

2.3. РЕЛЬЄФ. ГЕОМОРФОЛОГІЧНА БУДОВА

2.3.1. З історії геоморфологічних досліджень

В історії вивчення рельєфу території Тернопільської області за спрямуванням та детальністю досліджень виділяємо три періоди, кожен з яких має особливі, специфічні риси.

Перший період – описово-морфологічний (друга половина XIX ст. – 1900 р.). Він співпав із часом викристалізації геоморфології як науки, що почала формуватися на стику геології і географії.

Упродовж цього періоду здійснювались збір і накопичення знань про рельєф. Він відзначився безсистемністю, відсутністю чіткої методики і методології досліджень.

Скупі відомості про рельєф знаходимо у багатьох енциклопедіях і словниках (*Kuropatnicki, 1858; Schneider, 1869, 1874; Słownik..., 1887*) довідкового та загальногеографічного характеру. Описи виконувались ученими чужинцями в руслі так званого “описового державознавства” (камеральної статистики) (*Шаблій, 2007*). Польові дослідження проводились зрідка, мали випадковий (спорадичний) характер і були позбавлені причинно-наслідкових пояснень. Рельєф вивчався побіжно, переважно фахівцями споріднених наук, в першу чергу геологами; знання про нього залишались на рівні морфологічних характеристик.

Цей період дав, однак, чимало позитивних результатів. Насамперед був накопичений доволі значний матеріал з гіпсометрії й морфометрії, що сприяло більш точному зображенню рельєфу на картах. Дослідження цього періоду слугували підґрунтям для вирішення тих основних проблем геоморфологічних знань, які були висунуті на перший план у другий період, а саме – проблем походження й розвитку форм земної поверхні краю.

Перші найзмістовніші природознавчі відомості про рельєф сучасної Тернопільської області, подав вітчизняний вчений **Г. Величко** в “Энциклопедическом словаре Ф. Брокгауза – И. Ефрона” (*Величко, 1892*). Він також одним з перших здійснив спробу морфологічного районування українських земель у своїй дисертації “Пластика польсько-руських земель з особливою увагою до Карпат” (польсько-мовний рукопис, 1889) (*Ровенчак, 1994*).

Польський дослідник **В. Бессер** у 1828 р. опублікував “Побіжний погляд на фізичну географію Волині і Поділля” (*Besser, 1828*).

М. Барбот-де-Марні (*Барбот-де-Марні 1866, 1872*) одним з перших висунув проблему походження Кременецьких гір, велику розчленованість яких пояснював ерозійною діяльністю поверхневих вод; він також встановив рифову природу Товтр.

У 1881 р. виходить з друку робота **Є. Дуніковського** (*Dunikowski, 1881*), в якій описано морфологію берегів Дністра та поширення деструктивних екзогенних процесів (зсувів, берегової ерозії) в долині ріки на відтинку Нижнів - Окопи. Роком раніше дослідником опубліковано одну з перших робіт присвячену вивченню лесових порід Галичини (*Dunikowski, 1880*).

На особливу увагу з тогочасних робіт заслуговує “Геологічний атлас Галиції”

(1:75 000) – результат тривалих польових експедиційних геологічних досліджень Галичини (у тому числі й Тернопільщини), проведених польськими геологами **А. Ломніцьким** (*Łomnicki, 1898*), **О. Альтом**, **Ф. Беньяшем** (*Alth, Bieniasz, 1887*) та **В. Тейсейре** (*Teisseyre, 1900*). Атлас є підсумком геологічного вивчення території до початку 1900-х років. Значний фактичний матеріал та ґрунтовний пояснювальний текст представляють певну цінність дотепер.

Під час складання карт атласу було зроблено значний крок вперед з вивчення пліоцен-четвертинних відкладів (*Alth, Bieniasz, 1887*), що, в свою чергу, дало змогу згодом використати ці дані для робіт з геоморфології.

Велике значення для пізнання рельєфу в цей час мали також гіпсометричні карти Галичини (*Майерський, 1895*)¹ та Європейської Росії (*Тілло, 1889*)² з докладним текстовим поясненням (*Тілло, 1890*). Ці картографічні твори остаточно спростували хибні уявлення про існування єдиного так званого Урало-Карпатського пасма³.

До цінних робіт цього періоду належать праці В. Тейсейре (*Teisseyre, 1893, 1894*) з питань геологічної будови, тектоніки і палеогеоморфології Поділля, **В. Гільбера** (*Hilber, 1886*) з проблем асиметрії річкових долин, **О. Михальського** (*Михальський, 1895*), яким подано доволі детальні відомості про геологічну природу та вік Товтр, **А. Ломніцького** (*Łomnicki, 1884*), який присвятив свою роботу з'ясуванню генези північноподільського уступу тощо.

В. Тейсейре, зокрема, висловив думку про те, що рельєф Поділля сформувався у постбаденський час. Головним фактором у цьому процесі, на його переконання, була тектоніка, ерозія ж – лише ускладнювала або порушувала тектонічний план. У межах Поділля він виділив дві групи різновікових тектонічних порушень: паралельні до Карпат і поперечні до них. Перші, на думку автора, одновікові з сучасними Карпатами, а другі – геологічно старші від них. З десяти великих дислокацій, виділених ним на території Передкарпаття і Поділля, територію Тернопільщини пересікають лише три: 1) Бердо-Нароль, витягнута паралельно до Східних Карпат від гори Бердо біля м. Чернівці до с. Нароль в Польщі; 2) Ковалівка-Смиківці (східніше Тернополя); 3) Гологоро-Кременець. З останньою В. Тейсейре пов'язував походження північного уступу Поділля. Часом формування Гологоро-Кременецької гряди вважав кінець міоцену – початок пліоцену. Ним уперше введено в наукову літературу термін “оротектоніка”, який з часом набув широкого розповсюдження.

Дослідник описав загальні риси геологічної будови Західного Поділля, виділив головні етапи формування сучасного рельєфу Товтрової гряди та розробив першу схему його поперечного геоморфологічного районування (*Teisseyre, 1901*).

Російський геолог **О. Михальський** друкує статтю (*Михальський, 1895*), в якій за результатами ґрунтовних польових досліджень подає відомості про геологічну будову й рельєф Товтрової гряди. На їх основі вченим здійснено поздовжній поділ

¹ Уважається, що першу гіпсометричну карту Галичини уклав професор Ягеллонського університету О. Альт, однак, вона з якихось причин не була видана (*Сосса, 2007, С. 144*).

² В її основу було покладено десятиверсту “Спеціальную карту Европейской России” І. Стрельбицького (*Стрельбицкий, 1871*), що охоплювала українські землі у складі Російської та Австро-Угорської імперій. Практична цінність цієї карти зберігалась аж до 30-х років XIX ст. У радянський період вона була використана при укладанні гіпсометричної карти європейської частини СРСР масштабу 1 : 1 500 000 .

³ Вперше на помилковість такого твердження, задовго до появи гіпсометричної карти О. Тілло, вказав І. Леваківський (*Леваківський, 1863, 1889*), який зробив першу спробу геоморфологічного районування українських земель.

Товтр, де він виділив дві зони: центральну припідняту та периферійні припасмові. Центральна представлена окремими паралельними пасмами (Головне Товтрове пасмо), а припасмові – бічними товтровими формами різних обрисів та простягання. З-поміж них автор виокремлює три їх різновиди: 1) вузькі витягнуті пасма з кам'яними розсипами на вершинах, 2) невисокі пологі пагорби ледь помітні у рельєфі, та 3) пагорби, які морфологічно нагадують атоли.

П. Тутковський (*Тутковский, 1899*), використовуючи палеогеографічний аналіз, блискуче виклав льодовиково-еолову гіпотезу утворення лесу, яка принесла йому світове визнання. Лес, на його думку, належить до еолових відкладів, які утворилися в результаті перевіювання льодовикових відкладів. Багато відомих вітчизняних та зарубіжних вчених й нині залишаються палкими прихильниками цієї гіпотези.

Палеогеографічні побудови й висновки П.Тутковського⁴ дещо пізніше розвинув проф. **В. Крокос**, який удосконалив методику вивчення лесів та розробив детальну стратиграфічну схему лесово-грунтової товщі України, що згодом лягла в основу палеогеографічної етапності і детального розчленування антропогену України.

До цінних робіт кінця XIX ст. присвячених дослідженню карстопроявів на території області належать праці **А. Кіркора** (*Kirkor, 1877, 1879*), **Г. Оссовського** (*Оссовский, 1895*) та ін.

А. Кіркором (разом з С. Козібродським), зокрема, та їх послідовником **Г. Оссовським** проводились перші археологічні дослідження гіпсової печери Вертеба⁵. Окрім цінних знахідок артефактів старожитностей ними були складені детальні морфометричні описи окремих частин печери, а останнім – накреслено її план. Цікаво, що системою умовних позначень, розробленою Г. Оссовським для печери Вертеба, послуговуються спеціалісти-спелеологи і в наш час. Зауважимо, також, що це була одна з перших професійно складених топографічних карт печер України (*Костриця, 2005*).

Другий період – генетико-морфологічний (1900-1939 рр.).

До вагомих робіт початку XX ст. належать роботи **Е. Ромера** (*Romer, 1906*), **С. Павловського** (*Pawlowski, 1913*), **С. Рудницького** (*Рудницький, 1913*) – з проблем з'ясування ролі неотектонічних рухів та інших рельєфотворчих чинників у формуванні рельєфу Поділля, **Є. Смоленського** – з проблем асиметрії річкових долин (*Smoleński, 1909*) та генези північно-подільського уступу (*Smoleński, 1911*), **В. Гериновича** (*Геринович, 1910*) – присвячена дослідженню карсту тощо.

Так, у 1910-1912 рр. ґрунтовні геолого-геоморфологічні дослідження території сучасної Тернопільської області провів **С. Рудницький**. Їх результатом стала фундаментальна праця “Знадоби до морфології Подільського сточища Дністра” (*Рудницький, 1913*). У ній автор подав обширні відомості про геоморфологічні особливості басейну Дністра, що ґрунтувалися на багатому фактологічному матеріалі, зібраному в польових маршрутних експедиціях. Учений відстоював думку про те, що підняття Поділля, яке проявилось у четвертинному періоді, було зумовлене горотворчими процесами у Карпатах. На підставі вивчення особливостей морфо-

⁴ П. Тутковського вважають одним із основоположників вітчизняної палеогеографії та структурної геоморфології.

⁵ Її ще на називають “Наддністрянською Помпеєю”, оскільки за кількістю і науковою цінністю археологічних знахідок печера Вертеба не має собі рівних на Поділлі.

логічної структури подільських річкових долин він виділив два основні етапи в їхньому розвитку: перший (пліоценовий) – формування річкових долин навскісного напрямку; другий (четвертинний) – меридіонального. Ці етапи пов'язувались ним з відповідними фазами активізації тектонічних рухів (пліоценовою і четвертинною). С. Рудницький помітив, що долина р. Стрипи у нижній течії має дуже вузьке дно, стрімкі схили і глибоко врізані меандри, що свідчить про те, що південна придністровська частина Подільського плато зазнала значного підняття протягом четвертинного періоду, внаслідок чого Дністер і його ліві допливи глибоко врізались в осадову товщу. На основі цього вчений зробив висновок, що формування дністровського каньйону відбувалось впродовж заключної фази тектонічної активності.

С. Рудницький детально описав морфологічні особливості Товтрового пасма, відмітив характерну асиметрію схилів, уточнив і деталізував схему геоморфологічного районування розроблену В. Тейсейре (*Teisseyre, 1900*). Цінним його доробком є також поділ (районування) усіх українських земель (*Рудницький, 1924*), в основу якого покладено характер геоморфологічної поверхні; цей поділ має значення дотепер.

У роботах С. Рудницького закладено основи комплексних геоморфологічних досліджень, які включали морфологічний (опис поверхні, її форм), геологічний, генетичний і динамічний аналіз земної поверхні. Його справедливо вважають фундатором української геоморфологічної термінології (*Рудницький, 1913*)⁶. Ряд його наукових висновків, обґрунтованих величезним фактичним матеріалом, слугували наступному поколінню геоморфологів дієвим ключем для розуміння складних процесів рельєфоутворення. Напрацювання С. Рудницького затребувані науковцями понині.

Є. Смоленський (*Smoleński, 1911*) обстоював думку про те, що у формуванні рельєфу Поділля, зокрема його північного уступу, важлива роль належить молодим вертикальним рухам земної кори. Для північної частини Поділля він виділив два етапи підняття – в кінці сармату і в ранньому плейстоцені. Перше підняття спричинило нахил Подільської плити на південь і зумовило формування у крайовій північній її частині стрімкого уступу; друге – охопило ділянку Гологоро-Кременецької гряди й зумовило загальний нахил Поділля на південний схід. Подільський уступ вважав своєрідною куестою.

Вивченню геології і рельєфу північної частини області, що входила до складу Росії, присвячені роботи представника одеської наукової школи **В. Ласкарева**, в яких представлено широкий спектр геолого-геоморфологічних та палеогеографічних розвідок (*Ласкарев, 1903, 1914, 1916*). У своїх працях він докладно описав геологічну будову і рельєф Товтр, розробив критерії регіоналізації та подав схему геоморфологічного районування, в основу якої, як і його попередник О. Михальський (*Михальский, 1895*), поклав морфологічні відмінності рельєфу Товтрового пасма. Автор уперше вказав на існування у його межах прохідних долин, формування яких, згідно його міркувань, зумовлене регресивною ерозією.

⁶ Поштовхом до українського терміноутворення стало створення Наукового товариства імені Тараса Шевченка у 1892 році, провідні науковці якого друкували свої роботи з питань термінології у постійній рубриці “Термінологічний куток” серійного видання “Збірника математично-лікарської секції НТШ”

Йому належить також ідея двоциклічності формування річкової мережі Поділля. В. Ласкарев зібрав цікаві дані про геологічну будову північної частини області⁷ та з'ясував походження наявних тут форм рельєфу. Він один з перших запровадив у географічну літературу науковий термін “геоморфологія” (Ласкарев, 1914).

П. Тутковський (Тутковский, 1912), досліджуючи карстові форми рельєфу (провали, озерця) на півночі нашої області, дійшов висновку, що причиною цих явищ є розчинення порід крейдового віку (крейди і мергелів) артезіанськими водами.

Загалом, дослідження карстопроявів у цей період проводились в основному побіжно, переважно ученими-ентузіастами геологами та спеціалістами суміжних галузей знань і мали спорадичний характер.

Цікаві геолого-геоморфологічні дослідження були проведені в 30-40-х роках ученими Львівського і Краківського університетів: Й. Чижевським (Czyżewski, 1927, 1932, 1939), А. Ціргофером (Zierhoffer, 1927), А. Абанкуртом (Abancourt, 1926, 1927), Д. П'ясецьким (Piasecki, 1937), В. Лозінським (Loziński, 1933), А. Яном (Jahn, 1937) та природодослідниками-краєзнавцями інших наукових осередків.

Й. Чижевський публікує серію статей, де подає опис річкової мережі Західного Поділля, аналізує глибину розчленування території (Czyżewski, 1927) та пропонує критерії морфологічного поділу (Czyżewski, 1932). Згодом, у збірнику наукових праць Польського Наукового Товариства виходить ще одна його обширна стаття, де викладено результати досліджень з геоморфології Поділля, Карпат і Прикарпаття (Czyżewski, 1939). Праця проілюстрована великою кількістю добротних карт і рисунків.

Проблемі генези північноподільського уступу присвячена робота **А. Ціргофера** (Zierhoffer, 1927), в якій на підставі детального вивчення характеру верхньокрейдової поверхні та критичного аналізу існуючих гіпотез (тектонічної і ерозійно-льодовикової), зроблено висновок про наукову неспроможність жодної з цих гіпотез.

Дослідженню морфології річкових долин присвятив свої роботи **А. Абанкур** (Abancourt, 1926, 1927). Аналіз профілів Дністра і його лівих допливів дозволив авторові виявити вплив геологічної будови на форму поздовжніх профілів рік та морфологічним методом з'ясувати особливості тектоніки Західного Поділля, яка в загальних рисах співпадає зі схемою В. Тейсейре (Teisseyre, 1900). Вченому належить також розробка класифікації річкових долин західноподільського терену.

Проблему походження річкових долин розглянув у своїй роботі **І. Яцко** (Яцко, 1933). Він, зокрема, виявив у сучасному рельєфі Поділля виразні сліди древньої гідрографічної сітки.

