжинка та Орявчик закладені в давніх поздовжніх долинах, які розділяють два поздовжніх хребти Дзвінів і Довжки між собою і віділяють від Сколівських Бескид.

Долина Опору між Славськом і вододілом перетинає поздовжні середньогірні і низькогірні хребти, де долина має V-подібну форму. У синклінальних зниженнях, де Опір приймає бічні притоки, утворилися улоговини, або розширені терасовані ділянки долини. Найбільша улоговина – Славська, де представлений комплекс низьких, середніх і високих терас. Усереднені висоти терас (надзаплавних) за даними Л. Скварчевської (1956), Р. Сливки (2001), Я. Кравчука (2005) становлять: перша – 3–5 м; друга – 9–11 м; третя – 18–25 м; четверта – 30–50 м. Більш високі тераси простежуються нахиленими майданчиками без слідів алювію. У розширених ділянках долини в селах Лавочна і Ополець добре простежуються низькі тераси.

Подібний характер долин мають головні притоки Опору – Орява і Головчанка, у верхніх частинах басейну яких також звужені ділянки чергуються з улоговинами. Найбільші улоговини – в с. Орява (долина Оряви) і с. Тухолька (долина Бринівки).

В межах Воловецько-Міжгірської верховини найбільшою сучасною долиною є *долина Латориці* з притокою Віча та верхів'я Ріки. Всі вони своїми верхів'ями розчленовують південно-західні схили Вододільного хребта.

Долини сучасних рік у Воловецько-Міжгірській верховині також пов'язані з давніми поздовжніми долинами. За даними П. Цися (1968), Р. Сливки (2001) від витоків Латориці в напрямку Нижні Ворота, Воловець, Пилипець, Сойми до Міжгір'я простежується давня поздовжня долина. Днище цієї долини поділене терасованою долиною Вічі на два відгалуження. Окремі ділянки поздовжньої долини успадкували сучасні долини р. Славки (притока Латориці), р. Рипинки (притока Ріки).

У сучасних долинах Латориці та Вічі на окремих ділянках добре простежуються 3–4 надзаплавних тераси, відносна висота яких становить 3–4 м,

7–10 м, 18–25 м, більше 40 м. Перша тераса переважно акумулятивна, друга і третя – цокольні, на четвертій сліди алювію відсутні.

На відрізку долини Ріки від с. Сойми до Міжгір'я та її притоки Рипинки простежується повний комплекс терас. Але при цьому слід наголосити, що високі тераси (більше 50 м відносної висоти) належали давній поздовжній долині, простежуються місцями тільки морфологічно, сліди алювію відсутні.

Усереднені висоти надзаплавних терас, на яких присутній алювій, мають в цих долинах такі відносні висоти (Р. Сливка, 2001): перша – 2,5–3 м; друга – 6–7 м; третя – 20–25 м; четверта – 40–45 м.

У центральній частині (Внутрішні Горгани) Вододільно-Верховинської області річкові долини переважно поперечні, горганського типу.

Долина Ріки є природною межею між Воловецько-Міжгірською верховиною і Внутрішніми Горганами. Улоговиноподібні розширення долини утворилися при впадінні в Ріку її приток Присліпа і Лопушної, Бистої, Голятинки і Рипинки. У розширеннях долини фрагментами зустрічаються низькі і середні тераси, відносні висоти яких від 2 до 3–5 м і 6–7 м (Стадницький, 1963). Звужені V-подібні ділянки долини утворилися при перетині хребтів Смерек і Високої Клеви, а також Сойменської складки.

Долина Терєблі на території Внутрішніх Горганів повторює в орографічному плані напрям р. Ріки, але перевищення її русла над руслом Ріки становить 200 м (район Терєбле-Ріцької ГЕС), уверх по течії (Внутрішні Горгани) збільшується до 250 м. Витоки р. Терєблі знаходяться на південних схилах вододільного хребта і підходять до витоків р. Свічі і Лімниці. Найбільші північно-східні витоки – Слободянська Ріка і Розтоки відділяють схили Вододільного хребта від гірського масиву Канч. Більшість витоків приурочені до ущелиноподібних долин з крутими схилами (більше 25°). Невеликі розширення долини Терєблі є в с. Слобода і Синевірська Поляна, де фіксуються фрагменти двох низьких терас.

На ділянках с. Слобода–с. Синевірська Поляна–с. Синевір долина Терєблі має вигляд ущелини, впоперек перетинаючи одну з найвищих ділянок Внутрішніх Горган – хребти і масиви Канч, Пішконя, Камінський.

Найбільша лівобережна притока Терєблі Озерянка протікає майже на всьому протязі в ущелині. Долина Озерянки розділяє гірські масиви Канч і Пішконя.

В с. Синевір р. Терєбля, прорвавшись поміж хребтами Камінський і Пішконя, виходить на широку терасовану поздовжню долину. Більшість дослідників на ділянці долини між селами Синевір і Колочава виділяють (без заплави) 6–7 (Стадницький, 1963; Сливка, 1971, 2001) терас. Більш повний терасовий комплекс із шести терас простежується на лівому березі в районі сіл Негровець і Колочава (Стадницький, 1963). Високі тераси є спільними для Терєблі та її лівих приток Сухаря і Брадулівця. Р. Сливка (2001) на межиріччях лівих приток Терєблі (Негровець, Герсовець, Сухар, Брадуловець) виділяє слабо хвилясту поверхню без слідів галечника на відносних висотах 200–250 м, приймаючи її за днище пліоценової поздовжньої долини. Відносимо такі ділянки до прирічкових поверхонь – долинних педиментів (Кравчук, 2008).

Вище згадані поперечні притоки Терєблі у верхів'ях при перетині південно-західних схилів хребта Пішконя, створили долини–ущелини. Долина р. Сухар розділила хребет Пішконя і масив г. Стримба. Круті та місцями урвищні схили створюють ділянки долин-тіснин.

Досить потужними поперечними долинами у південно-східній частині Внутрішніх Горганів є ліві притоки Тересви: Мокрянка, Яновець і Брустурянка.

Долина Мокрянки від витоків з-під вододільного хребта до с. Німецька Мокра має поперечний субмеридіональний напрям. Ріка розпочинається кількома потоками на південних схилах г. Попаді (1740 м). При злитті цих потоків сформувалася водозбірна улоговина, оточена невисокими вершинами (Мала і Велика Озерянка) з порівняно похилими схилами, у будові яких беруть участь кросненські відклади. Південніше на 4–5 км від вододілу долина входить в зону стійкого крейдового, палеоценового і еоценового флішу, стає вузкою, а схили дуже крутими, в руслі появляються пороги і невеликі водоспади. У рельєфі тут виділяються межирічні хребти також субмеридіонального простягання – на правобережжі з найвищою вершиною Стримба, на лівобережжі з вершинами Прибуї і Странжул. Фрагментами на обох берегах зустрічаються низькі і середні тераси.

Біля північних околиць Німецької Мокрої ріка змінює напрям на південно-східний. Такий напрям вона зберігає до злиття з Брустурянкою в с. Усть-Чорна і після цього стає р. Тересвою. Долина Мокрянки на цій ділянці сформувалася на вузькій смугі кросненських відкладів і є продовженням Синевірської давньої поздовжньої долини (Цись, 1968). В долині добре простежуються дві-три тераси, більшість яких цокольні.

В с. Руська Мокра в р. Мокрянку впадає *потік Яновець*, який своїми витоків з схилів Вододільного хребта підходить до витоків Лімниці. Долина Яновця – типова ущелина з дуже крутими схилами, кам'яними розсипами і кам'яними потоками. При злитті з р. Мокрянкою утворилися три спільних тераси.

Долина Брустурянки розпочинається на схилах Вододільного хребта двома витоків – Пляйська і Бертянка. Пляйський своїми верхів'ями прорізав скибу Зелем'янки і підійшов до скиби Парашки, на якій знаходяться найвищі вершини Скибових Карпат Лопушна (1836 м) і Сивуля (1818 м).

Між гірськими хребтами Кінець Горгану і Тавпиширка (скиба Зелем'янки) потік Пляйський протікає по ущелині з дуже крутими схилами, на схилах осипища, русло порожисте. Південніше, у смугі відкладів менілітової серії, долина розширюється, появляються низькі акумулятивні тераси. Невеликі улоговини у потоці Бертянка і Пляйському чергуються з вузькими V-подібними долинами.

Найбільша ліва притока Пляйського – Турбат, витоків якої на північних схилах Свидовецького масиву. Долина простежується у північно-західному напрямі паралельно хребту Братківської, має V-подібну форму. Від гирла Турбату ріка називається Брустурянкою, яка має південно-західний напрям і вперек перетинає структурно-літологічні зони. У місцях виходів ямненських пісковиків утворилися водоспади висотою 12–15 м і 4–5 м (с. Лопухів). Фрагментами простежуються низькі акумулятивні і цокольні тераси.

Регіоналізація. З урахуванням проведеного морфоструктурно-морфоскульптурного аналізу, а також існуючих картосхем геоморфологічної регіоналізації Українських Карпат П. Цися (1957, 1968), Д. Стадницького (1963), Р. Сливки (2001), Г. Рудька, Я. Кравчука (2002) пропонуємо картосхему

геоморфологічного районування Вододільно-Верховинських Карпат (табл. 1, рис. 1).

Таблиця 1

Схема геоморфологічної регіоналізації
Вододільно-Верховинських Карпат

Райони	Підрайони
1. Стрийсько-Сянська верховина ерозійно-антиклінальних хребтів і синклінальних долин	1.1. Турківська верховина 1.2. Сможевська верховина 1.3. Славська верховина
2. Верховинський середньогірний вододільний хребет	2.1. Ерозійно-антиклінальний середньогірний хребет Буківської полонини 2.2. Верховинський ерозійно-тектонічний хребет
3. Воловецько-Міжгірська верховина з ерозійно-тектонічним рельєфом	3.1. Воловецька верховина 3.2. Міжгірська верховина
4. Привододільні (Внутрішні) Горгани ерозійно-тектонічних хребтів і гірських груп	4.1. Привододільні Горгани 4.2. Камінка-Буштульські Горгани
5. Ворохта-Путильське структурно-ерозійне низькогір'я	5.1. Бистрицько-Ворохтянське низькогір'я 5.2. Ворохта-Путильське низькогір'я
6. Ясінянська улоговина	