Вивченню ерозійних процесів та факторів, що їх зумовлюють, присвячені роботи **В. Лозінського** (Loziński, 1933) та **А. Яна** (Jahn, 1937). Останній багато уваги приділяє дослідженню процесів яроутворення, які пов'язує з неотектонічними рухами (розділ “Процеси і форми”); описує акумулятивні і денудаційні рівні північного уступу Західного Поділля та вказує на їхнє важливе значення для палеогеографічних реконструкцій (розділи “Рівні і тераси” та “Еволюція рельєфу”).

Заслуговують уваги праці **Д. П'ясецького** (Piasecki, 1937) про морфологічну будову околиць Кременця, **В. Гериновича** (Геринович, 1930), який провів аналіз

⁷ За дорученням Гелкому Росії провів десятиверстову (1:420 000) зйомку 17-го листа геологічної карти Росії (Житомир-Кременець-Проскурів-Липовець).

різних теорій походження Товтровою кряжу та описав його морфологічні риси⁸, **Д. Соболева** (*Соболев, 1929*)⁹ – робота з проблем геоморфологічного районування (в його основу покладено геоструктурні відмінності рельєфу). Уважається, що останній запровадив до наукового вжитку термін “палеогеоморфологія”.

Чималий науковий доробок у вивченні рельєфу Тернопільської області належить членові НТШ **Ю. Полянському**. Особливої уваги заслуговують його дослідження з геоморфології та четвертинної геології Придністер’я, результати яких подані у цілій серії статей (*Полянський, 1925¹⁰, 1929, 1930 та ін.*). На основі вивчення терас Дністра і лесових відкладів, він встановив, що в плейстоцені на території Поділля відбулися два неотектонічні підняття – ранньоплейстоценове (міндель-рис) і пізньоплейстоценове (рис-в’юрм). З ними вчений пов’язує два цикли ерозії, які знайшли своє відображення в рельєфі Придністер’я.

Перше підняття південної частини Поділля видозмінило рівнинний рельєф: утворилась система численних невисоких антикліналей “бескидського” простягання, близького до напрямку долини Дністра. Його наслідком стало формування нині вже зрілого рельєфу, який простежується вище рівня 6-ї тераси Дністра (найдавнішої за нумерацією Ю. Полянського). На основі гіпсометрії алювію цієї тераси, вченим встановлено, що амплітуда підняття досягла 60-70 м.

Друге підняття одночасно охопило всю територію Поділля й супроводжувалось антиклінальним згином поверхні по лінії Золотий Потік – Чернелиця, яка співпадає з тектонічною лінією Бердо-Нароль В. Тейсейре. Спричинений цим підняттям другий ерозійний цикл, зумовив глибоке врізання Дністра і його подільських допливів, надавши їм сучасного вигляду. Максимум підняття (160-170 м) Ю. Полянський встановив по деформації 6-ї тераси Дністра в районі Чернелиці. Таким чином, дослідник (услід за Е. Ромером (*Romer, 1906*) і С. Рудницьким (*Рудницький, 1913*)) відмічає плейстоценову активність лінії Бердо-Нароль.

Стрижнем концепції викладеної у “Подільських етюдах” (*Полянський, 1929*) є ідея зв’язку особливостей будови покривної лесової товщі з віком терас. Автором описано алювій 6-ти терас та виділено три види лесів різного віку. Утворення лесових відкладів він пов’язував з холодними і сухими льодовиковими періодами риського і двох в’юрмських зледенінь Північної Європи, а викопні ґрунти, які розділяють лесові горизонти – з теплими і вологими міжльодовиковими епохами. З останніми він пов’язував також утворення травертинів, які трапляються на схилах річкових долин і балок півдня Тернопільщини.

“Подільські етюди” без перебільшення можуть слугувати взірцем комплексного підходу до геоморфологічного аналізу Подільського Придністер’я.

Ю. Чижевський і А. Ціргофер (*Czyżewski, Zierhoffer, 1936*) публікують деякі дані з морфології північної окраїни Поділля та зачіпають ряд принципово важливих, дискусійних та актуальних понині геолого-геоморфологічних проблем. Подають морфологічну характеристику долини р. Іква та описують її тераси. За припущенням

⁸ Оригінальні замальовки Подільських Товтр для ілюстрації книги В. Геріновича “Товтри Західного Поділля” (*Герінович, 1930*) зроблені художником-графіком Володимиром (Карлом-Ріхардом) Гагенмейстером.

⁹ Д. Соболева вважають одним з фундаторів Харківської геоморфологічної школи.

¹⁰ Одна з перших ґрунтовних робіт присвячена стратиграфії плейстоцену та геоморфології Придністер’я.

авторів, формування рельєфу вододільної частини Поділля і його північної окраїни відбулося в пліоцен-четвертинну епоху, що підтверджується поширенням лесових відкладів, які вкривають як верхні, так і нижні тераси. Авторами відзначено важливу роль процесів карстування у формуванні сучасного рельєфу північного борта Поділля.

Дослідженню карстових процесів та карстових форм рельєфу присвячена робота польського інженера-геолога **В. Нехая** (*Nechay, 1931*). Ним докладно описані ряд печер та гротів на півдні області, вказані їхні гіпсометричні рівні, розміри, генезис. Ученим складено план значної частини Кривченської печери, дано назви багатьом залам¹¹ та описано їхні морфологічні особливості. У 1933 р. опублікував перший в Україні путівник по Кривченській печері (*Nechay, 1933*).

Четвертинні відклади терену досліджувала ціла плеяда польських та вітчизняних учених, які зібрали цінний фактологічний матеріал. Це, зокрема, роботи **Ю. Чижевського і А. Ціргофера** (*Czyżewski, Zierhoffer, 1936*), **С. Біскупського** (*Biskupski, 1937*), **Ю. Полянського** (*Polański, 1929*) та багатьох інших.

У 1936 році виходить монографія професора **М. Дмитрієва** “Рельєф УРСР” (*Дмитрієв, 1936*) – перша узагальнююча робота, де подано загальну характеристику рельєфу, описано морфологію і морфогенез, здійснено геоморфологічне районування та охарактеризовано виділені райони. У цій праці вчений висловив цікаву думку про те, що формування рельєфу України почалось з докембрію; в його розвитку виділив два періоди: дочетвертинний і четвертинний.

Цими роботами закінчується довоєнний період дослідження рельєфу Тернопільської області.

Підсумовуючи результати досліджень цього періоду і особливо початку ХХ ст., бачимо, що у геоморфологічному вивченні території Тернопільщини особливе місце належить вітчизняним вченим.

За твердженням фахівців, успіхи у вивченні рельєфу України на початку ХХ ст. значно перевершили досягнення зарубіжних дослідників, особливо з огляду на генетичний підхід до аналізу рельєфу, традиційно притаманний працям українських геоморфологів.

Третій період (новітній) – (1945-1980 рр.).

У другій половині ХХ ст. геоморфологічні дослідження Тернопільщини, як і території України в цілому, значно активізувались. У повоєнний період були опубліковані праці великої когорти видатних дослідників-геоморфологів, в роботах яких подано загальні відомості про рельєф краю, відтворено його історію розвитку, описано просторові закономірності й особливості сучасного геоморфогенезу тощо.

А. Ян (*Jan, 1946*) обґрунтував думку про тектонічно-денудаційний генезис Північноподільського уступу – рідкісного геолого-геоморфологічного феномену.

Вітчизняними вченими розроблено принципи геоморфологічного районування (*Куниця, 1955; Бондарчук, 1949; Бондарчук, Веклич, Ромоданова, Соколовський, 1959; Соколовський, 1960*) та закладено основи дослідження неотектонічних рухів і їх ролі в процесах рельєфоутворення (*Бондарчук, 1949; Заморій, 1950*).

Першою узагальнюючою роботою з морфогенезу і геоморфологічного районування всієї території України була монографія професора **В. Бондарчука** “Геоморфологія УРСР” (*Бондарчук, 1949*), у якій обґрунтовано думку про тектонічну обумо-

¹¹ Вірніше В. Нехай перейменував окремі зали, проігнорувавши пріоритет К. Гутковського і М. Орловича, які ще в 1908 р. назвали їх іменами українських гетьманів (*Гутковський, 1992*).

вленість рельєфу та вказано на необхідність використання морфогенетичного підходу до класифікації рельєфу, бо лише так можна сформулювати правильне уявлення про розміщення в просторі форм рельєфу, різних за віком і походженням.

Стислу характеристику рельєфу та особливості морфоструктури і морфоскульптури західноподільського терену подано також у кількох посібниках та підручниках (*Анучин, Борзов, 1948, Карандеева, 1957*), опублікованих за межами України.

У вивченні неотектоніки та рельєфу Тернопільської області на цьому етапі велика заслуга належить К. Геренчуку (*1950, 1960*), П. Цисю (*1962*), Й. Свинку (*1969, 1974*), І. Черваньову (*1974*), І. Гофштейну (*1979*) та ін.

Професор **К. Геренчук**¹² друкує серію робіт, в яких розглядається широкий спектр питань, присвячених різним геоморфологічним проблемам, зокрема: генезису Подільських Товтр (*Геренчук, 1949*), геоморфології Поділля (*Геренчук, 1950 а*), асиметрії річкових долин Подільського плато (*Геренчук, 1950 б*), тектонічній зумовленості орогідрографії Руської рівнини (*Геренчук, 1955*) тощо.

Учений обстоював думку про два етапи підняття Поділля. Перше з них відбулося в сарматі і ранньому пліоцені в межах Гологоро-Кременецького уступу. З ним він пов'язує утворення нахилу поверхні Поділля на південний схід і формування відповідно направленої річкової сітки. Другий етап відбувся у пізньому пліоцені (після відкладання карпатської гальки), внаслідок цього підняття відбулася перебудова гідрографічної мережі Поділля з південно-східного напрямку на меридіональний (сучасний). Лише Дністер, як найбільша водна артерія, зберіг свій первинний консеквентний напрям.

К. Геренчук поділяв думку А. Яна (*Jan, 1946*) про тектонічно-денудаційний генезис Гологоро-Кременецького уступу, який, на його переконання, хоч і утворений факторами денудації, має тектонічну зумовленість і розвивається в умовах тектонічних рухів. Услід за Є. Смоленським (*Smoleński, 1911*), вважав, що уступ слід відносити до "платформних куест" на відміну від куест передгірних.

Учений встановив ряд закономірностей прояву тектоніки в орографії і річкової мережі Поділля (*Геренчук, 1957, 1960*), чим заклав підвалини структурної геоморфології. У своїх працях він, визнаючи велику роль неотектонічних рухів у формуванні рельєфу, вважав, що тектонічні структури і їхні рухи визначають не лише загальні контури орографічного плану рівнин, а й усі суттєві його деталі: ступінь роздробленості, форми межиріч, амплітуди розчленованості поверхні тощо.

Значний вклад у скарбницю геоморфологічних знань про рельєф Тернопільської області зробив **П. Цись**¹³. Його перу належить низка фундаментальних статей (*Цись, 1951, 1959, 1964*), присвячених найрізноманітнішим геоморфологічним проблемам, зокрема: з'ясуванню ролі неотектоніки в формуванні сучасного рельєфу західних областей України, дослідженню генетичних типів рельєфу Подільського регіону, огляду сучасних геоморфологічних явищ, питанням геоморфологічного районування тощо. Найповніше ці погляди відображені у навчальному посіб-

¹² Докладний аналіз його наукового доробку здійснено його колегами та послідовниками у монографії [Професор Каленик Геренчук / Упоряд. С. Кукурудза; За ред. О. Шаблія. – Львів: Вид. центр ЛНУ ім. Івана Франка, 2004. – 342 с.].

¹³ Докладний аналіз його наукового доробку здійснено його колегами та послідовниками у монографії [Професор Петро Цись / Упоряд. І. Ковальчук; За ред. О. Шаблія. – Львів: Вид. центр ЛНУ ім. Івана Франка, 2004. – 432 с.].

нику “Геоморфологія УРСР” (Цись, 1962), який по суті є капітальною монографією, яку відрізняє логічність викладу матеріалу, глибина аналізу причинних зв’язків, оригінальне районування тощо.

Основні риси неотектоніки і їх прояви у рельєфі північної частини Поділля досліджував **Й. Свинко**¹⁴ (Свинко, 1966, 1969, 1974). Ним встановлено диференційований характер прояву неотектонічних рухів (як в просторі, так і в часі), які знайшли своє відображення в особливостях геологічної будови та закономірностях розвитку сучасного рельєфу.

Ученим виявлено також закономірності просторової локалізації деформацій поздовжніх профілів русел рік Західного Поділля (Свинко, 1975) та зв’язок ярково-балкової і річкової мережі з тектонічними тріщинами порід (Свинко, 1977). Ним встановлено, що 80% деформацій поздовжніх профілів рік мають тектонічне походження з характерними північно-західним (305-335°) і північно-східним (45-65°) напрямками простягання.

І. Гофштейн (Гофштейн, 1960, 1975, 1979) описав історію найновіших рухів земної кори та вказав на їхню роль у формуванні рельєфу Західного Поділля. Опираючись на новітні матеріали буріння, карти швидкості сучасних тектонічних рухів (дані встановлені інструментальними методами) та інші відомості обстоював думку про тектонічне походження Подільського уступу.

Дослідженню четвертинних відкладів присвячені роботи **П. Заморія**. Вченому належать оригінальні теоретичні розробки з питань генезису і стратиграфічного розчленування четвертинних відкладів, які узагальнені в монографічних працях “Четвертинные отложения Украинской ССР” (1954) і “Четвертинні відклади Української РСР” (1961). Текст останньої монографії вдало доповнюють геоморфологічні карти, схеми, поперечні та поздовжні профілі тощо.

З інших дослідників слід виділити праці А. Богуцького (1966, 1967, 1974, 1979), І. Соколовського (1957, 1958), М. Веклича (1955, 1965), Г. Раскатова (1954), М. Орла (1976) та ін. У цих роботах окрім питань присвячених вивченню лесових товщ, розглядаються питання палеогеографії антропогену, генетичних типів четвертинних відкладів та їх поширення, мінералогічний склад, зв’язок з геоморфологією тощо.

Серед робіт новітнього періоду на увагу заслуговують праці присвячені: вивченню основних етапів розвитку річкових долин (Веклич, 1965), проблемі генезису морфоструктур Волино-Поділля (Скварчевская, 1975), дослідженню ерозійних місцевостей Подільського Придністер’я (Воропай, Куниця, 1963) тощо.

У 60-х роках минулого століття за результатами наукових досліджень з’являються публікації присвячені вивченню карстових явищ на теренах Вороняцько-Кременецького горбогір’я (Кучерук, 1953), Товтрового кряжу (Кучерук, 1954) та південної частини області (Іванов, 1956). Останній, зокрема, розробив типологію карстового рельєфу та запропонував виділяти три основних його типи (відкритий, напіввідкритий і закритий), розглядаючи їх як стадії розвитку карсту на тлі висхідних неотектонічних рухів.

¹⁴ Вихідні дані його наукового доробку та короткий огляд геолого-геоморфологічних досліджень подано у бібліографічному покажчику [Фундатор географічної науки на Тернопіллі (до 85-ліття професора Йосипа Михайловича Свинка) / уклад.: О.Я.Кульчицька, П. М. Дем’янчук. Тернопіль: Осадца Ю.В., 2019. 132 с. (Бібліографія вчених ТНПУ ім. В.Гнатюка)]

Комплексному геоморфологічному дослідженню карстових процесів і явищ присвячена монографія **О. Кучерука** “Карст Подолья” (*Кучерук, 1976*), де на основі узагальнення літературних¹⁵, фондкових та власних багаторічних досліджень карсту (1947-1973 рр.) подано відомості про причини виникнення, закономірності поширення, та геоморфологічні особливості карстопроявів на території нашого краю. Автором здійснено генетичну класифікацію поверхневих і підземних карстових форм та розроблено схему карстологічного районування терену. Особливістю монографії є врахування впливу на розвиток карстових процесів усього комплексу фізико-географічних умов та з’ясування впливу самих карстових процесів і форм на ландшафтні комплекси.

Значний внесок у вивчення закономірностей поширення поверхневих і підземних карстопроявів, з’ясування їх генезису і віку зробили **Л. Кудрін** (*Кудрін, 1963 а,б*), **В. Радзієвський** (*Радзієвський, 1967*), **А. Чікішев** (*Чикишев, 1969*), **М. Савчин**, **І. Гуньовський** (*Савчин, Гуньовський, 1970*), **О. Ломаєв** (*Ломаєв, 1970*), **Б. Корженевський**, **В. Рогожніков** (*Корженевский, Рогожников, 1975*) та багато інших. Всі ці праці належать до активу карстознавчих робіт, які лягли в основу концепції геоморфології карсту (карстового геоморфогенезу¹⁶) розробленої **Б. Вахрушевим** (*Вахрушев, 2004*).

Геоморфологічну будову Товтрового пасма, зокрема питання взаємозалежності морфології рельєфу Товтр та неотектоніки Поділля, досліджували **А. Андрєєв** та **В. Гук** (*Андрєєв, Гук, 1970*). Ними виділено три типи форм Товтрового пасма, виникнення яких зумовлене умовами росту рифу: 1) вапнякові масиви з плоскими вершинами, 2) конусоподібні й лінійні рифові споруди та 3) окремі невеликі рифи.

У 70-х роках з’являються роботи, присвячені дослідженню боліт Опілля і Західного Поділля (*Боч, Рубцов, 1962; Брадїс, Рубцов, 1966; Брадїс, Балашев, 1967*), де описано їх геоморфологічні типи, стратиграфію та рослинність.

У 1978 р. виходить з друку фундаментальний картографічний твір “Атлас природних умов и естественных ресурсов Украинской ССР”, запроєктований як перший том Національного атласу України. Розділ “Рельєф” та картографічні матеріали до нього підготовлені колективом науковців Сектору географії АН УРСР, Київського державного університету ім. Т. Г. Шевченка й Ради з вивчення продуктивних сил УРСР АН УРСР, це, зокрема, такі карти як: “Геоморфологічна карта” (*О. Маринич*), “Густота розчленування рельєфу”, “Глибина розчленування рельєфу” (*В. Чернін*) та “Геоморфологічне районування” (*Ю. Грубрін*). Наукове керівництво підготовкою цього розділу здійснював проф. **П. Заморій**.

¹⁵ Перші літературні відомості про карст Поділля загалом і Тернопільської області зокрема, з’явилися ще в середині XVIII ст. (*Ржечинський, 1721*). До найвагоміших робіт кінця XIX початку XX ст. належать праці **Г. Оссовського** (*Оссовский, 1892*), **В. Лозінського** (*Loziński, 1907*), **В. Нехая** (*Nechay, 1931*) та ін. У 1960-70 рр. дослідження проводили польові загоны Карстової експедиції (кер. **В. Дублянський**, **Г. Бачинський**, **Б. Смольний**, **Н. Дрозд**), а також – спелеологи Тернопільської (кер. **В. Радзієвський**), Львівської (кер. **М. Савчин**) та інших спелеосекцій. Спільними зусиллями досліджені найбільші в світі лабіринти в гіпсах Тернопільщини – печери Оптимістичну, Озерну, Млинки, Кришталеву (Кривченську), Вертебу (Більченську) та ін.

¹⁶ Галузевий розділ геоморфології, об’єктом дослідження якого є рельєф закарстованих територій – закономірне, генетично й еволюційно зумовлене поєднання на певній території карстових деструктивних і акумулятивних (поверхневих і підземних) форм рельєфу пов’язаних парагенетичними взаємодіями.

У 1979 р. виходить з друку колективна монографія за редакцією К. Геренчука “Природа Тернопільської області” (*Природа...*, 1979), у якій спеціалістами різних галузей природознавства систематизовано значний фактичний матеріал, зокрема й з геоморфології терену. Розділ, в якому описано рельєф краю, підготував Й. Свинко.

Характерною ознакою новітнього етапу розвитку геолого-геоморфологічних знань про рельєф Тернопільщини було створення спеціальних підрозділів та груп фахівців з вивчення геологічної будови і рельєфу при проектно-розшукових установах і організаціях, що значною мірою сприяло нагромадженню надзвичайно цінної кількісної і якісної інформації про будову поверхні у фондах цих організацій (напр. “*Отчет о результатах...*”, 1952; “*Отчет о геологических...*”, 1952).

На завершення короткого огляду історії геоморфологічного вивчення території Тернопільської області впродовж третього періоду, наголосимо на тому, що успіхи в дослідженні рельєфу цієї території завжди знаходились у прямій залежності від успіхів її геологічної вивченості. Така залежність особливо добре простежується в характеризований період, коли нові дані геологічних досліджень, отримані за допомогою глибокого буріння, методів геофізики і структурно-геологічної зйомки, давали новий поштовх розвитку геоморфологічних знань про рельєф.

Четвертий період – сучасний (з початку 1990-х рр. до наших днів).

Цей період ознаменувався появою великої кількості робіт, які охоплюють широке коло питань теоретичного та прикладного характеру і пов’язані з іменами: І. Ковальчука (1997), Р. Спиці (1999, 2003), В. Палієнко (2005), П. Горішного (1998), К. Москалюк (2006, 2007, 2008), Й. Свинка (1997, 1999), Й. Свинка, П. Дем’янчука (2001, 2007), А. Богуцького, Ю. Зінька (2002), О. Волік, Й. Свинка (2008) та ін.

Ученими зібрано значний фактичний матеріал щодо кінематики, структурних проявів здвигової тектоніки на Волино-Поділлі (*Знаменская, 1992; Спиця, 1999*), новітньої геодинаміки розривних (диз’юнктивних) порушень та їх вираження в рельєфі (*Палиєнко, 1992*) тощо.

Зусилля багатьох вчених-геоморфологів (*І. Ковальчук, 1995, 1997; В. Палієнко, М. Барщевський, Р. Спиця, Г. Рудько, 2005; Г. Рудько, В. Стецюк, І. Ковальчук, 2010, 2013* та ін.) спрямовані на вивчення та пізнання сучасних геоморфологічних процесів, їх прогнозування, моделювання та оптимізацію природокористування.

Зараз геоморфологічні дослідження на Тернопільщині проводять представники нової генерації українських геоморфологів (Г. Байрак, О. Волік, Р. Дмитрук, К. Москалюк, Р. Спиця, М. Симоновська та багато ін.), які представляють різні наукові школи, навчальні заклади та установи. Їх результати публікуються в наукових періодичних виданнях, активно обговорюються на міжнародних та всеукраїнських конференціях, з’їздах, семінарах тощо.

2.3.2. Геоморфологія області

2.3.2.1. Морфоструктури

Рівнинно-платформна морфоструктура території Тернопільської області набула сучасного вигляду впродовж неотектонічного (пізньокайнозойсько-антропогенового) етапу розвитку в умовах диференційованих у просторі та часі, змінних за амплітудами швидкостей та напрямком (односпрямовані, коливальні) тектонічних

рухів земної кори, а також неоднозначних співвідношень денудації та акумуляції.

Територія Тернопільської області розташована у межах **Подільської морфоструктури**, яка порівняно з ще більшою – Волино-Подільською є геоморфологічною одиницею **другого порядку**.

Загалом Подільська морфоструктура відповідає моноклінальному схилу Українського кристалічного щита, зануреному під потужну товщу верхньопротерозойських, палеозойських і мезокайнозойських осадових порід. У сучасному рельєфі – це високо підняте, сильно розчленоване верстувате плато. Характерною особливістю Подільської морфоструктури є те, що в її межах моноклінальний схил плити не знаходить прямого відображення в сучасному рельєфі. Внаслідок найновіших піднять тут сформувався інверсійний (зворотний) по відношенню до давньої структури рельєф. Фаза перебудови тектонічного режиму, з якою пов'язане виникнення оберненої морфоструктури Подільської височини, почалася в міоцені (наприкінці раннього сармату) і тривала протягом усього пліоцену, плейстоцену та голоцену. Сумарні амплітуди піднять за цей період у західній і північно-західній частинах області досягли 400–440 м. Спостерігається закономірне зменшення сумарних амплітуд неотектонічних піднять з заходу, від краю платформи, на північний схід, у її глибину (*Свинко, 1979*).

У західній частині області, де фундамент занурений на найбільшу глибину, зосереджені максимальні абсолютні позначки сучасного рельєфу. Потужність осадових порід зростає зі сходу на захід (від 1000 м на меридіані Збруча до 2396 м на меридіані Золотої Липи) відповідно до нахилу, в якому кристалічний фундамент занурюється в напрямку Галицько-Волинської западини. Фундамент розчленований низкою регіональних розломів з амплітудою 1,5–2 км, які простягаються переважно у північно-західному та північно-східному напрямках. Деякі з розломів простежуються і в залягаючих на фундаменті більш молодих осадових породах.

Неоднаковий розмах неотектонічних рухів на різних ділянках території області зумовив утворення кількох **морфоструктур третього** порядку, які відповідають окремим частинам великих блоків або розломів, це: Гологоро-Кременецьке горбогір'я, Східноподільське плато, Західноподільське плато, Опільська горбогірна височина, Товтрова гряда.

1. Морфоструктура Гологоро-Кременецького горбогір'я чітко виражена у рельєфі у вигляді піднятої сильно розчленованої гряди північно-східного простягання, закладеної вздовж фрагменту планетарної Суцано-Пержанської зони розломів (Пержансько-Кременецької тектонічної зони за Т. Знаменською), яка проявляла свою активність від докембрію до плейстоцену. Морфоструктура розташована в зоні зчленування Пелчинського блоку і зонально-концентричних Тернопільської та Ізяславської неотектонічно активних блокових структур (*Кошик, 1990*). Сумарні амплітуди неотектонічних піднять з кінця раннього сармату (з часу встановлення континентального режиму) тут становлять 380–400 м. Підняття кристалічного фундаменту та поверхні крейди простежується й нині (*Свинко, 1966; 1979*). Фундамент розчленований рядом регіональних розломів.

2. Морфоструктура Опільської горбогірної височини витягнута з північного заходу на південний схід уздовж західного краю області. Сумарні амплітуди постбаденських піднять тут досягають 420–430 м. Поверхня крейди піднята до рівня 360–370 м. Лінія простягання височини у плані збігається з зоною Хлівчансько-Монастирського розлому.

3. Морфоструктура Західноподільського плато розташована між Опільською горбогірною височиною і Товтровою грядою. З півночі вона обмежується Гологоро-Кременецьким горбогір'ям. Сумарні амплітуди постбаденських піднять порівняно з суміжними територіями дещо менші і становлять у середньому 330-360 м. В основі морфоструктури лежить блок фундаменту, обмежений розломами, з якими пов'язане формування названих морфоструктур. З північного заходу на південний схід блок розбитий Теребовлянським розломом на дві частини: південно-західну та північно-східну. У відкладах неогену цей розлом контролюється розподілом фацій баденію і сармату. Південно-західна частина морфоструктури майже повністю позбавлена сарматських відкладів, у північно-східній – вони досить поширені.

Південна частина Західноподільського плато характеризується дещо іншою геологічною будовою. Поверхня палеозойських порід тут піднята на максимальну для Волино-Поділля висоту і досягає на межиріччі Коропця та Стрипи 320-330 м. Нерівномірні підняття окремих блоків на цій території траплялися ще в донеогенові епохи, про що свідчать значна деформованість верств нижнього девону та фаціальна мінливість мезозойських порід. Остаточна морфоструктура сформувалася внаслідок інтенсивних четвертинних піднять, сумарні амплітуди яких тут досягли 140-160 м.

4. Морфоструктура Східноподільського плато розташована у східній частині області. З заходу вона обмежена Товтровою грядою, з півночі – Гологоро-Кременецьким горбогір'ям, східна її частина продовжується у межах Хмельницької області. Сумарні амплітуди постранныосарматських піднять тут становлять 330-350 м. До найбільш піднятої частини морфоструктури приурочений вододіл Горині, Збруча і Південного Бугу, який називають Авратинською височиною. В її межах поверхня палеозою значно піднята, а відклади крейди майже всюди розмиті.

5. Морфоструктура Товтрової гряди – скелясте лінійно витягнуте горбисте пасмо, яке навскісно (з північного заходу на південний схід) перетинає територію області. За генезисом – це давній бар'єрний риф, який сформувався у прибережних теплих водах баденського й сарматського морів 18-13 млн. років тому. Він складений рештками міоценових водоростей (літотамній), моховаток, морських червів (серпул), верметусів, рідше коралів та інших колоніальних організмів, що розвивалися на припіднятих ділянках морського дна. Росту рифових пасом, які дали початок Товтрової гряді, нерідко передувало виникнення обмілин з нагромадженням пухких рухомих уламків багряних водоростей, голкошкірих, інколи устриць та інших молюсків (згодом з них утворились так звані “тесові” вапняки), а в північно-східній частині – кварцово-глауконітових пісків (вишгородські верстви) (*Лазаренко, Сребродольський, 1969*).

У геоструктурному відношенні гряда розташована на стику Західно- і Східно-подільського блоків кристалічного фундаменту, розділених зоною Збараського розлому. У пізньому баденії рифове пасмо розділяло морський басейн на дві частини: західну глибоководну, і східну – мілководну. У ранньому сарматі пасмо знаходилося у західній частині басейну. Пізніше риф був відпрепарований ерозійно-денудаційними процесами, внаслідок верхньопліоценових – четвертинних піднять (*Цись, 1962*), про що свідчить епігенетичний (накладений) характер річкових долин, що прорізають Товтри (*Геренчук, 1949*). В сучасному рельєфі гряда дуже добре виражена (рис. 2.20) завдяки наявності в її розрізі стійких рифогенних порід.



Рис. 2.20. Головна товтрова гряда (окол. с. Городниця)

Сумарні амплітуди постраннясарматських піднять у межах гряди досягли 400 м і більше. На ділянках перетину гряди ріками простежуються випуклі деформації повздожніх профілів їх русел.

Л. Скварчевська (*Скварчевская, 1975*) вважає, що морфоструктуру Товтрової гряди слід відносити до літоморфного типу.

У сучасному рельєфі Товтрової гряди в багатьох місцях можна спостерігати мальовничі гори-останці, складені міцними рифовими вапняками й відполіровані дощовими водами та вітром, що надали їм різноманітних, часто химерних форм (гори Бабина, Довбуша й Замкова біля с. Залужжя Збараського району, Киданецькі скелі біля с. Киданці, Свята гора біля с. Полупанівка Підволочиського району, Скелі Франка біля с. Вікно Гусятинського району та ін.).

Крім названих морфоструктур третього порядку, в межах області виявлено ряд локальних морфоструктур, які мають різну вираженість у рельєфі. Більшість з них відображена у планах річкової сітки, деформаціях повздожніх профілів русел рік, терас, поверхонь вирівнювання, у специфічному розвитку екзогенних процесів тощо. Локальні морфоструктури відповідають окремим частинам великих блоків або розломів, у яких відновлювалися тектонічні рухи у неогені та четвертинному періоді, що спричинило їх вираженість у рельєфі (*Свинко, 1979, 2007*).

2.3.2.2. Морфоскульптури

Морфоскульптурні особливості Тернопільської області визначаються поєднанням (реліктових і сучасних) форм рельєфу, генетично пов'язаних з екзогенними рельєфотворчими процесами різного характеру.

У сучасному рельєфі переважає денудаційна морфоскульптура, морфологічні особливості якої сформувалися внаслідок лінійної ерозії, карстових, гравітаційних та інших деструктивних рельєфотворчих процесів.

Головну роль у формуванні сучасного рельєфу області відіграли річкові та поверхневі текучі води. Вони створили найголовніші флювіальні морфоскульптури – річкові долини, балки, яри.

У зв'язку з особливостями розвитку морфоскульптур річкові долини у різних частинах області мають неоднакову будову. На півдні вони глибоко (на 100-150 м і більше) врізані у поверхню Подільського плато, їхні схили круті, каньйоноподібні, заплави вузькі або й зовсім відсутні. Річки мають врізані меандри. В долинах рік

розкриваються відклади силуру, девону, юри, крейди і неогену. На півночі долини характеризуються меншим врізом, пологішими схилами з м'якими обрисами. В них розкриваються лише відклади верхньої крейди і неогену. Днища часто заторфовані, заплави порівняно широкі. Врізані меандри відсутні (*Свинко, 1979*).

Найважливішим елементом рельєфу Тернопільської області є долина Дністра, яка служить базисом ерозійного розчленування терену, і де найбільш повно розвинені тераси (*Цись, 1962*).