1. Район Стрийсько-Сянської верховини з низькогірним рельєфом займає північно-західну частину Вододільно-Верховинських Карпат у верхів'ях Дністра, Сяну, Стрия та Опору. Характерним типом рельєфу для північно-західної частини району є чергування ерозійно-антиклінальних хребтів і синклінальних долин "карпатського" простягання. Серед цих елементів рельєфу виділяються хребти Кам'янецький, Сянський, Лімнянсько-Яблунський, які розділені Бориньською і Турківською долинами. Ці хребти і долини простежуються від західного кордону до долини Стрию, шириною 12–14 км, абсолютні висоти до 800–870 м.

Південно-східніше, вздовж субмеридіонального відрізка долини Стрия, ширина району збільшується до 30–34 км. Появляються невеликі пасма і хребти поперечного простягання.

На лівобережжі субмеридіонального відрізка долини Стрия від Ужоцького перевалу у південно-східному напрямку простежується два паралельних низькогірних хребти, що сформувалися на Бітлянській і Либохорській складках. На північному заході біля кордону з Польщею на першій структурі сформувався хребет Бучок (915 м), у південно-східному напрямку висоти поступово зростають до 951 м (г. Щавинка) і до 1013 м (г. Магура).

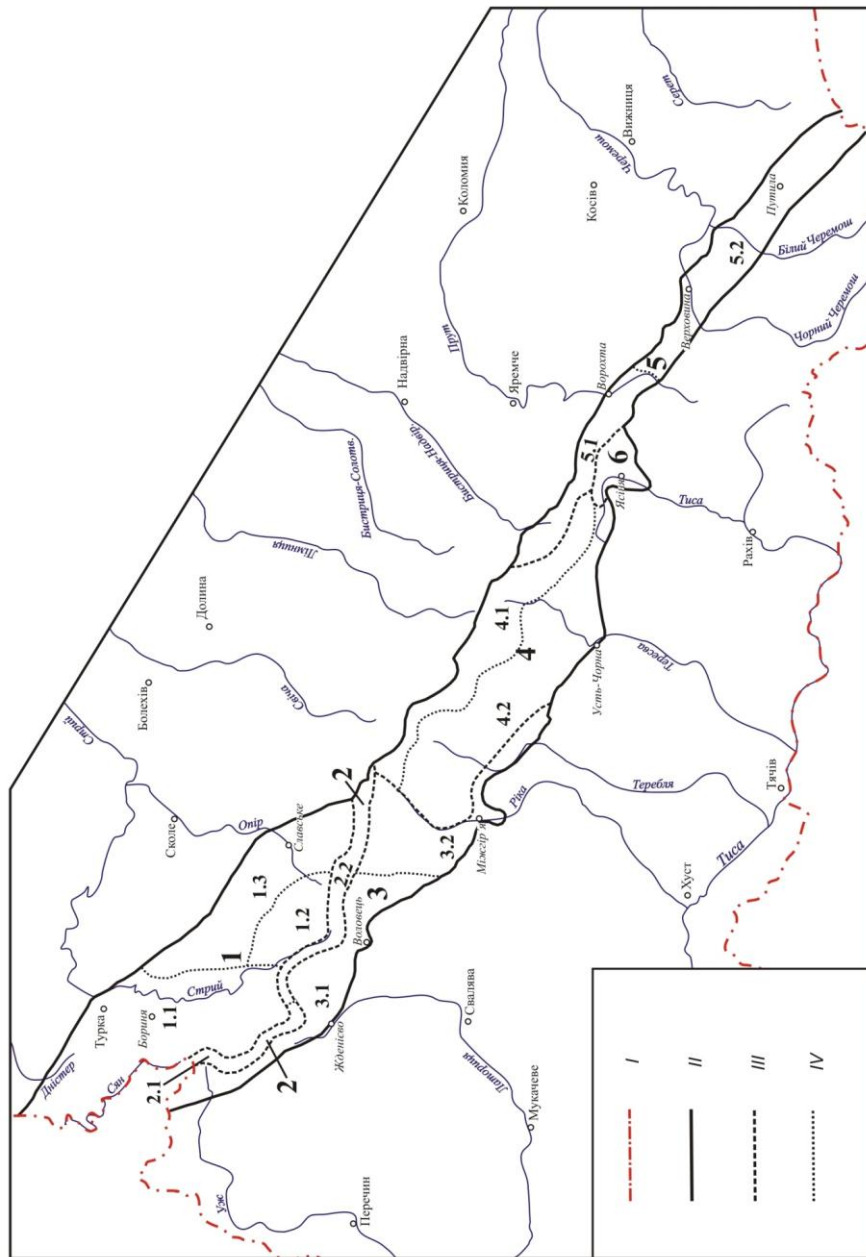


Рис. 1. Картохема геоморфологічної регіоналізації Вододільно-Верховинських Карпат. I – державний кордон. Межі геоморфологічних: II – підобластей; III – районів; IV – підрайонів.