Каньйоноподібна долина Дністра простежується в межах області від с. Нижнів до гирла р. Збруча. Каньйон має вузьке днище (0,5-1,5 км) та стрімкі береги висотою 150-175 м. Уріз Дністра біля с. Нижнів становить 100-110 м, біля м. Заліщики – 150 м. Звивистість ріки досягає 45% всієї ділянки долини. Нахил на деяких перекатах становить 1 м/км. Дно ріки вистелене русловою фацією алювію потужністю 0,5-4,5 м, проте трапляються ділянки на перекатах з кам'янистим дном, де алювій відсутній. Перекати зустрічаються на відносно прямих ділянках ріки, на початку закрутів, у місцях впадіння допливів і у вигинах закрутів. Багато на Дністрі обмілин та островів наносного походження (рис. 2.21).



Рис. 2.21. Долина Дністра в окол. с. Колодрібка Заліщицького району

Фації прируслевих відмілин ріки представлені піщано-галечниковими відкладами складеними відносно добре відсортованим матеріалом з переважно косохвильястою та косою верстуватістю. Потужність піщаних серій коливається від 5 до 40 см, галечникових – від 30 до 70 см. Галечники залягають безпосередньо біля урізу води у смузі шириною 10-30 м. У напрямку до тилової частини відмілини вони заміщуються гравійними, крупно- і дрібнозернистими пісками (*Палиєнко, 1974*).

Дністер утворює врізані меандри великого радіусу, що формують своєрідні вузли, відмічені в свій час ще Є. Ромером (*Romer, 1906*), пізніше описані К. Геренчуком (*Геренчук, 1950*) та О. Мариничем (*Маринич, 1950*). Це Коропецький (між гирлами рік Золотої Липи і Стрипи) і Мельницький (між гирлами рік Серету і Збруча) меандрові вузли. З ними пов'язані ділянки найбільш глибоких урізів ріки. Таке співпадання не випадкове, а зумовлене, на думку К. Геренчука (*Геренчук, 1950*), тектонічними структурами Подільської плити. Про це свідчать деформації верхньої тераси Дністра, яка в районі меандрових вузлів піднімається до позначки 230-250 м над рівнем ріки, а на прямолінійних ділянках її відносні висоти

знижуються до 160-180 м.

Отже, наявність глибоко врізаних і крутих меандрів у долині Дністра вказують на існування в таких місцях активних підняття, і навпаки, ділянки долини, де простежується вільне меандрування, приурочені до тектонічних структур з від'ємними значеннями неотектонічних рухів (Геренчук, 1950).

Для долини Дністра характерна перемінна асиметрія берегів¹⁷ – коли один берег крутий, протилежний пологий терасований (рис. 2.22). Ця особливість визначає вервицеподібний характер долини – неоднаковий розвиток терас на протилежних схилах Дністра. Саме в меандрових вузлах ця специфічна морфологічна риса дністровської долини особливо чітко виражена. На зовнішньому борті меандри простежуються лише поодинокі незначні фрагменти окремих терас, сильно видозмінені вторинними процесами; на внутрішньому ж – розвинуті широкі, з поступовим підйомом, слабо розчленовані терасові поверхні (комплекс терас), ширина яких зростає, а уступи згладжуються.

Тераси Дністра та його лівих допливів свідчать про циклічність і спрямованість розвитку Подільського Придністер'я у пізньому пліоцені й антропогені. Про пізньопліоценовий вік річкової сітки Поділля писав у свій час ще С. Рудницький (Рудницький, 1913), стверджуючи, що слідом за відступаючим сарматським морем формувались консеквентні ріки, однією з яких був Пра-Дністер.

В межах річкової долини Дністра виділяють сім надзаплавних терас. Всі вони, за винятком першої, ерозійно-акумулятивні. Їхній алювій представлений валунно-галечниковим, рідше піщаним матеріалом невеликої потужності. Місцями він повністю розмитий. Склад гальки в алювіальних відкладах усіх терас представлений породами, принесеними з Карпат (світлі кварцові пісковики, жовті, коричневі, вишнево-червоні кремені та яшми, молочно-білий кварц тощо) і Поділля (коричневий пісковик нижнього девону, чорний кремень, білі крейдоподібні вапняки тощо). Галька сьомої тераси представлена виключно карпатськими породами (Свинко, 1979; Богущький, 1979).

Сьома і шоста тераси дуже близькі між собою за морфологічними ознаками. Вони мають покривний характер і займають широку смугу плато, що прилягає до долини Дністра (Гофштейн, 1979). Висота сьомої тераси над сучасним рівнем Дністра (з урахуванням деформацій) становить 140-165 м, шостої – 110-130 м. Північна межа поширення алювіальних відкладів цих терас проходить приблизно по лінії Монастириська – Бучач – Товсте – Борщів і далі на південний схід. Сьома тераса простежується локальними ділянками біля сс. Печорна (147 м), Дзвиняч (145 м), Блищанка (161 м), між сс. Колодрібка-Винятинці (145-165 м). У її будові виділяються дві алювіальні товщі, кожна з яких складається з руслової та заплавної фації.



Рис. 2.22. Долина Дністра в околицях села Трубчин Борщівського району

¹⁷ К.Геренчук відносить її до нестійкого типу асиметрії (Геренчук, 1960).

Максимальна потужність алювіальних відкладів тераси 19 м. Лесоподібні суглинки, що покривають алювій тераси, розвинені слабо. Шоста тераса відмежовується під попередньої слабопомітним уступом. Її цоколь підіймається над урізом ріки на 110-130 м. Тераса складена карпатською галькою та гравієм, часто з валунами і прошарками різнозернистих, здебільшого косоверстуватих, кварцових пісків. Потужність руслового алювію сягає 6-8 м (*Цись, 1962; Богуцький, 1979*). Алювіальні відклади тераси добре простежуються в с. Устечко (126-133 м), с. Делева (126 м), с. Нирків, м. Заліщики (116 м), с. Винятинці, с. Добровляни (111 м) (*Бойко, 1988*).

На відміну від алювію інших терас Дністра, алювій сьомої тераси вкриває не вузькі ділянки на схилах долини, а алювіальну рівнину – обширну зону Подільського плато, що прилягає до лівого берега Дністра. Ця особливість і відмінність її від інших терас, на переконання І. Гофштейн (*Гофштейн, 1979*) вказує на те, що вона формувалась в той період розвитку Дністра, коли його русло не мало ще своєї долини і вільно мігрувало по широкій (до 50 км) вивільненій від моря території.

Вік 7 тераси І. Гофштейн (*Гофштейн, 1962*) відносить до пліоценового часу. Стосовно віку 6 тераси існують різні думки – А.Богуцький (*Богуцький, 1979*) визначає її як нижньоплейстоценову, інші вчені (*Раскатов, 1954; Цись, 1962*) вважали, що її формування відбувалось у верхньому пліоцені.

П'ята тераса відноситься до каньйонних і значно краще поширена, аніж попередні, особливо у меандрових вузлах. Тераса займає верхню частину крутих схилів долини Дністра і має висоту 70-80 м над рівнем ріки. Її можна спостерігати в околицях сіл Бедриківці, Трубчин та ін.; за характером алювіальних відкладів дуже подібна до шостої тераси. Русловий алювій представлений галечниково-гравійними утворами, переважно косоверстуватими, ущільненими, озалізненими, потужністю від 1-2 до 5-6 м, а заплавний алювій – суглинками та супісками, голу-бувато-сірими, потужністю до 2-3 м, рідко більше (*Богуцький, 1979*). У складі гальки є подільські породи та породи, принесені з Карпат. Лес, який залягає незгідно на шостій терасі, а також покриває п'яту терасу, відносять до риського часу (*Цись, 1962*). Вік тераси – нижній плейстоцен (міндель II, міндель-рис за альпійською шкалою) (*Стратиграфія..., 1962*).

Четверта тераса ерозійно-аккумулятивна, її відносна висота 35-50 м. Вона збереглась у вигляді окремих фрагментів на обох схилах Дністра і складена переважно русловим і заплавним алювієм, перекритим іноді делювіальними лесоподібними суглинками незначної потужності. Русловий алювій тераси – гравійно-галечниково-піщаний, косоверстуватий, щільний, загальною потужністю до 7 м. Вік тераси – середній плейстоцен (*Раскатов, 1966*).

Поблизу м. Заліщики алювій цієї тераси має деякі особливості. У нижній частині розрізу залягають галечники з девонських, крейдових і неогенових порід, що перешаровуються глинами і пісками. Середню частину розрізу складають піски і суглинки з галечниками та уламками літотамнієвих вапняків. Завершується розріз алювіально-делювіальними суглинками (*Орел, 1976*).

Третя тераса ерозійно-аккумулятивна, розміщена на висоті 20-25 м над рівнем ріки. Вона вузька, здебільшого є лише її фрагменти. Найкраще простежується у меандрових вузлах. Добре виражена поблизу сіл Новосілка, Касперівці тощо. Русловий алювій представлений гравійно-галечниковими фракціями карпатських і подільських порід з піщаним заповнювачем. Загальна потужність алювіальних

відкладів не перевищує 10 м. Зверху тераса вкрита потужною товщею (до 10-15 м) делювіальних лесоподібних відкладів (Богущький, 1979). Г. Раскатов (Раскатов, 1947) відносить час нагромадження алювію тераси до останнього, микулинського, міжльодовиков'я (вік цієї тераси за альпійською шкалою рис-вюрм) (Стратиграфія..., 1962).

Друга тераса ерозійно-аккумулятивна, має незначну ширину, але добре виражена у багатьох місцях. Її можна спостерігати також у долинах нижніх течій лівих допливів Дністра – Серету, Стрипи, Золотої Липи та ін. Добре виражена морфологічно поблизу сіл Устечко, Зозулинці та ін. Висота тераси близько 20 м. Складена вона товщею (біля 4 м) гравійно-галечникового матеріалу, перекритого субаквальними лесоподібними суглинками (заплавна фація алювію). Між ними майже завжди чітко виражений похований ґрунт. Вік тераси верхній плейстоцен (вюрм II за альпійською шкалою) (Стратиграфія..., 1962).

Перша надзаплавна тераса заввишки 4-6 м. Її можна вважати також високою заплавою, бо під час великих паводків вона частково покривається водою. Тераса аккумулятивна, складена піщано-галечниковим річковим алювієм, прикритим супіщано-суглинним матеріалом заплавного алювію. Цоколь залягає нижче урізу Дністра. На відміну від інших терас, на ній відсутній лесовий покрив. Тераса простежується фрагментами шириною від 100 до 200 м (Богущький, 1979; Свинко, 1979). Вік алювію тераси визначається верхнім плейстоценом (вюрм III за альпійською шкалою) (Стратиграфія..., 1962). П. Цись (Цись, 1962), Г. Раскатов (Раскатов, 1966) та інші відносять цю терасу до голоценового часу.

Заплава у каньйоноподібній долині Дністра, а також у долинах нижніх течій його лівих допливів вузька, малорозвинена і простежується лише на випуклих ділянках врізаних меандрів. Її висота 0,6-2 м. Заплава складена переважно галечниками, які перешаровуються з гравієм і пісками. Подекуди ці відклади покриті піщаними суглинками й супісками. Іноді трапляються один-два горизонти похованих ґрунтів темно-сірих, лугово-болотного типу потужністю 0,5-0,6 м. Потужність алювію непостійна, подекуди на заплаві, як і в руслі, на поверхню виходять корінні палеозойські породи (Свинко, 1979). Вік алювію заплави визначається голоценом (Стратиграфія..., 1962).

Річкова мережа Тернопільської області є класичним прикладом паралелізму плану її рисунка (Геренчук, 1960). Загальною рисою рік є їх меридіональний напрям і наявність кута (приблизно 45°), під яким вони впадають у Дністер.

Для річкової мережі властиві, також, ще дві характерні риси: перша – чітке чергування довгих і коротких рік, коли між двома довгими ріками зазвичай знаходиться одна коротка; друга – чітко витримане розміщення і напрямок допливів рік: всі вони мають північно-західний або південно-східний напрям і розташовуються один навпроти одного так, що ліві допливи однієї ріки немовби продовжують праві допливи сусідньої (Геренчук, 1960). Головні риси плану річкової системи зумовлені особливостями тектонічної будови території Тернопільської області, яку вона дронує.

У меридіональному напрямку Подільське плато в межах Тернопільської області розчленоване лівими допливами Дністра, серед яких найбільші: Золота Липа, Коропець, Стрипа, Серет, Нічлава, Збруч. Долини цих річок вносять помітну диференціацію у загальні геоморфологічні особливості описуваної території. Помітну роль у морфології плато відіграють занурені ділянки річкових долин в їх нижніх течіях, де вони мають каньйоноподібний вигляд з характерними крутими і високи-

ми лівими та нижчими і пологішими правими схилами. Цікаво зазначити, що така аномальна лівостороння асиметрія не узгоджується з законом Бера-Бабіне (сила Коріоліса), а тому здавна привертала увагу багатьох вчених. На думку В. Гільбера (*Hilber, 1886*) і О. Борзова (*Борзов, 1951*) її формування зумовлене топографічним нахилом поверхні на схід. Оскільки в цьому ж напрямку понижується базис ерозії, то і вріз допливів чим раз більший. А відтак, розмивання ріками своїх лівих берегів відбувається значно сильніше аніж правих, що власне й призводить до формування лівосторонньої асиметрії схилів. На переконання К. Геренчука аномальна асиметрія межиріч Подільського плато зумовлена не топографічним нахилом поверхні, а епейрогенічною перебудовою гідрографічної мережі в постсарматський час.

Долини річок терасовані. Висоти терас зростають з наближенням до Дністра. Для нижньої частини долини Серету встановлено чотири терасові рівні (табл. 2.4). Тераси добре простежуються морфологічно і літологічно. Всі вони цокольні. Русловий алювій терас переважно грубоуламковий, гравійно-галечниково-піщаний, представлений виключно місцевими породами.

Таблиця 2.4

Терасові рівні р. Серет (за Р. Бойком, М. Сивим, В. Чиркою, 1987)

Тераси	Відносна висота, м	Висота цоколя, м	Потужність алювію, м
Низька заплава	1,2-1,5	-	1,5
Висока заплава	2,0-3,0	-	3,0
I	8	4	4
II	15	11	4
III	30-35	25-27	8
IV	40-45	33-38	7

Північна частина області дренується верхів'ями рік, у межах яких тераси розвинені слабо. Найбільш повно вони виражені у долинах Горині та Ікви. Крім заплави, на подільській ділянці Горині є три (*Ласкарев, 1914*), а Ікви – дві надзаплавні тераси (*Czyżewski, Zierhoffer, 1936*). Усі вони ерозійно-аккумулятивного походження. Третя надзаплавна тераса р. Горинь формувалась у нижньому плейстоцені, а друга в середньому плейстоцені. Вік перших надзаплавних терас цих річок визначається верхнім плейстоценом. У Горині добре виражена заплава простежується від с. Устечко і далі вниз по течії. Ширина її у верхів'ї 0,1-0,2 км. На окремих ділянках ця закономірність порушується різкими звуженнями локального характеру. Аномальне розширення заплави простежується на ділянці від с. Борсуки до м. Ланівці. Потужність заплавної алювію коливається у межах від 3 до 7-12 м і більше (*Свинко, 1979*). Складений він русловими піщаними відкладами та заплавними супіщано-суглинистими, переважно горизонтально-верстуватими. На поверхнях широких часто заболочених заплав і перших надзаплавних терас нерідко трапляються автохтонні торфи потужністю до 2-3 м (*Богуцький, 1979*).

У долинах усіх інших річок північної частини Поділля чітко виражена лише заплава і рідше – перша надзаплавна тераса.

Яри і балки поширені в усіх геоморфологічних районах Тернопільської області. Найбільш зрілі форми балок виявлені повсюдно; більш молоді, зі стрімкими, часто східчастими схилами поширені на Опіллі та в Кременецьких горах. Схили балок вкриті шаром делювіальних відкладів різного літологічного складу й потужності.

Власне ці території уражені ерозією найбільше – до стадії майже повного знищення рівнинно-пластового рельєфу, і перетворені в грядово-горбисті райони.

Напрямки простягання ерозійних форм рельєфу в більшості випадків співпадають з головними системами тектонічних тріщин у гірських породах північно-західного і північно-східного простягання, замаскованих товщею четвертинних відкладів. Іншими словами, ерозійні форми успадковують зони тектонічної тріщинуватості і диз'юнктивних порушень, особливо у випадках додаткових впливів, які порушують стійкість системи “рослинність – ґрунт”. У руслах багатьох ярів, які розкривають корінні породи (крейду, пісковики, вапняки, аргіліти), тектонічні тріщини простежуються на десятки метрів. Цю особливість у свій час відмітили у своїх роботах С. Рудницький (*Рудницький, 1913*), А. Халубінська (*Chalubinska, 1928*) та інші вчені. Про тектонічно обумовлений характер яружної мережі свідчать також побудовані М. Симоновською (*Симоновська, 1999*) рози-діаграми орієнтування тальвегів ярів.

Нерідко можна спостерігати, як русла ярів почергово змінюють свої напрямки, пристосовуючись до тріщин то північно-західного, то північно-східного простягання.

Яри поширені дуже нерівномірно. Найбільша густина ярів на Гологоро-Кременецькій височині (1,0-1,4 км/км²), значно менша на Опіллі та в центральній частині Тернопільської області (біля 0,25-0,5 км/км²) (*Ковальчук, 1997*). У Придністер'ї густина яружно-балкової мережі зростає вниз по течії ріки. На ділянці долини між селами Нижнів – Чернелиця вона складає 0,5-0,8 км/км², Чернелиця – Заліщики – 0,8-1,5 км/км², нижче м. Заліщики – 1,5-2,5 км/км². Високі показники розчленування простежуються у закрутах меандр (*Бойко, Папіжук, 1977*). У більшості випадків яри прорізають товщу делювіально-алювіальних відкладів і еродують корінні породи. На прямолінійних ділянках долини з прямими схилами, де майже відсутні пухкі породи, яри врізані в корінні породи і простежуються уздовж всього схилу (до 2 км і більше). Для них характерний V-подібний поперечний профіль і східчастий поздовжній профіль днища, що зумовлений неоднорідністю літологічного складу корінних порід.

На території області досить поширені також такі види яружних розмивів як водорії та вимоїни. Вони трапляються переважно на сільськогосподарських землях з інтенсивним площинним зливом. Ширина водоріїв і вимоїн не перевищує 1-2 м, а глибина врізу від 0,1-0,5 до 1-2 м.

За останні 25-30 років темпи лінійної ерозії суттєво знизилися за рахунок проведених у 70-80-х роках минулого століття протиерозійних заходів та виведення частини крутосхилих ділянок з активного сільськогосподарського використання. Сприяло цьому також зниження ерозійного потенціалу окремих ярів у результаті наближення їх до стадії вироблення динамічно стійкого поздовжнього профілю. Більшість ярів перейшли у стадію балок.

За підрахунками І. Ковальчука (*Ковальчук, 1997; 2013*), коефіцієнт яружності (частка площі ярів), в перерахунку до площі сільськогосподарських угідь Тернопільщини, становить від 0,28-0,73 до 1,1-2,25%.

Винятковою своєрідністю вирізняються яри і балки карстових районів. Дуже яскраво їх морфологічні особливості проявляються на межиріччях Серет – Нічлава – Збруч. Внаслідок врізання ярів і балок були розкриті карстові породи, що спричинило перехоплення стоку атмосферних опадів системою карстових колодязів. У

результаті цього частина ярів і балок виявилися замкнутими на понорах.

У межах області поширені також форми рельєфу, що утворилися внаслідок дії сили тяжіння (гравітації). Найпоширенішими є **зсуви, обвали та осипища**.

Зсуви мають найбільше розповсюдження на Опіллі, Кременецькому горбогір'ї та на крутих схилах глибоковрізаних (до 200 м) долин річок Стрипа, Серет, Нічлава, Збруч та їхніх допливів. Вони виникають внаслідок зміни консистенції глинистих порід. Площини зісковзування найчастіше приурочені до верхньобаденських лесоподібних суглинків. Форма зсувів фронтальна або циркоподібна. Їх розвиток відбувається стадійно – етапи швидких зміщень змінюються етапами повільного сповзання, або повного затухання процесу.

Зсуви, через здатність до швидкоплинної деформації земної поверхні, можуть призводити до значних негативних наслідків, зокрема, пошкодження й руйнування господарських об'єктів та споруд¹⁸.

Нерідко трапляються зсуви-опливини (“гриви”), які формуються на схилах і утворюються в результаті сильного насичення водою пухких порід, які сповзають вниз під дією сили тяжіння внаслідок збільшення ваги та втрати зчеплення між частинками ґрунту. Вони захоплюють товщу порід на невелику глибину 0,5-1,5 м і, як правило, не перевищують 1-2 до 5 м по хорді. Зсуви-опливини характерні для території Опілля (долини рік Золота Липа, Коропець) та інших геоморфологічних районів, де вони формують хвилястий мікрорельєф.

Зсуви й опливини є одними з найбільш активних агентів денудації Північноподільського уступу.

На схилах Дністра зрідка трапляються так звані “кам'яні потоки”. Вони представлені гравійно-галечниковим матеріалом 5 тераси Дністра. Кам'яні потоки виповнюють неглибокі (0,5-1 м) лощини стоку вздовж крутого лівого схилу ріки простягаючись на 15-20 м і більше. Їх можна спостерігати в окол. с. Трубчин (рис. 2.23).

Обвали найчастіше можна спостерігати в межах Кременецького горбогір'я та стрімких схилів долин Дністра, Серету, Збруча. Виникненню обвалів сприяє наявність тектонічних тріщин у масивах порід. При цьому порушується цілісність порід, збільшується їх водопроникність і створюються умови для більш інтенсивного вивітрювання.

Внаслідок обвалів, у рельєфі верхніх частин схилів утворюються майже вертикальні уступи, стінки відриву, карнизи, які височіють над схилами

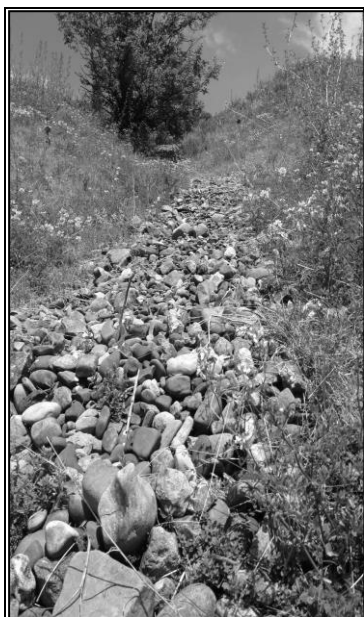


Рис. 2.23. Кам'яний потік (лівий берег р. Дністер, окол. с. Трубчин)

¹⁸ Впродовж останніх років у багатьох населених пунктах області були зареєстровані зміщення гірських порід, які призвели до руйнування і пошкодження житлових будинків та інших об'єктів забезпечення життєдіяльності. Лише в 1996 р. зсувами було зруйновано та пошкоджено кілька житлових будинків в Бучачі, старе кладовище, насосну станцію і артсвердловину в Гусятині тощо. Станом на 2014 р. в межах Тернопільської області зафіксовано активізацію 117 зсувів загальною площею 12 км². Найбільше зсувонебезпечних ділянок в містах Тернополі, Бучачі, Кременці, Терембовлі, Борщові, а також в смт Гусятині і Мельниці-Подільській (Білик, Степчук, 2009).

й здатні до подальшого обвалення. Стінки зриву як правило співпадають з площинами тектонічних тріщин і межами напластування гірських порід (рис. 2.24). У підніжжях схилів відбувається нагромадження брил та уламків порід різних розмірів.

Іноді обвалені брили густо вкривають схили, надаючи їм своєрідного вигляду (напр., схили долини р. Тупа в окол. с. Касперівці). Їх об'єм, за даними Й.Свинка (*Свинко, 2007*) досягає 500-1000 м³ (рис. 2.25).



Рис. 2.24. Стінки зриву (лівий берег долини р.Дністер, окол. с. Дзвенигород)
зв'язків, які утримують породу на схилах, і відносно швидке обвалювання; перекидання та осипання порід.

На відміну від обвалів, *осипища* розвиваються у крихких породах, де відсутні або майже відсутні структурні зв'язки між окремими частинками. На Тернопільщині осипища спостерігаються у нижніх частинах схилів глибоковрізаних долин річок, особливо там, де відслонюються піщано-аргілітові силурійські відклади, теригенні та теригенно-карбонатні відклади девону, неогенові вапняки, пісковики, гіпси тощо. Уздовж підніжжя внаслідок нагромадження гравітаційних мас утворюються конуси осипищ.

У розвитку обвалів ф осипів виділяють кілька етапів: підготовка руху матеріалу внаслідок вивітрювання порід; розвитку тріщин; утворення ослаблених зон у масиві тощо; від членування (початковий відрив та формування осипного шлейфа) певної маси порід від схилу; руйнування структурних

Гравітаційні процеси на території Тернопільщини є специфічними природно-історичними рельєфотворчими схиловими процесами, які на порівняно невеликих ділянках території часто досить швидко і кардинально змінюють морфологію схилів. Окрім літологічного, кліматичного, геоструктурного та інших чинників, на



Рис. 2.25. Брили вапняків альбського ярусу (нижня крейда) на лівому схилі каньйоноподібної долини р. Тупа (окол. с. Касперівці)

їхній розвиток впливають характер і тип сучасних тектонічних рухів земної кори (*Палієнко та ін., 2005*). Великий вплив на активізацію гравітаційних процесів на сучасному етапі має господарська діяльність людини (антропогенний чинник).

Вивітрювання. Процеси фізичного та хімічного вивітрювання займають другорядне місце. Ці явища приурочені переважно до корінних осадових порід скель-

них відслонень, берегових обривів, бортів промоїн, схилів великих ярів.

Серед рельєфоутворюючих факторів на окремих ділянках території області значну роль відіграють **карстові процеси**, які поширені в місцях залягання крейди, вапняків та гіпсів. На Тернопільщині наявний поверхневий і підземний карст. Поверхневі форми карстового рельєфу поширені нерівномірно й здебільшого подібуються на Кременецькому горбогір'ї, Товтровій височині, Опіллі та Придністер'ї. Їх територіальне розміщення, щільність, розміри і загальний малюнок визначаються багатьма чинниками, передусім геологічною будовою та тектонікою.

За генезисом поверхневі карстові утворення представлені: *карровими борознами, понорами, лійками, слітими долинами*.

Каррові борозни утворюються внаслідок вилуговування порід що карстуються поверхневою циркуляцією атмосферних вод; морфологічно нагадують крутосхилі жолоби, розміщені паралельними рядами і розділені гребенями заввишки 25-85 см і завширшки 15-35 см (*Кучерук, 1976*). Такі карстові форми розвиваються на по-верхні повністю відкритих гіпсових масивів на крутих схилах річкових долин і балок.

Карстові лійки – це найпоширеніша карстова форма на Тернопільщині. Вони розповсюджені на Опіллі, в Товтрах та в південній частині області.

За генезисом карстові лійки відносяться до корозійно-суфозійних, корозійно-провальних, корозійно-ерозійних.

Корозійно-суфозійні лійки утворились в умовах вертикальної циркуляції карстових вод, а корозійно-провальні, здебільшого, розвиваються на схилах гряд і в міжгрядових долинах, де переважає горизонтальна циркуляція вод. Останні мають полого ввігнуте днище і, як правило, неглибокі.

За морфологічними ознаками бувають конічними та блюдцеподібними, причому останні трапляються частіше. Діаметр конічних лійок від 1,5-5 до 8-10 м, глибина 3-5 м і більше. Стінки круті (25-45°), зі слідами опливин і сповзання дерну. Блюдцеподібні лійки неглибокі (до 1 м), як правило з закольматованим понором в центрі днища, інколи заболочені і вкриті вологолюбною рослинністю.

Найбільші лійкоподібні западини, що утворились у літотамнієвих вапняках верхнього баденію (нижній неоген), виявлено в околицях с. Гутисько Бережанського району (діаметром 20-25 м, глибиною 15-18 м), с. Шумляни Підгаєцького району (діаметром 12-17 м, глибиною 3,5-7,5 м) тощо. У морфологічному відношенні – переважно витягнуті в напрямку збільшення крутизни схилу гряди. У просторово-топологічному плані лійки утворюють своєрідні висотні карстові смуги, тобто простежується їх чітка топографічна прив'язка до конкретних гіпсометричних рівнів. Великі лійки розташовуються на пологому (7-8°) привододільному схилі з абсолютними позначками 418-428 м і групуються у ланцюг, що виразно опоясує гряди. Малі ж переважно знаходяться на 50-60 м нижче – навпроти великих, де крутизна схилу досягає 12-13°; інколи групуються в ланки по 4-5 лійок на віддалі 3-5-10 м одна від одної. Таке лінійне (ланцюжкове) розташування лійок не випадкове, а пов'язане з приуроченістю до тріщин бортового осідання, вірніше до їх перетину, розкритих внаслідок інтенсивних тектонічних піднять та власне тектонічних тріщин північно-західного і північно-східного напрямків простягання, характерних для даного району (*Свинко, Дем'янчук, 2000*).

Карстові лійки “Язвінь” і “Мархонівка” (обидві розташовані на східній околиці с. Новосілка Заліщицького району) є найбільшими з поміж лійок, що утворились у гіпсах верхнього баденію.

Понори утворюються в товщах вапняків і гіпсів, розбитих вертикальними тріщинами. У зоні вертикальної циркуляції вони приурочені до дна карстових лійок. У плані форма їх округла, діаметр здебільшого не перевищує 1 м, а глибина 2-3 м. Окремі з них мають глибину до 10 м і закінчуються невеликими (2-3 м) горизонтальними порожнинами (Свинко, 1999).

Карстові сліпі долини (суходоли) рідко трапляються в карбонатних і сульфатних породах Опілля, Кременецьких гір та ін. Вони не мають гирла і закінчуються тупиком; утворюються шляхом ерозійного руйнування бровок декількох розміщених в ряд лійок. Класичним прикладом таких карстових форм є, зокрема, карстові долини в урочищі “Липник” (між селами Шумляни і Носів).

Карстові рови (яри) утворюються внаслідок злиття кількох лінійно розташованих карстових лійок. Трапляються в Опільському геоморфологічному районі на схилах вододілів в околицях сс. Гутисько, Куряни, Шумляни тощо. У морфологічному плані мають видовжену форму (50-60 м і більше). Їх днище, на відміну від звичайних ярів, поділене поперечними перемичками (Свинко, Дем'янчук, 2005). Карстові рови утворилися уздовж ліній тектонічної тріщинуватості внаслідок злиття ланцюжка карстових лійок.

У генетичному зв'язку з карстовими формами рельєфу перебувають плоскі блюдцеподібні западини (степові блюдця) у лесових породах межиріччя і прирічкових схилів. Максимальні розміри блюдць досягають 150-200 м у діаметрі при глибині 1-3 м. Здебільшого вони покриті вологолюбною рослинністю або заповнені водою, утворюючи невеликі озера (Свинко, 1979).

Карстові озера зосереджені в основному на межиріччі Серета і Нічлави (окол. сс. Глибочок, Більче-Золоте, Озеряни), де є значні поклади гіпсів. Утворились вони в карстових западинах. Форма таких озер округла або еліпсоїдна. Вони неглибокі, інколи заболочені (рис. 2.26).



Рис. 2.26. Карстове озеро в окол. с. Озеряни Борщівського району

Карстові озера поширені також у Товтрах. Найвідоміші з них “Сине” і “Бездоня”, які знаходяться поблизу с. Вікно Гусятинського району. Їхній діаметр сягає 9 м, а глибина – 4 м. Вода в них настільки прозора, що видно вапнякове дно, з якого фонтаном пробивається кристалево чиста з блакитно-фіолетовим відтінком вода. Такі озера відомі і в інших місцях, зокрема в околицях с. Дубівці Тернопільського району. Декілька озер аналогічного походження є на Зборівщині біля с. Нище, де бере свій початок одна з приток Серету (Серет Правий).

На території Тернопільщини поширені *карстові джерела*, особливо на Опільській височині та Гологоро-Кременецькому горбогір'ї, де карстуванню піддаються неогенові літотамнієві вапняки та відклади верхньої крейди (писальна крейда, мергелі). Атмосферні опади, проникаючи по тектонічних тріщинах вглиб масивів, збираються на водотривких горизонтах і утворюють підземні ріки, які у підніжжях схилів виходять на денну поверхню у вигляді доволі потужних джерел.

Підземні форми карсту представлені вертикальними і горизонтальними каналами, гротами і печерами (Кучерук, 1954, 1976; Гуньовський, 1966; Кудрин, 1963, Чикишев, 1969 та ін.).

Найбільша кількість печер у вапняках, вапнистих пісковиках і гіпсах відмічена на межиріччі Збруч-Серет, поблизу сіл Коралівка, Залісся, Угринь, Кривче та в багатьох інших місцях. Напрями ходів співпадають з напрямками тектонічних тріщин або тріщин нашарування пластів порід.