Яворівська). Приблизно такі ж висоти і на Либохорській структурі (900–1000 м).

Південно-східніше між долинами Стрию і його притокою Поточинкою розміщені два хребти, які приурочені до Сможевської структури з абсолютними висотами 1041 м (г. Добце) і 1198 м (г. Бердо).

Північніше цього масиву розміщений масив Славської верховини з кількома монолітними хребтами і широкими улоговинами. Низькогірний рельєф з елементами середньогір'я сформувався на синклінальній западині. Середньогірні хребти Дзвінів і Должки приурочені до двох антиклінальних складок на межі з Рожанською морфоструктурою Скибових Карпат.

За деякими морфоструктурними і морфоскульптурними відмінностями в межах Стрийсько-Сянської верховини виділяють такі підрайони: *Турківська верховина*, *Сможевська верховина* і *Славська верховина*.

Турківська верховина займає північно-західну частину Вододільно-Верховинських Карпат. Рельєф підрайону сформувався переважно на Турківській і частково на звужених ділянках Бітлянської і Славсько-Верховинської тектонічних підзон. Яскраво виражені поздовжні низькогірні антиклінальні хребти чергуються з давніми, часто успадкованими, поздовжніми долинами.

Південніше с. Верхнє Гусине, на південно-східному закінченні Бітлянського і Либохорського хребтів, створено ландшафтний заказник Пікуй.

Сможевська верховина приурочена до піднятої частини зони Кросно, у будові якої беруть участь відклади крейдового та еоценового флішу. У рельєфі домінують два розгалужені хребти з крутими схилами (15–20° місцями до 25°). Максимальні висоти 1041 м (г. Добце) і 1198 м (г. Бердо).

Для збереження унікальних природних об'єктів у цьому підрайоні створений ландшафтний заказник Бердо.

Славська верховина пов'язана з розширеною ділянкою Славсько-Верховинської тектонічної підзони. Виділяється у рельєфі контрастним поєднанням середньовисотних хребтів Дзвінів і Должки з численними улоговинами (Орявська, Тухольська, Славська та ін.). В межах улоговин простежуються комплекси середніх і низьких терас.

2. *Район Верховинського середньогірного вододільного хребта.* Верховинський вододільний хребет простягається від Ужоцького перевалу до Вишківського (Торунського) перевалу. Північно-західна частина хребта, яка приурочена до антиклінальної складки “карпатського” простягання, виразно виділяється над низькогір'ям Стрийсько-Сянської і Воловецької верховин. Найвища вершина г. Пікуй (1408 м), в пригребеневій частині якої потужні кам'яні розсипи представлені великими брилами пісковиків.

Північно-західна частина хребта (Буківська полонина) має круті південно-західні і похиліші північно-східні схили. Від г. Пікуй до Вишківського перевалу хребет набуває звивистого простягання – невеликі ділянки з “карпатським” простяганням змінюються на субширотне. Крутіші схили переважають на півночі–північному сході, а південні–південно-західні – похиліші. Абсолютні висоти на цій ділянці хребта переважно від 840 до 1000 м, за винятком г. Явірник (1120 м) у верхів'ях Опору і г. Чорна Ріпа (1285 м) у верхів'ях Ріки.

Район Верховинського вододільного хребта поділяють (Сливка, 2001) на два підрайони: *ерозійно-антиклінальний середньогірний хребет Буківської полонини* і *Верховинський ерозійно-тектонічний хребет*. Відрізняються дві ділянки хребта перш за все абсолютними і відносними висотами, які більші на північно-західному відрізку, характером горизонтального розчленування та особливостями геологічної будови.

Хребет Буківської полонини сформувався на антиклінальній складці, яка стикується з Дуклянським покривом, який побудований палеогеновим і крейдовим флішем. Південно-східна частина Верховинського хребта побудована відкладами кросненської серії, які менш стійкі до ерозійних процесів. Інтенсивна регресивна ерозія у верхів'ях рік басейну Дністра з півночі і басейну Тиси з

півдня сприяли створенню звивистої ділянки вододільного хребта. Наявність на цьому відрізку моноклінального залягання пластів порід сприяло створенню асиметрії схилів: північні схили круті й коротші, південні – більш похилі й видовжені.

3. Район *Воловецько-Міжгірської верховини* на північному заході простежується вузькою смугою між Вододільним хребтом і відрогами Полонинського хребта від околиць с. Волосянки до с. Буковець. Південно-західна межа на значному протязі проходить по долині р. Жденівки (притока Латориці). Невисокі хребти північно-західного–південно-східного простягання (700–800 м) чергуються з вузькими улоговинами у верхів'ях Ужа та Жденівки, у яких знаходиться більшість населених пунктів (Волосянка, Гусиний, Тихий, Буковець).