Нерідко підземний карст утворює своєрідні лабіринти, що простягаються на десятки кілометрів. Системою таких лабіринтів сформована печера Оптимістична, що має загальну довжину ходів понад 200 км. Вона вимита у верхній частині двадцятиметрової товщі крупнокристалічного гіпсу. У печері є декілька залів: Молодіжний, Данила Галицького, Циклоп та ін. На дні ходів, окрім суглинистого матеріалу, часто трапляється річкова галька карпатських порід. Печера Оптимістична вирізняється з-поміж інших печер Поділля не лише розмірами, але й значно більшою різноманітністю геоморфологічних форм і вторинних утворень.

На Тернопільщині виявлено більше сотні печер. Найбільші з них подано у таблиці 2.5.

Фізичні особливості повітря печер відрізняються майже абсолютною стабільністю термічного режиму та умов зволоження впродовж доби та сезонів року. Температура у внутрішніх гротах складає 9-13 °С. Ця величина є постійною вже на відстані 300-350 м від входу. Різниця температур по вертикалі доволі мізерна – 0,5 – 1 °С. Вологість повітря внутрішніх гrotів печер становить від 80-82 % (Вертеба та ін.) до 95-100 % (Кришталева, Озерна, Оптимістична) (Гуньовський, 1966).

Найглибшою вертикальною печерою області є печера Опільська (окол. с. Гутисько Бережанського району). Вона закладена у літотамнієвих вапняках верхнього баденію (неоген). Глибина печери 37,6 м, загальна довжина досліджених ходів становить 174 м.

Ще одна вертикальна печера (“Перлина”) утворилась у вапняках Товтрового кряжу (с. Кринцилів, Гусятинський район). За генезисом вона належать до корозійно-тектонічних порожнин і має форму колодязя з розгалуженими горизонтальними ходами на глибині 10-30 м. Стіни печери вкриті кристалами кальциту, сталактитами і сталагмітами. Загальна протяжність ходів становить біля 240 м.

У розломі, на дні цієї печери, спелеологами було знайдено декілька зразків метаморфізованого вапняку (т. зв. “подільського мармуру”), а в ложі інфільтраційного водотоку, ними виявлено біля трьох десятків оолітів (печерних перлин) – кальцитових утворень діаметром 10-12 мм з концентрично-шкаралупчастою будовою (чергування білих, блідо-жовтих кілець карбонату кальцію та дещо темніших і тонших карбонатно-глинистих прошарків)¹⁹. Звідси й назва цієї печери – “Перлина”.

¹⁹ Ооліти знайдено також в одній з галерей печери Озерна (Зимельс, 2009).

Найбільші печери Тернопільщини (станом на 2010 р.)

Назва печери (протяжність)	Місце-знаходження	Особливості
Оптимістична (227,3 км)	с. Коралівка, Борщівський р-н	Занесена до Книги рекордів Гіннеса, як найдовша печера Європи та найдовша серед гіпсових печер світу. Лабіринт утворений системою (подекуди трьохярусною) горизонтальних ходів і галерей. Унікальна своїми кристалами та озерами.
Озерна (Блакитні Озера) (131,4 км)	с. Стрільківці, Борщівський р-н	Одна з найдовших у Європі й Україні. В печері є т.зв. органні труби, які пов'язані з тріщинами у гіпсових товщах та озера (глиб. 1,5 – 2 м), які займають біля третини площі. Вода в озерах слабомінералізована, сульфатно-кальцієва. Її температура становить біля +9°C. У печері багато обвальних нагромаджень, на стінах трапляються скупчення вторинного гіпсу. Печера вражає своєю монументальністю – окремі зали і галереї мають висоту 8-10 м і ширину 10-12 м.
Млинки (36,0 км)	с. Залісся, Чортківський р-н	Уважається однією з найкрасивіших печер України. Цікава великими кристалами і масивними друзами пластинчастого гіпсу, сталактитами. Використовується у спортивно-туристичних цілях для проведення регіональних і всеукраїнських змагань зі спелеології. У печері є велика колонія кажанів.
Кришталева (Кривченська) (22,6 км)	с. Кривче, Борщівський р-н	Лабіринт ходів з великими залами і галереями. Стіни вкриті різнокольоровими кристалами вторинного гіпсу. Пристосована для масового туризму. Екскурсійний маршрут – 2,8 км.
Славка (9,1 км)	с. Кривче, Борщівський р-н	Лабіринт утворений 2-3-х ярусною системою горизонтальних ходів і галерей. Повний профіль ходів місцями сягає 10-12 м. Печера сформована в закритих гідрогеологічних умовах за рахунок висхідного підтоку напірних вод з підстильного водоносного горизонту.
Вертеба (Більченська) (8,5 км)	с. Більче-Золоте, Борщівський р-н	У печері розміщено унікальний підземний музей трипільської культури. Екскурсійний маршрут – 1,5 км. Тут є також цікавий і своєрідний лабіринт Кам'яна Соломка, де стеля вкрита густими “заростями” трубчастих кальцитових сталактитів, що мають вигляд стерні довжиною 10-12 см.
Мушкарова яма (5,5 км)	с. Мушкарів, Борщівський р-н	Вхід у печеру знаходиться на дні крупної конічної ерозійно-суффозійної лійки діаметром ~ 50 м і завглибшки 14 м. Печера триярусна. Загальний вертикальний інтервал доступної частини лабіринту складає 13–14 м. Глибина води в озерних районах досягає 3 м.
Угринь (2,1 км)	с. Угринь, Чортківський р-н	В цій печері вперше в Західній Україні (перша 1860л. XX ст.) почали проводитись організовані екскурсії для туристів.
Ювілейна (1,6 км)	с. Сапогів, Борщівський р-н	Печера складається з декількох галерей, закладених по тектонічних тріщинах, з'єднаних між собою короткими ходами. Зал Планетарій має великий купол діаметром ~ 6 м.
Олексинська (1,2 км)	окол. с. Олексинці, Борщівський р-н	Мережа лабіринтових ходів з двома широкими залами. Печера на 70% площі обводнена; глибина води досягає 2 і більш метрів.
Джуриньська (Поросьчка) (1,1 км)	окол. с. Нагоряни, Заліщицький р-н	Печера багата вторинними кристалічними утвореннями – агрегатами і корами кристалізації різного кольору і габітусу. У печері знайдено екоцентричні кристали закручених форм – “гіпсові квіти”, нагромадження білих голчатих агрегатів новітнього генезису на дні печерних ходів — “молочні ріки” завдовжки 10—12 м, а також карбонатні кори і натічні форми до 10 см.

За оцінками спеціалістів наразі розвідано лише п'яту частину підземних пустот Західного Поділля.

Ділянки зі значним показником закарстованості (понад 20 карстових форм на 1 км²) трапляються у Подністер'ї (на межиріччі Серет – Збруч); середньою та слабкою закарстованістю характеризуються райони Товтр, Кременецьких гір та деяких інших ділянок.

Допалеогеновий карст виявлено на півночі області (окол. с. Іванківці Лановецького району) у відкладах крейди. Карстові порожнини тут заповнені кварцово-глауконітовим піском палеогенового віку. Найбільша з порожнин має діаметр 20-25 м і глибину 10-12 м (*Свинко, 1999*).

Усі карстові форми рельєфу на території області виявляють тісний зв'язок з тектонічними і неотектонічними рухами. На поверхні вони простежуються у вигляді ланцюжків карстових ліюк і понорів розміщених уздовж переважаючих напрямків-тріщин та в місцях (на ділянках) їхнього перетину.

Активізація сучасного карстогенезу на території Тернопільщини проходить під впливом голоценових і сучасних рухів земної кори у південно-західній частині Східноєвропейської платформи та сучасних сейсмічних рухів у районі Карпат.

Окрім суто природних факторів, на формування рельєфу території Тернопільської області суттєво впливають і антропогенні чинники.

У зв'язку з неоднаковим проявом рельєфоутворюючих факторів (інтенсивності тектонічних рухів, особливостей геологічної будови та літологічного складу порід), характером ерозійних і акумулятивних процесів тощо у різних частинах області рельєф зазнав значних змін і має специфічні особливості та характерні риси.

2.3.3. Геоморфологічне районування

Геоморфологічне районування – це поділ території на окремі частини, підпорядковані одна одній в ієрархічному відношенні (таксономічні одиниці), які відображають особливості рельєфу морфологічного, морфометричного, генетичного, історичного чи динамічного характеру і є одним з методичних узагальнень знань про походження і будову рельєфу. Детальність і точність районування визначається ступенем геоморфологічної вивченості території, а тому, природно, що воно змінювалось впродовж тривалого часу відповідно рівню розвитку геоморфологічних знань про неї.

Однією з перших спроб морфологічного районування українських земель, очевидно слід вважати роботу Г. Величка “Пластика польсько-руських земель з особливою увагою до Карпат” (1889) (*Штойко, 2002*), в якій він подав загальну панораму морфології поверхні. Критеріями виділення морфологічних районів Г. Величку слугували абсолютні висоти, тектонічні та ерозійні долини, геологічні особливості тощо.

В першій половині ХХ ст. проблемі геоморфологічного районування УРСР присвятив свою роботу В. Бондарчук (*Бондарчук, 1949*). У цій праці вченим подано докладну морфолого-генетичну характеристику виділених ним геоморфологічних одиниць – областей і районів.

У 60-х роках минулого століття детальне геоморфологічне районування території УРСР і МРСР здійснили співробітники Інституту геологічних наук АН УРСР

(Бондарчук, Веклич, Ромоданова, Соколовський, 1959). Роком пізніше І. Соколовський (Соколовський, 1960) склав схематичну геоморфологічну карту західної частини України, на якій відображені генетичні форми рельєфу Волино-Поділля і Передкарпаття.

Найдетальнішу геоморфологічну регіоналізацію Тернопільської області виконав П. Цись (Цись, 1959). В її основу ним покладені такі принципи: структурно-тектонічної і літологічної зумовленості морфології рельєфу, типологічний, морфолого-генетичний та територіальний.

Зараз геоморфологічне районування здійснюється з урахуванням генетичної та вікової неоднорідності рельєфу, а також при обов'язковому дотриманні територіальних і морфогенетичних ознак, а для виділення крупних геоморфологічних одиниць – із врахуванням геоструктурної будови.

У 2005 р. ученими київської наукової школи обґрунтовано принципи і розроблена нова схема геоморфологічного районування України масштабу 1 : 5 000 000, виконана на багатоступеневих засадах: регіони різного таксономічного рангу співвідносяться один з одним як частина з цілим і відображають особливості рельєфу, зумовлені наявністю морфоструктурних, морфоскульптурних, морфологічних, морфометричних і вікових відмін (Палієнко, Барщевський, Бортник та ін., 2004).

Відповідно до цього районування територія Тернопільської області розташована у межах однієї *геоморфологічної області – Волино-Подільської пластово-денудаційної височини та двох підобластей: Подільської структурно-денудаційної височини на неогенових і крейдових відкладах та Малоподільської пластово-аккумуляційної рівнини на крейдових відкладах* (рис. 2.27).

І. Подільська структурно-денудаційна височина на неогенових і крейдових відкладах. Північна межа цієї геоморфологічної підобласті дуже чітка, вона проводиться уздовж лінії добре вираженого у рельєфі Північноподільського уступу. На заході, сході та півдні Подільська височина простягається за межі Тернопільської області.

Залежно від поширення генетичних типів рельєфу, їхніх особливостей та співвідношення в межах підобласті виділяють шість геоморфологічних районів:

1. Гологоро-Кременецьке структурно-денудаційне сильнорозчленоване горбогір'я;
2. Опільська структурно-денудаційна горбиста сильнорозчленована височина;
3. Тернопільська структурно-денудаційна плоска та горбиста середньорозчленована височина з карстовою морфоскульптурою;
4. Придністерсько-Подільська структурно-денудаційна горбиста сильнорозчленована височина з давньотерасовим рельєфом;
5. Хмельницька структурно-денудаційна плоска та горбиста середньорозчленована височина з карстовою морфоскульптурою;
6. Товтрова денудаційна горбиста височина.

1. Гологоро-Кременецьке структурно-денудаційне сильнорозчленоване горбогір'я – це високопіднята (понад 400 м) вододільна смуга північного краю Поділля. Вона має різко виражену асиметричну будову – стрімкий обривистий північний схил висотою 150-200 м (Північноподільський уступ) і пологий південний. Високі абсолютні позначки у поєднанні з інтенсивним розчленуванням поверхні горбогір'я створюють враження гірського рельєфу. Тому східну частину від Ікви на заході до Збитеньки на північному сході називають ще Кременецькими горами.

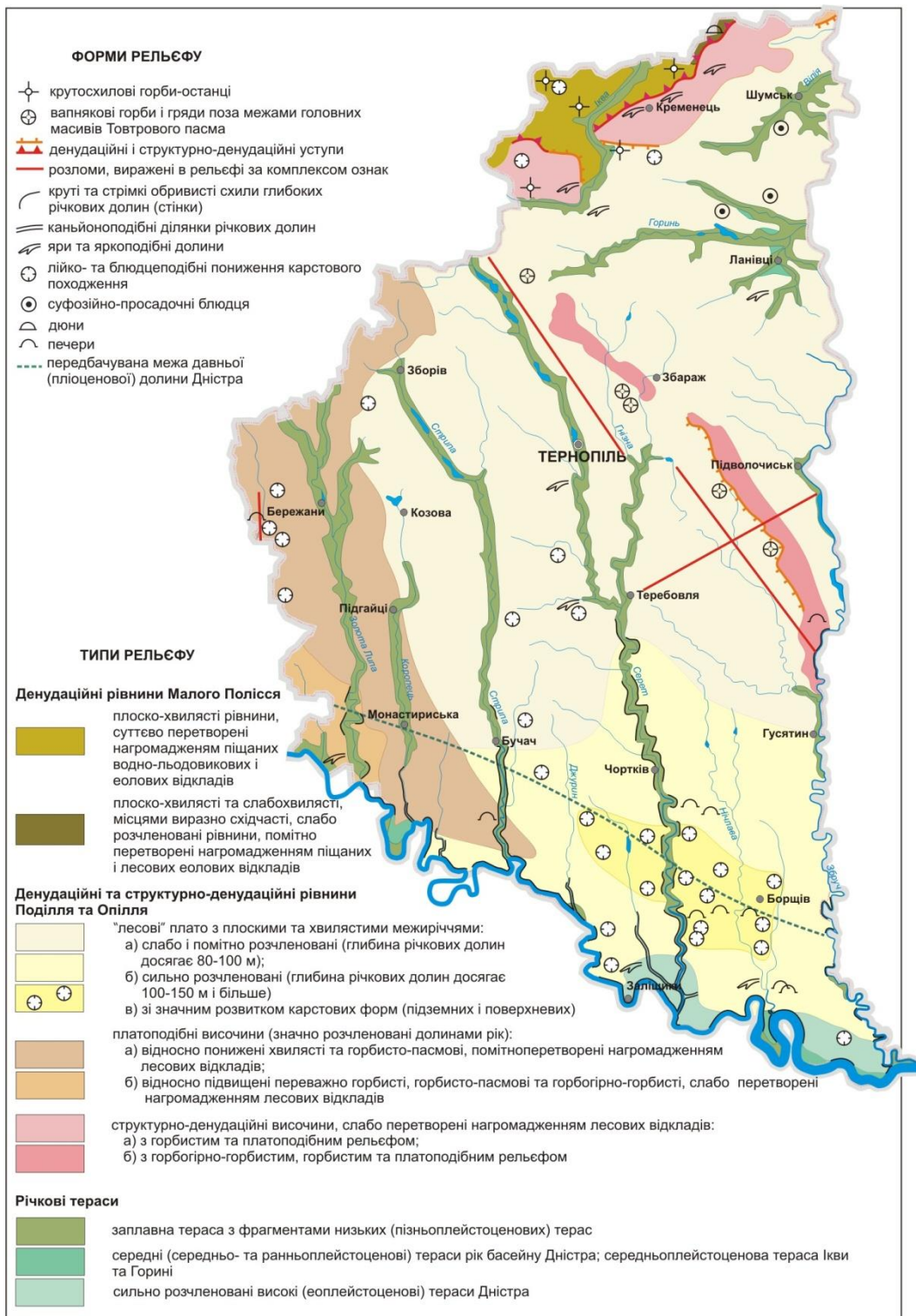


Рис. 2.27. Схематична геоморфологічна карта

В їх будові беруть участь відклади верхньої крейди та нижнього неогену (міоцену). Склад порід надає схилам різних і своєрідних обрисів. З відслоненнями вапняків та твердої крейди пов'язані стрімкі кручі та карнизи на схилах гір. Вершини підвищень кам'янисті, іноді скелясті.

Однією з характерних особливостей горбогір'я є наявність перед його північним краєм низки ерозійних гір-останців та останцевих масивів. Це, зокрема, г. Божа (Бужа) – 366 м (біля с. Великі Бережці) відчленована долиною Ікви і знаходяться на відстані 5 км від уступу, г. Стіжок – 386 м, г. Бона – 408 м, г. Маслятин – 398 м та ін.

Уважається, що Північноподільський уступ тектоніко-денудаційного походження, що успадкував похований передбаденський вододіл. Локалізація ерозійно-денудаційних процесів має тектонічну зумовленість (*Цись, 1962*).

На території горбогір'я інтенсивно розвиваються сучасні фізико-географічні процеси (ерозія, зсуви, обвали, карстово-суфозійні явища тощо). Густота ярково-балкової мережі становить 1,1-1,4 км/км² і є найбільшою в області.

З віддаленням на північний схід від Кременця горбогір'я поступово знижується до 280-300 м, його схили виположуються, різкі форми рельєфу зникають, інтенсивність глибинної ерозії сповільнюється. Молоді яри трапляються рідше, а вододіли набувають горбистого вигляду з пологими згладженими схилами. Нерідко на вододілах простежуються сліди перевіювання елювіальних пісків. У тальвегах балок переважає акумуляція (*Свинко, 2007*).

2. Опільська структурно-денудаційна горбиста сильнорозчленована височина є східним найбільш піднятим краєм Західно-Подільського горбогір'я. Її східна межа проходить по вододілу Золотої Липи та Стрипи, західна – лежить у межах Львівської та Івано-Франківської областей. Абсолютні позначки досягають 400-440 м (рис. 2.28). Поверхня височини інтенсивно розчленована глибокими (до 150-200 м) зрілими системами лівих допливів Дністра (Золотої Липи, Коропця) та долинами рік другого порядку. Річкові долини та балки при глибокому врізі характеризуються доволі широкими днищами, м'якими обрисами та добре вираженими терасами (у Придністер'ї вони більш вузькі, каньйоноподібні). Попри значну протяжність і висоту, височина не є вододілом річок, а перетинається ними під кутом.



Рис. 2.28. Опільська структурно-денудаційна горбиста височина (с. Павлів)

У межах Опільської височини первинна сарматська морська рівнина повністю знищена денудацією і поверхня межиріч вироблена у відкладах баденію, які підняті тут на значну висоту. У будові поверхні майже повністю відсутні ознаки пласто-

вого рельєфу, що суттєво відрізняє її від межуючої зі сходу Тернопільської структурно-денудаційної височини (Свинко, 2007).

Вершини горбів зглажені, без різких форм. Їхні схили асиметричні: західні і північно-західні – круті, східні і південно-східні – пологі.

Горбисті пасма мають типовий напрямок з північного заходу на південний схід. Особливо рельєфно вони простежуються між Нараївкою і Золотою Липою, де розчленована місцевість справляє враження низькогір'я. Це, зокрема, пасма Великого Лісу (вздовж шосе Нараїв – Бережани), Попелихи (простягається від Демні до Носова і є найбільш піднятим, досягаючи 437 м висоти) та ін.

Досить характерним елементом у рельєфі Опільської височини є так зване Подільське пасмо (Геренчук, 1956), або Чернелицько-Перемишлянський кряж (Teisseyre, 1900), що простягається від гирла Стрипи у північно-західному напрямку. У рельєфі воно виділяється у вигляді горбистої смуги висот, яка полого опускається до північного сходу і досить круто – до південного заходу (з відносними висотами 40-60 м). Подільське пасмо розділяє Опілля на дві частини: Північне Опілля і Придністерське Опілля (Геренчук, 1956).

а) *Північне Опілля.* Для підрайону характерний типово опільський пасмово-горбистий уклад поверхні з глибокою і зрілою успадкованою долинною системою північно-західного – південно-східного напрямку. І. Соколовський (Соколовський, 1960) відносить цей підрайон до інтенсивно розчленованих скульптурних рівнин, які не мають суцільного покриву алювіально-делювіальних лесових порід.

б) *Придністерське Опілля.* Підрайон займає крайню південно-східну частину району. Для нього характерний опільський тип рельєфу, доповнений появою каньйоноподібних долин Дністра (від Нижнева) і низов'їв Коропця, Баришу, Стрипи, де відслонюються відклади палеозою (Цись, 1962).

3. Тернопільська структурно-денудаційна плоска та горбиста середньорозчленована височина з карстовою морфоскульптурою займає центральну частину області. Із заходу вона обмежена Опільською височиною, зі сходу – Товтровою височиною, з півночі – Гологоро-Кременецьким горбогір'ям, з півдня – Придністерсько-Подільською височиною. Тернопільська височина, порівняно з оточуючими районами, займає більш низький рівень у рельєфі. На її межиріччях подекуди ще вціліли від розмиву невеликі фрагменти первинної сарматської морської рівнини. Поверхня височини плоска, слабохвиляста, злегка нахилена на південь і південний-схід. Її абсолютні позначки на півночі досягають 380-400 м, на півдні – 300-350 м (Свинко, 2007). Місцями, зокрема на півдні району, межиріччя майже ідеально плоскі.

Тут досить розповсюджені карстові форми рельєфу. На півночі вони представлені улоговиноподібними і лійкоподібними западинами, що йменуються тут вертебами, вікнами, безоднями (Цись, 1962).

Подекуди межиріччя пересікають неглибокі пологі улоговини південно-східного простягання, які, за припущенням К.І. Геренчука (Геренчук, 1979), є реліктами давніх річкових долин.

Ріки Стрипа і Серет розчленовують височину в меридіональному напрямку, але у верхів'ях вони течуть з північного заходу на південний схід. Такий же напрямок характерний і плосковершинним межиріччям у північній частині району (Цись, 1962). На півночі долини річок неглибокі (перші десятки метрів), із заболоченими днищами і пологими схилами. З віддаленням на південь характер річкових

долини змінюється, вони стають глибшими (до 150 м), набувають каньйоноподібного вигляду. На крутих схилах розвинені гравітаційні та ерозійні процеси.

4. Придністерсько-Подільська структурно-денудаційна горбиста сильно розчленована височина з давньотерасовим рельєфом охоплює південну периферійну частину Тернопільщини, що прилягає до Дністра. Її північна межа проходить приблизно по лінії Бучач – Борщів, яка майже співпадає з північною межею поширення верхньонеогенових (пліоценових) алювіальних відкладів давнього Дністра. У тектонічному відношенні – це район активних піднять (6-8 мм/рік) (*Соколовський, Волков, 1965*).

Рельєф має характерні риси ступінчастої височини, розчленованої глибокими долинами допливів Дністра. Ступінчастість поверхні зумовлена наявністю терасових рівнів Дністра, найдревніші з яких досягають декількох кілометрів в ширину, місцями до 15-20 км (*Геренчук, 1968*).

Глибоко врізані (150-200 м) долини річок (Золотої Липи, Коропця, Стрипи, Серету, Джурина, Нічлави, Збруча) мають каньйоноподібний вигляд зі стрімкими обривистими схилами (“стінки”), вузькими, майже позбавленими заплав днищами і врізаними меандрами. По зовнішній дузі останніх в місцях відслонення силурійських вапняків і девонських пісковиків спостерігаються скелясті обриви крутизною до 75°, місцями – до 85-90° із осипищами уламкового матеріалу у підніжжях. На внутрішніх дугах врізаних меандр утворюються пологі схили з добре вираженою системою терас (*Геренчук, 1968*).

У долинах часто трапляються різні форми звітрювання: дефляційні жолоби-борозни, кам’яні розсипища, химерні останцеві скелі (напр. в окол. сс. Бабинці, Лисичники, Касперівці) та ін.

Межиріччя рівні, злегка хвилясті. Перехід від плоских межиріч до глибоких долин різкий. Місцями схили річкових долин розчленовані короткими глибокими ярами з крутими скелястими схилами та вузькими східчастими днищами. Русларів і потоків круто нахилені, переважно східчасті. Нерідко в них трапляються каскади водоспадів, деякі з них досягають висоти 10–12 м (напр., каскади неподалік сс. Русилів і Сокілець). Балки майже відсутні. Всі ці ознаки свідчать про омоложення рельєфу внаслідок найновіших піднять (*Цись, 1962*).

Четвертинні відклади тут залягають суцільним плащем, середня потужність якого сягає 5-7 м і більше. Вони сформувалися головню під впливом елювіально-делювіальних процесів і представлені такими генетичними типами: елювіальними, елювіально-делювіальними, делювіальними. У днищах балок трапляються пролювіально-делювіальні відклади. Більше половини площі височини займають делювіальні відклади, які складені переважно лесоподібними суглинками.

Детальний аналіз рельєфу та геологічної структури району дозволив Й. Свинку (*Свинко, 1979*) виявити істотні відмінності у геоморфологічній будові західної і східної його частини, що й слугувало підставою для виділення в межах цього району двох підрайонів: західного та східного. Межу між ними він проводить по долині Серету.

а) *Західний підрайон* характеризується більш інтенсивними неотектонічними підняттями. Сумарні амплітуди постбаденських піднять тут досягають 340-350 м. Поверхня палеозою піднята до найвищого (320-330 м) на Поділлі рівня. Наслідком цих піднять є повне знищення сарматських і верхньої частини розрізу баденських відкладів, у тому числі й гіпсів. Поверхня вододілів складена в основному баден-

ськими глинами, літотамнієвими вапняками та четвертинними суглинками невеликої потужності, які зумовлюють розвиток зглаженого рівнинного рельєфу. На крутих схилах річкових долин усюди відслонюються червоно-бурі аргіліти та пісковики нижнього девону. Біля підніжжя часто трапляються скупчення щербенистих уламків корінних порід.

б) *Східний підрайон* охоплює південну частину межиріччя Серету та Збруча. Він характеризується значно меншими (280-300 м) амплітудами неотектонічних піднять і нижчими абсолютними позначками сучасного рельєфу. Відповідно знижена на декілька десятків метрів і поверхня палеозою. Поверхня межиріч, на відміну від західного підрайону, більш хвиляста. На вододілах зберігся сарматський покрив; серед відкладів баденію досить поширені гіпси потужністю до 20-25 м. Їх наявність сприяє широкому розвитку карстових процесів. Найпоширенішими формами карсту є карстові лійки, колодязі та понори, що з'єднані з густою мережею підземних лабіринтів – печер, яких тут нараховується більше десятка. На плоских межиріччях Серету та Нічлави, рідше Нічлави й Збруча є ряд невеликих озер, вірогідно карстового походження (Свинко, 1979). Здебільшого вони безстічні, місцями з'єднані пониженнями з верхів'ями балок.

5. Хмельницька структурно-денудаційна плоска та горбиста середньорозчленована височина з карстовою морфоскульптурою займає частину області, розміщену на схід від Товтрової гряди. Її поверхня плоска, слабохвиляста, подекуди з відчутними перепадами відносних висот. Абсолютні позначки досягають 340-360 м.

Найбільш піднята її частина – Авратинська височина. Це вододіл, який розділяє басейни рік Горині, Південного Бугу, Збруча та Серету, де беруть початок численні їхні притоки, які течуть у різних напрямках.

У цілому ж поверхня височини має нахил на південний схід, з чим співпадає напрямок верхів'їв рік Горині, Збруча і його допливів Самця, Самчика та Вовчака.

Долинне розчленування поверхні зберегло первинний консеквентний план гідросітки, закладеної ще у пізньому сарматі. Долини річок широкі (місцями 1-2 км), часто заболочені, з пологими схилами. У понижених ділянках заплави Вілії і Горині в умовах постійного перезволоження утворились низинні торфовища.

Межиріччя мають хвилястий вигляд внаслідок розчленування їх боковими долинами і балками. Вони складені пухкими глинисто-піщаними середньосарматськими відкладами покритими лесами та лесоподібними суглинками з горизонтами похованих ґрунтів.

Розгалужена балкова сітка, яка розчленовує високі тераси і межирічні плато, прив'язана до другої надзаплавної тераси (Цись, 1962).

На плоских вододілах часто трапляються блюдцеподібні пониження.

Л. Соколовський (Соколовський, 1960) в межах цього району виділяє три підрайони: північний (аккумулятивний тип лесових найбільш піднятих і найбільш розчленованих рівнин), середній (структурних розчленованих рівнин без суцільного покриву елювіально-делювіальних лесових порід), південний (тип структурних розчленованих рівнин, вкритих елювіально-делювіальними лесовими породами).

6. Товтрова денудаційна горбиста височина – це чітко виражений у рельєфі Тернопільської області орографічний елемент, що різко виділяється посеред пологохвилястої місцевості і навскіс (з північного заходу на південний схід) перетинає її по лінії Підкамінь – Збараж – Скалат – Гримайлів і далі за Збруч у напрямку

Кам'яня-Подільського. У морфології Товтрової височини виразно виділяються головна гряда та бічні грядки й горби, віддалені від неї на відстань до декількох кілометрів. Ширина головної гряди невелика і рідко перевищує 500-600 м. Абсолютні позначки 380-400 м, подекуди до 430 м; відносні висоти – 50-60 м, лише на ділянці перетину її Збручем вони досягають 100 м. Гряда має асиметричну будову – її південно-західний схил крутий (іноді круто-скелястий, стрімкий) і короткий, північно-східний – пологий і довгий. В. Тейсейре (*Teisseyre, 1884*) і О. Михальський (*Михальский 1895*) уважали цю асиметрію первинною, зумовлену абразією нижньоміоценового моря внутрішніх схилів бар'єрного рифу. На думку К. Геренчука (*Геренчук, 1949*) асиметрія схилів спричинена процесами континентальної денудації Товтрової гряди.

Вершина головної гряди плоска, вкрита малопотужними четвертинними відкладами, з під яких часто виступають рифові вапняки; трапляються кам'яні поля, місцями з хаотичним нагромадженням вапнякових брил. У скелястих товтрах розвинені карстові форми, представлені ніздрюватими поверхнями, корозійно-ерозійними лійками і печерами, печероподібними гротами, нішами тощо (*Кучерук, 1954, 1976; Цись, 1962 та ін.*).



Рис. 2.29. Товтрова денудаційна горбиста височина (вигляд з г. Гостра Могила)

Характерною ознакою бічних товтр є те, що вони не утворюють великих масивів; їхні абсолютні висоти завжди нижчі від головної гряди, а форми поверхні абсолютно відмінні від головної гряди. За формою поверхні К. Геренчук (*Геренчук, 1949*) виділяє два різновиди бічних товтр: а) вузькі гостровершинні з

зубчастими і крутими гребенями (“власне товтри”), б) невисокі з пологими схилами пагорби (“могили”, “могилки”), які своїми розмірами нагадують скіфські кургани. Морфологічна відмінність бічних форм від головної гряди зумовлена особливостями їх історії розвитку. Бічні товтри, на думку вченого, є “викопними” формами, що розкриті процесами ерозії і денудації в плейстоцені (до появи на денну поверхню були поховані товщею осадових морських та континентальних глинистих і піщаних відкладів), а тому завжди мають гострі вершини і гребені. Натомість головна гряда – є ділянкою древньої денудаційної поверхні (пенеплен) вирівняної процесами континентальної денудації ще починаючи з пліоцену (рис. 2.29).

Ще однією цікавою особливістю, характерною для Товтрової височини, відміченою К. Геренчуком (*Геренчук, 1949*), є наявність поперечних річкових долин, які пересікаючи її зберігають не лише свій меридіональний напрямок, але й типові для рівнинних територій врізані меандри. Це засвідчує, що в момент закладання річкових долин Товтри були перекриті товщею осадових відкладів, а тому не були перешкодою для їхнього формування.

Чітка лінійна витягнутість Товтрової горбистої рифової гряди з північного за-

ходу на південний схід паралельно до Карпат пояснюється її приналежністю до зони розлому аналогічного простягання (Бондарчук, 1959; Палиєнко, 1990). У міоцені, як вже згадувалось вище, тут проходила межа глибоководної (західної) і мілководної (східної) частини морського басейну, вздовж якої відбувалося формування бар'єрного рифу (Свинко, 1979). Його ріст, як засвідчують палеогеоморфологічні реконструкції, зумовлювався тектонічним режимом території – підвищеною мобільністю і неодноразовою інверсією напрямку тектонічних рухів (Знаменська, 1976; Кошик, 1990, Москалюк, 2008).