На південний схід від с. Буковець до долини Латориці смуга Воловецького низькогір'я розширюється. Між долинами Латориці і Жденівки розміщений хребет Велика Гранка (1202 м), “карпатського” простягання, який є продовженням вододільного відрізка хребта Буківської Полонини. Східніше долини Латориці простежуються невисокі (700–800 м) звивисті хребти субмеридіонального простягання від Вододільного хребта до відрогів Полонинського хребта. Сильно розчленовані верхів'ями Латориці та її приток Бескиду, Славки. Поширені схилі і берегові яри. У розширених ділянках долин Латориці, Вічи та їх приток розміщені численні населені пункти (Воловець, Нижні Ворота, Лази та ін.).

Південно-східніше верхнього відрізка долини ріки Вічи у рельєфі домінують звивисті хребти субмеридіонального простягання, абсолютні висоти яких поступово зростають у південно-східному напрямку. На межиріччі Вічи–Студеного хребет, що відходить від перевалу Бескид, має максимальну абсолютну висоту 1009 м; на межиріччі Студеного–Голятинки – 924 м. У південній частині долинами поперечних і поздовжніх потоків хребти поділені на невеликі масиви.

Найвищі абсолютні висоти зосереджені на межиріччі Голятинки і Ріки. Тут розміщені два масивні хребти, які мають як північно-західне–південно-східне, так і північно-східне–південно-західне простягання. Північну частину межиріччя займає хребет Смерек (1421 м), південну – хребет Високої Клеви (1110 м). Між відрогами хребта Смерек і Вододільним хребтом у верхів'ях Ріки між селами Присліп і Лопушне простежується поздовжня синклінальна улоговина.

У будові ділянки Воловецько-Міжгірської верховини, що розміщена в басейнах Студеного, Рипинки, Голятинки, беруть участь Голятинська і Сойменська антиклінальні складки, ядра яких складені крейдовими відкладами.

В численних улоговинах, розширених ділянках долин Латориці, Вічи, Ріки, Теремлі та їх приток простежуються комплекси низьких і середніх терас з відносними усередненими висотами: друга – від 2,5 до 4 м, третя – 6–10 м, четверта – 17–25 м (Сливка, 2001).

В межах Воловецько-Міжгірської верховини традиційно виділяють два підрайони: *Воловецької верховини* і *Міжгірської верховини*.

Підрайон Воловецької верховини займає північно-західну частину зони Кросно між Вододільним хребтом на північному сході і відрогами Полонинського хребта на південному заході. Розпочинається на заході у

верхів'ях Ужа і Жденівки (притока Латориці), на сході обмежений долиною Студеного.

До долини Латориці у рельєфі простежуються короткі низькогірні хребти "карпатського" простягання, які розділені вузькими долинами. Східніше долини Латориці хребти межиріч переважно субмеридіонального простягання, з численними відгалуженнями, абсолютні висоти від 700–800 до 1009 м.

В долинах головних рік (Латориці, Вічи і деяких приток) простежуються комплекси низьких і середніх терас, де зосереджено більшість населених пунктів.

Підрайон Міжгірської верховини розміщений східніше долини Студеного, де помітно зростають абсолютні і відносні висоти. На межирічних хребтах абсолютні висоти зростають від 900–1000 м до 1100–1421 м, відносні висоти – до 300–400 м.

Різке підвищення рельєфу на цій ділянці пов'язано з приуроченістю цієї ділянки до Сойменської і Голятинської антиклінальних складок, побудованих більш стійкими породами палеоцену, еоцену і верхньої крейди.

4. *Район середньовисотних ерозійно-тектонічних хребтів і гірських груп Привододільних (Внутрішніх) Горганів* сформувався на припіднятій основі зони Кросно. Гірські хребти і групи приурочені до антиклінальних і брахіантиклінальних складок, у будові яких беруть участь відклади палеогенового і верхньокрейдного флішу. Розміщений між верхів'ями р. Ріки на північному заході та верхів'ями р. Чорної Тиси на південному сході. На півночі межує із Скибовими Горганами, на півдні з Полонинським хребтом; на північному заході з Воловецькою верховиною, на південному сході з гірською групою Свидівця.

Всі головні долини Внутрішніх Горганів (Ріка, Теремля), а також притоки Теремлі (Гирсовець, Сухар) і витоки Тересви (Мокрянка, Яновець, Брустуриянка) вперек перетинають структурно-літологічні зони і приурочені до них хребти, поділяючи їх на короткі межирічні відрізки. У центральній і південно-східній частині району на цих межиріччях простежуються звивисті хребти субмеридіонального простягання.

Характерним явищем для району є поширення кам'яних розсіпів, які найчастіше приурочені до привершинних ділянок схилів і пригребневих ділянок, абсолютні висоти яких перевищують 1400–1500 м.

У південно-східній частині Внутрішніх Горганів найвиразнішим у рельєфі є хребет Братківська, по якому проходить головний карпатський вододіл. У будові пригребневої частини беруть участь яменські пісковики, з якими пов'язані великі масиви кам'яних розсіпів.

У північно-західному напрямку характер вододільного хребта докорінно змінюється – підвищені ділянки чергуються з пониженнями. На окремих ділянках верхів'я приток Тересви (Брустуриянки, Мокрянки) відтісняють вододіл в Скибові Горгани, а між ними верхів'я Лімниці заходить далеко на південь в зону Кросно.

За деякими відмінностями в рельєфі в межах цього геоморфологічного району виділяють (Стадницький, 1963) два підрайони: *Вододільних Горганів* і *Камінко-Буштульський*.

Підрайон Вододільних Горганів займає північну привододільну частину Внутрішніх Горган і вузькою смугою вздовж вододілу від долини Ріки (с. Лопушне) простежується долинами Лопушки, Розтоки, Песевої Ріки через верхів'я Мокрянки і Брустурянки до гирла Турбату. Далі по долині Турбату і верхній течії Чорної Тиси до Ясінянської улоговини.

У будові цього підрайону, за винятком хребта Братківської, домінують відклади кросненської серії та менілітової світи. Через це гірські хребти в цьому підрайоні короткі і невисокі. Пригребеневі частини хребтів вирівняні, відсутні конусоподібні вершини. Абсолютні висоти зростають з північного заходу на південний схід від 1100 м до 1700 м і більше (хребет Братківська), а відносні від 100–150 до 500–600 м.

Камінка-Буштульський підрайон займає південну частину Внутрішніх Горган і простягається від долини Ріки на північному заході до гірської групи Свидівця на південному сході. Підрайон охоплює найвищу і найбільшу за площею частину району.

У рельєфі підрайону виразно виділяються гірські групи і хребти з вершинами Озірна, Камінка, Канч, Пішконя, Негровець, Ланівець, Стримба, Прибуї та ін. Для підрайону характерна висока розчленованість поперечними ріками і їх поздовжніми притоками. Домінування твердих порід палеогенового і верхньокрейдового флішу сприяло створенню ущелинних ділянок долин і тіснин. Вертикальна розчленованість цього регіону від дниць основних долин до вододілів місцями перевищує 800–900 м.

У районі Привододільних (Внутрішніх) Горганів один з найвищих відсотків природоохоронних територій Вододільно-Верховинських Карпат. Тут знаходиться Національний природний парк Синевир, створений у 1989 році для збереження унікальних мало порушених горганських ландшафтів. У центральній частині парку знаходиться цінний природоохоронний об'єкт – озеро Синевир загатного походження. Крім того, в районі і на контакті із Скибовими Горганями та Свидовецьким гірським масивом створено ботанічні заказники: Керничний, Кедрин, Странзул, Задня, Гладинський, Тавпиширківський, ландшафтний заказник Брадульський, гідрологічний заказник Апшинецький.

5. *Район Ворохта-Путильського структурно-ерозійного низькогір'я* займає звужену південно-східну частину Вододільно-Верховинських Карпат. Рельєф цього району сформувався на Верховинській частині Славсько-Верховинської підзони зони Кросно.

Верховинська западина відноситься до депресійних структур, яка заповнена олігоцен-міоценовим кросненським флішем (Гнилко, 2016). Рельєф Ворохта-Путильського низькогір'я переважно пов'язують з давньою поздовжньою долиною.

В межах цього району виділяємо два підрайони: *Бистрицько-Ворохтянське низькогір'я* і *Ворохта-Путильське низькогір'я*.

Бистрицько-Ворохтянське низькогір'я об'єднує дві ділянки: а) Бистрицьку улоговину між Скибовими Горганями (морфоструктура скиби Зелем'янки) і Внутрішніми Горганями (хребет Братківської); б) Яблунецько-Ворохтянську, відділену на південному заході від Ясінянської улоговини Вододільним хребтом, а на північному сході межує із морфоструктурою Зелем'янки і долиною Пруту.

Низькогір'я сильно розчленоване численними витоками Бистриці Надвірнянської та Прутця Яблуницького, а також верхів'ями Довжини (притока Чорної Тиси). Переважаючи абсолютні висоти коливаються в межах 800–900 до 1000 м.

На лівобережжі Пруту простежується комплекс низьких і середніх терас. Найширшою смугою (до 700 м) простежується 5–7 метрова тераса. Більш високі тераси зустрічаються невеликими фрагментами, часто порушені зсувами.

На похилих північно-східних схилах від вододільного хребта, які розчленовані численними витоками Прутця Яблуницького і Пруту, зосереджені населені пункти Паляниця, Яблуниця, Вороненка, Ворохта.

Ворохта-Путильське низькогір'я розміщене між долиною Пруту і державним кордоном з Румунією. Долинами рік Пруту, Чорного Черемошу, Білого Черемошу, Путили і Сучави поділене на межирічні ділянки, у рельєфі яких зустрічаються деякі морфогенетичні відмінності.

На межиріччі Пруту–Чорного Черемошу з максимальними абсолютними висотами 800–900 м зустрічаються ділянки з похилими пригребеневими поверхнями. Відносні висоти цих ділянок над днищами потоків біля 80–100 м. В околицях хутора Буковин простежуються дві широкі сходинок, які припідняті над Кривопільським перевалом на 50–75 м і за морфометричними показниками підходили під останці високих терас поздовжньої долини. Слідів алювіальних відкладів на цих ділянках і нижче на схилах не виявлено.

У південно-східному напрямку абсолютні висоти поступово зростають. Поперечні відрізки досить широкі долин Чорного і Білого Черемошів, Путили, Сучави мають комплекси низьких, середніх і високих терас.

Вздовж насуву Чорногірського покриву на межиріччях Білого Черемошу–Путили–Сучави простежується хребет північно-західного–південно-східного простягання. Абсолютні висоти його зростають у південно-східному напрямку від долини Білого Черемошу і на межиріччі Сторонця–Рипеня (ліві притоки Путили) біля с. Рижа 1027 м, на межиріччі Путили–Сучави біля с. Плоска – 1073 м і біля с. Селятин – 1129 м.

У долинах майже всі звужені ділянки чергуються з улоговинами. В таких улоговинах (Ворохтянська, Верховинська, Путильська, Селятинська) зосереджені найбільші населені пункти.

6. Район Ясінянської улоговини повністю співпадає з однойменною морфоструктурою, яка приурочена до Ясінянської синкліналі, у будові якої домінує дрібноритмічний глинистий фліш. Простежуються комплекси низьких, середніх і високих терас. У центральній частині улоговини низькі і середні тераси є спільними для Чорної Тиси і Лазещини. Відносні висоти низьких і середніх голоцен-верхньоплейстоценових терас від 1,5–4,5 м до 10–12–25–30 іноді і 40 м (Сливка, 2001). Давніші тераси висотою більше 45–50 м простежуються фрагментами у вигляді похилих майданчиків, на яких відсутній алювій. Досить часто середні і високі тераси, а іноді й низькі, зруйновані зсувами. Давні зсувні тераси місцями морфологічно нагадують річкові.

СПИСОК ВИКОРИСТАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ

1. *Висоцкий Б.П.* К геоморфологии бассейна рек Теребли и Рики (Закарпатье) / Б.П. Висоцкий. – Изд. АН СССР, сер. геогр. – 1961. – № 1.
2. *Гнилко О.М.* Геологічна будова та еволюція Українських Карпат: автореф. дис. на здобуття наук. ступеня доктора наук / О.М. Гнилко. – Львів, 2016. – 44 с.
3. *Гофштейн І.Д.* Неотектоніка і морфогенез верхнього Придністер'я / І.Д. Гофштейн. – Київ, Вид. АН УРСР, 1962. – 131 с.
4. *Гофштейн І.Д.* Неотектоника Карпат / І.Д. Гофштейн – Киев: Изд-во АН УССР, 1964. – 182 с.
5. *Гофштейн І.Д.* Геоморфологический очерк Украинских Карпат / І.Д. Гофштейн. – Киев: Наукова думка, 1995. – 84 с.
6. *Досин та ін.* Кросненская зона // Тектоника Украинских Карпат / Досин та ін. – [Под ред С. Круглова]. – Киев, 1986. – С. 80–84.
7. *Єрмаков Н.П.* Схема геоморфологического деления и вопросы геоморфологии Советских Карпат // Тр. Львов. геол. об-ва. Сер. геол. – 1948. – Вып. 1.
8. *Єрмоленко Ю.А.* Геоморфология Бескид: автореф. дис. на соискание научн. степени канд. геогр. наук / Ю.А. Єрмоленко. – Львов, 1967.
9. *Іванов Б.* Следы оледенения Украинских Карпат // Наук. зап. Чернівецького у-ту. Сер. геол.-геогр. – 1950. – Вип. 2. – Т. VIII.
10. *Кравчук Я.* Геоморфологія Передкарпаття / Я. Кравчук // ЛДУ ім. Ів. Франка, «Меркатор». Львів, 1999. – 187 с.
11. *Кравчук Я.* Геоморфологія Скибових Карпат / Я. Кравчук // Вид центр ЛНУ ім. Ів. Франка. Львів, 2005. – 231 с.
12. *Кравчук Я.* Геоморфологія Полонинсько-Чорногірських Карпат / Я. Кравчук // Вид центр ЛНУ ім. Ів. Франка. Львів, 2008. – 187 с.
13. *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: Вид центр ЛНУ ім. Ів. Франка, 2008. – С. 85–91.
14. *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: Вид. центр ЛНУ ім. Ів. Франка, 2012. – С. 41–52.
15. Тектоника Украинских Карпат / [Под ред. С. Круглова]. – Киев, 1986. – 152 с.
16. *Палиєнко В.П.* Опыт классификации морфоструктур Украинских Карпат / В.П. Палиєнко, И.Л. Соколовский // Физическая география и геоморфология. – 1979. – Вып. 21. – Киев.
17. *Палиєнко В.П.* Морфотектоніка та геоморфологічні режими Українських Карпат / В.П. Палиєнко // Проблеми геоморфології і палеогеографії Українських Карпат і прилеглих територій: зб. наук. праць. – Львів: Вид. центр ЛНУ ім. Ів. Франка, 2006. – С. 200–205.
18. Морфоструктурно-неотектонічний аналіз території України. Концептуальні засади, методи і реалізація / [За ред. В.П. Палиєнко]. – Київ: Наук. думка, 2013. – 203 с.
19. *Раскатов Г.И.* Карпаты. Четвертичные отложения: Геология СССР. – Т. 48. – Изд. «Недра», 1966. С. 267–319.

20. Рудницький С. Знадоби до морфології карпатського сточища Дністра / С. Рудницький. – Зб. матем.-природ. секції НТШ. – 1905. – Т. 2.
21. Рудницький С. Основи морфології і геології Прикарпатської Русі і Закарпаття взагалі / С. Рудницький. – Ужгород, 1925.
22. Рудько Г. Інженерно-геоморфологічний аналіз Карпатського регіону України / Г. Рудько, Я. Кравчук. – Львів: Вид. центр ЛНУ імені Івана Франка, 2002. – 171 с.
23. Скварчевская Л.В. Геоморфология долин рек Стрия и Опора: автореф. дис. на соискание научн. степени канд. геогр. наук / Л.В. Скварчевская. – Львов, 1956.
24. Сливка Р.Е. Геоморфология Водораздельно-Верховинских Карпат: автореф. диссерт. на соискание научн. степени канд. геогр. наук / Р.Е. Сливка. – Львов, 1971.
25. Сливка Р.О. Геоморфология Вододільно-Верховинських Карпат / Р.О. Сливка. – Львів: Вид центр ЛНУ ім. Ів. Франка, 2001. – 151 с.
26. Стадницький Д.Г. Геоморфология Горган: автореф. дис. на соискание научн. степени кандид. геогр. наук / Д.Г. Стадницький. – Львов, 1963.
27. Цись П.М. Про давнє зледеніння Карпат / П.М. Цись // Допов. і повідом. Львів. у-ту. – 1955. – Вип. 6. (Ч. 2).
28. Цись П.М. Некоторые особенности развития долинных систем Украинских Карпат / П.М. Цись. – Известия ВГО. – 1957. – Т. 89. – Вып. 1. – Москва: Изд. АН СССР. – С. 53–56.
29. Цись П.М. Геоморфология і неотектоніка / П.М. Цись // Природа Українських Карпат. – [За ред. К.І. Геренчука]. – Львів: Вид. Львів. у-ту ім. Ів. Франка, 1968. – С. 50–86.
30. Цись П.М. До типології і взаємодії морфоструктурних і морфоскульптурних елементів Українських Карпат / П.М. Цись // Вісник Львів. у-ту. Сер. геогр. – 1970. – Вип. 5. – С. 51–53.
31. Цись П.М. Геоморфологічні райони / П.М. Цись // Природа Львівської області. – [За ред. К.І. Геренчука]. – Львів: Вид. Львів. у-ту, 1972. – С. 27–39.
32. Klimaszewski M. Rzeźba Tatr Polskich / M. Klimaszewski. – Panstwowe Wydaw. Narodoc. – Warszawa, 1988. – 668 s.
33. Romer E. Epoka Lodowa na Swidowcu / E. Romer. – AUm. – Kraków, 1906. – 71 s.
34. Swiderski Bohdan Gejmorfologia Czarnogory / B. Swiderski. – Wyd. Kasy im. Mianowskiego-Institutu popierania nauki. – Warszawa, Palac Staszica, 1937. – 103 s.

MORPHOSTRUCTURE-MORPHOSCULPTURAL ANALYSIS OF THE RELIEF OF WATERDIVIDING-VERKHOVYNA CARPATHIANS

Yaroslav Kravchuk

Ivan Franko National University of Lviv

The analysis of geologic structure and relief of Waterdividing-Verkhovyna Carpathians (the central part of the External (Flysch) Carpathians between Lump Carpathians and Polonyna-

Chornohora Carpathians) has been carried out. This part of Carpathians includes the tectonic zone Krosno which is characterized by depression structures filled with Oligocene fine-rhythmic sandy-clay flysch of the Krosno facies.

Analysis of the morphostructures and morphosculpture has been worked out taking into account longitudinal (NW – SE) and transversal divides. The longitudinal divide concerns to the morphostructures of higher ranks (second and third) and the transversal one refers to the morphostructures of fourth and fifth orders.

By the analysis of the Waterdividing-Verkhovyna Carpathians morphosculpture the kinds which are typical for all regions of the Flysch Carpathians are defined. Relict morphosculpture is presented by: 1) the fragments of the different-age planation surfaces or geological stage; 2) the forms of firm glaciations and extraglacial relief forms; 3) ancient longitudinal valleys. Inherited morphosculpture is presented by river valleys with different-age terraces complex.

The opinions of different authors concerning the age of glaciations, the ancient longitudinal valleys existing and their flows direction are revised. The river valleys of Waterdividing-Verkhovyna Carpathians within the Dnister, Tysa, Prut and Cheremosh catchments have been analyzed.

Taking into account the carried out morphostructure-morphosculptural analysis and the existing map schemes of geomorphologic regionalization of the Ukrainian Carpathians according to P. Tsys' (1957, 1968), D. Stadnyts'kyi (1963), R. Slyvka (2001), G. Rud'ko & Y. Kravchuk (2002) the map scheme of the geomorphologic zoning of the Waterdividing-Verkhovyna Carpathians is proposed.

Key words: morphostructure, morphosculpture, analysis, Waterdividing-Verkhovyna Carpathians, geomorphological regionalization.