Таким чином, Товтри – це не просто останці літологічно стійких до денудації порід, а неотектонічно активні морфоструктури третього порядку.

Ступінь і форма прояву Товтр у рельєфі в різних частинах суттєво різняться, що послужило основою для їхнього геоморфологічного районування.

Зараз існує, загалом, два підходи до регіоналізації Товтр: морфологічний і морфотектонічний. Перший передбачає поздовжній поділ з виділенням Головного товтрового пасма та бічних товтрових форм (Королюк, 1952; Ковалишин, Каплун, 1998), другий – поперечний з виділенням декількох геоморфологічних одиниць нижчих рангів – підрайонів і мікрорайонів (Teisseyre, 1900; Ласкарев, 1914; Рудницький, 1913; Геренчук, 1949; Андреев, Гук, 1970; Свинко, 1998; Москалюк, 2006).

II. Малополіська пластово-аккумулятивна рівнина на крейдових відкладах.

До цієї підобласті входить лише невелика крайня північна частина Тернопільської області. З півдня вона обмежується Північноподільським уступом, з півночі – уступом Волинської височини, що лежить за межами Тернопільської області. Частина Малого Полісся, яка розміщена у межах Тернопільської області, належить до одного геоморфологічного району – Бродівської алювіально-денудаційної пасмово-горбистої розчленованої рівнини (Кременецько-Дубнівської денудаційної рівнини за Й. Свинком). Вона характеризується плоским, порівняно одноманітним рельєфом з низькими (210-220 м, рідше 240-250 м) абсолютними позначками. Неогенові і частково крейдові відклади в її межах розмиті, на найбільш піднятих ділянках на поверхні спостерігаються виходи крейди. У пониженнях наявні еолові форми рельєфу. Нерідко трапляються заболочені ділянки.

Вирівняність поверхні, низькі абсолютні позначки, наявність боліт, поширення пісків і еолових форм рельєфу дуже нагадують поліські ландшафти.

Походження Малого Полісся тісно пов'язане з розвитком Подільського уступу. Деталі цього процесу ще повністю не з'ясовані. Аналіз умов залягання одновікових неогенових відкладів на Волинській і Подільській височинах, зниження рівня залягання їхніх шарів на північ і південь від уступів з Малим Поліссям вказують на те, що в минулому найбільш піднята частина Волино-Подільської височини знаходилась у межах Малого Полісся. На рівнині Малого Полісся та на схилах, що до нього прилягають, простежуються кілька антропогенових денудаційних поверхонь вирівнювання (Богуцький, Свинко, 1975, 1980), які є свідченням того, що тектонічні рухи, які зумовили інтенсивний розвиток ерозійних процесів, проходили у декілька етапів.

У формуванні сучасної поверхні Малого Полісся значну роль відіграла ерозійна діяльність річок, талі води давнього льодовика та еолові процеси, які інтенсивно розвивалися тут у постльодовикову епоху (Свинко, 1979).

Література

1. *Андреев А.Г., Гук В.И.* Новые данные о морфологии и неотектонике Подольской рифогенной зоны // *Материалы по геологии, гидрогеологии и геохимии Украины, Казахстана, Алтая и Забайкалья.* – 1970. – № 6. – С. 27-35.
2. Атлас палеогеографічних карт Української та Молдавської РСР (з елементами літофацій) / Під заг. кер. В. Г.Бондарчука. – К.: Вид-во АН УРСР, 1960. – С. 20-21.
3. Атлас природных условий и естественных ресурсов Украинской ССР. – М.: ГУГК, 1978. – С. 69-76.
4. *Барбот-де-Марни Н.* Отчет о поездке в Галицию, Волынь и Подолию в 1865 г. // Юбилейн. сб. Санкт-Петербург. минерал. о-ва. – СПб., 1866. – С. 499–645.
5. *Барбот-де-Марни Н.П.* Геологические исследования, произведенные в 1868 г. в губернии Киевской, Подольской и Волынской // *Зап. Санкт-Петербург. минерал. о-ва.* – Т. VIII. – СПб., 1872.
6. *Біленко Д.К.* Геоморфологічні спостереження на Кременеччині // *Наук. праці Української академії сільгосп. наук.* – К., 1960. – Вип. 11.
7. *Білик М.С., Степчук В.М.* Інженерно-геологічний аналіз та моніторинг процесонебезпечних територій в межах Тернопільської області. – Режим доступу: www.pryroda.gov.ua.
8. *Богущий А.Б.* Антропогеновые покровные отложения Вольно-Подолии // *Антропоге-новые отложения Украины.* – К.: Наук. думка, 1986. – С. 121–132.
9. *Богущий А.Б.* Генетичні типи четвертинних відкладів Волино-Подільської височини // *Матер. наук. конф. по вивченню та використанню продуктивних сил Поділля.* – Львів: Вид-во Львів. ун-ту, 1966. – Вип. 1. – С. 28-31.
10. *Богущий А.Б.* Генетические типы четвертичных (антропогеновых) отложений юго-западной окраины Русской платформы и их инженерно-геологическая характеристика: Автореф. дис. ... канд. геолог.-минер. наук / Моск. гос. ун-т. – М., 1967. – 22 с.
11. *Богущий А., Зінко Ю.* Геотопи міжнародного значення Волино-Поділля // *Геоморфологічні дослідження в Україні: минуле, сучасне, майбутнє.* Матер. міжнар.наук.-практ. конф. до 50-річчя кафедри геоморфології і палеогеографії Львів. нац. університету імені Івана Франка. - Львів: Видавн. центр ЛНУ ім. І.Франка, 2002. – С.83-86.
12. *Богущий А., Свинко Й.* Антропогенові денудаційні поверхні вирівнювання північного краю Подільської височини // *Доповіді АН УРСР. Серія Б.* – 1975. – № 6. – С. 483-486.
13. *Богущий А.Б., Свинко Й.М.* Антропогенові денудаційні поверхні вирівнювання Малого Полісся // *Доповіді АН УРСР. Серія Б.* – К., 1980. – № 5. – С. 5-8.
14. *Богущий А.Б.* Четвертинні відклади // *Природа Тернопільської області / Під ред. К. І. Геренчука.* – Львів: Вища школа, 1979. – С. 28-36.
15. *Бойко Р.Д., Папижук В.И.* Эрозия почв в Подольском Приднестровье // *Географическое изучение процессов эрозии.* – Ульяновск, 1977. – Вып. 1. – С. 103-107.
16. *Бойко Р.Д., Сивый М.Я., Чирка В.Г.* Новые данные о геоморфологии долин левых притоков Днестра в пределах Тернопольской области // *Природные условия Украинской ССР: Сб. науч. трудов.* – К.: КПИ, 1987. – С. 51-57.
17. *Бондарчук В.Г., Веклич М.Ф., Ромоданова А.П., Соколовський І.Л.* Геоморфологічне районування Української РСР і Молдавської РСР // *Доповіді АН УРСР.* – 1959. – № 4. – С. 406-411.
18. *Бондарчук В. Г.* Геологія України. – К.: Вид-во АН УРСР, 1959. – С. 303-307.
19. *Бондарчук В. Г.* Геоморфологія УРСР. – К.: Радянська школа, 1949. – 243 с.
20. *Бондарчук В. Г.* Будова четвертинного покриву УРСР, його стратиграфія та стратифікація // *Вісті АН УРСР.* – 1937. – № 2 - 3. – С.44-60.
21. *Борзов А.А.* К вопросу об асимметрии междуречных плато // *Географические работы.* – М., 1951. – С. 34-55.
22. *Брадис Е.М., Балашев Л.С.* Болота Западной Подолии // *Природа болот и методы их исследования.* – Л.: Наука, 1967. – С. 43–46.
23. *Вахрушев Б.О.* Карстовий геоморфогенез Кримсько-Кавказького гірсько-карстового регіону: Автореф. дис. ... д-ра геогр. наук: 11.00.04 / НАН України; Інститут географії. – К., 2004. – 38 с.
24. *Веклич М.Ф.* Основні етапи розвитку річкових долин // *Геоморфологія річкових долин України.* – К., 1965. – С. 7–26.
25. *Веклич М. Ф.* Стратиграфія лессов України // *Сов. геология.* – 1965. – № 6. – С. 35-53.
26. *Величко Г.* Галиция // *Энциклопедический словарь Ф.Брокгауза, И.Ефрона.* – СПб, 1892. – Т. VII. А.
27. *Волік О., Свинко Й.* Травертинові відклади Поділля. – Тернопіль: Вид-во Підручники і посібники, 2008. – 144 с.

28. *Воропай Л.І., Куниця М.О.* Ерозійні місцевості Подільського Придністров'я та їх госпо-дарське використання // *Матеріали до вивчення природних ресурсів Поділля.* Тернопіль-Кременець, 1963.
29. Геоморфологическая карта Украинской и Молдавской ССР. М 1:1 000 000 / Под ред. А.М. Маринича // *Атлас природных ресурсов Украинской и Молдавской ССР.* – К.: Изд-во АН УССР, 1978. – С. 3-4.
30. *Геренчук К.И.* Тектонические закономерности в орографии речной сети Русской равнины. – Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1960. – 240 с.
31. *Геренчук К.И.* Геоморфология Подолии // *Уч. зап. Черновицкого ун-та. Сер. Геолог.-географ. наук.* – 1950. – Т.8, вып. 2. – С. 89–111.
32. *Геренчук К.И.* О тектонической обусловленности орогидрографии Русской равнины // *Памяти академика Л.С.Берга: Сб. работ по геогр. и биол.* – М.; Л., 1955. – С. 283-298.
33. *Геренчук К.И.* Об асимметрии речных долин Подольского плато // *Известия Всесоюзного географического общества.* – 1950. – Т. 82, вып. 1. – С. 78-82.
34. *Геренчук К.И.* Подольские Толтры (геоморфологический очерк) // *Известия Всесоюзного географического общества.* – 1949. – № 5. – С. 530-536.
35. *Геренчук К.И.* Западно-Подольская область // *Физико-географическое районирование Украинской ССР.* – К.: Изд-во Киев. ун-та, 1968. – С.196.
36. *Геренчук К.И.* Сучасні завдання географічного вивчення Поділля // *Матеріали до вивчення природних ресурсів Поділля.* – Тернопіль-Кременець, 1963. – С. 19-23.
37. *Геринович В.* Товтри Західного Поділля / *Худ. ред. та мал. В.Гагенмейстера* // *Природ. зб., ДМКДУ.* – К.-П., 1930.
38. *Геринович В.О.* Кривчанські печери // *Діло.* – Львів, 1910.
39. *Геринович В.О.* Наші товтри // *Краснзнавство.* – 1930. – № 1-5. – С. 16 - 29.
40. *Горішиний П.М.* Морфологічний аналіз рельєфу для інженерних потреб (на прикладі Західного Поділля): Дис... канд. геогр. наук: 11.00.04. – Львів: Видавн. центр Львів. ун-ту ім. І.Франка, 1998. – 20 с.
41. *Гофштейн И.Д.* Карта градиентов скоростей современных вертикальных движений Европейской части СССР // *Геоморфология.* – 1975. – № 2. – С. 33-36.
42. *Гофштейн И.Д.* О террасах Днестра и новейших движениях в Приднестровье // *Бюл. комис. по изуч. четвертич. периода.* – 1960. – № 25. – С. 20-24.
43. *Гофштейн И.Д.* Неотектоника Западной Вольно-Подолии. – К.: *Наук. думка*, 1979. – 156с.
44. *Гуньовський І.М.* Характеристика та використання деяких печер Західного Поділля // *Охорона природи в західних областях України: Матер. міжобл. конф.* – Львів: Вид-во Львів. ун-ту, 1966. – С. 249-255.
45. *Гутковський К.* Про печери в Кривчу // *Літопис Борщівщини.* – Борщів, 1992. – Вип. 1. – С. 28-31.
46. *Дублянський В.* З історії досліджень печер в Україні // *Історія української географії.* – Тернопіль: Підручники і посібники, 2000. – Вип. 1 (1). – С.68-75.
47. *Жупанський Я. І.* Історія географії в Україні: Посібник. – Вид. 2-е, доп. – К., 2006. – С. 52.
48. *Заморій П.К.* Четвертинні відклади Української РСР. – К.: Вид-во Київ. ун-ту, 1961. – 560 с.
49. *Знаменская Т.А.* Структурные проявления сдвиговой тектоники на Вольно-Подолии // *Тектоника и стратиграфия.* – 1992. – Вып. 32. – С. 8-14.
50. *Знаменська Т.О.* Товтровий кряж та його місце у структурі Східно-Європейської платформи // *Геол. журнал.* – 1976. – Т. 36. – Вип. 5. – С. 54-63.
51. *Зимельс Ю.Л.* Пещера Озерная. Серия: Кадастр пещер Тернопольщины. – Тернополь: Астон, 2009. – 240 с.
52. *Иванов Б.И.* О типологии карстового рельефа равнин на примере Подольско-Буковинской карстовой области // *Вопросы карста на юге Европейской части СССР.* – Ялта: Изд-во АН УССР, 1956. – С. 131-155.
53. *Ковалишин Д., Капун І.* До питання про формування рельєфу і ландшафтів Подільських Товтр // *Наук. записки ТДПУ. Серія: географія.* – 1998. – №2 (7). – С. 112-118.
54. *Ковальчук І.П.* Антропогенные эрозионные процессы в Западной Подолии и их интенсивность // *Рельеф и хозяйственная деятельность.* – М., 1982. – С. 34-42.
55. *Ковальчук І.* Регіональний еколого-геоморфологічний аналіз. – Львів: Інститут українознавства, 1997. – 400 с.
56. *Ковальчук І.* Ерозійні процеси Західного Поділля: польові, стаціонарні, експериментальні та морфо метричні дослідження: Монографія. – Київ-Львів: Ліга-Прес, 2013. – 496 с.

57. *Корженевский Б.А., Рогожников В.Я.* К вопросу генезиса карстовых пещер в гипсах Подолии // Доклады АН УССР. Серия Б. - 1975. - № 2. - С. 111-115.
58. *Королюк И.К.* Подольские Толтры и условия их образования // Тр. ин. геол. наук АН СССР. Сер. геол. - 1952. - Вып. 110. - № 5. - 139 с.
59. *Костриця М.* Дослідник Волині і Галичини Готфрид Оссовський // Історія української географії: Всеукраїнський науково-теоретичний часопис. - Тернопіль: Підручники і посібники, 2005. - Випуск 1 (11). - С.27-30.
60. *Кошик Ю.А.* Вольно-Подольская область // Геоморфология Украинской ССР: Учеб. пособие / И. М. Рослый, Ю. А. Кошик, Э. Т. Палиенко и др.; Под общ. ред. И. М. Рослого. - К.: Выща школа, 1990. - С. 44-75.
61. *Кудрин Л.Н.* Методика определения возраста карстовых воронок и древнего карста юго-западной окраины Русской платформы // Тр. Всесоюзн. совещ. по методике изучения карста. - 1963. - Вып. 4. - С. 19-32.
62. *Кудрін Л.М.* До питання про походження карстових печер Поділля // Матеріали до вивчення природних ресурсів Поділля. - Тернопіль-Кременець, 1963. - С. 46-48.
63. *Кучерук А.Д.* Карст Подолья. - К.: Наукова думка, 1976. - 198 с.
64. *Кучерук А.Д.* Карстовые явления на территории Золочевско-Кременецкого низкогорного района западной части Подолии и территории, прилегающей к ней с севера // Известия Всесоюзного географического общества. - 1953. - Т.8. - Вып. 3.
65. *Кучерук А.Д.* Карстовые явления на территории Подольских Толтр // Известия Всесоюзного географического общества. - 1954. - Т. 86. - Вып. 1. - С. 95-100.
66. *Лазаренко Є.К., Сребродольський Б.І.* Мінералогія Поділля. - Львів: вид-во Львів. ун-ту, 1969. - С. 64-65.
67. *Ласкарев В.Д.* Геологическое исследование в юго-западной России (17-й лист Общей геологической карты Европейской России) // Тр. Геол. комитета. Новая серия. - Вып. 77. - СПб., 1914. - 650 с.
68. *Ласкарев В.Д.* О геоморфологическом разделении площади Европейской России // Геолог. вестник. - 1916. - Т.2, вып. 5-6.
69. *Ласкаревъ В.* Фауна бугловскихъ слоевъ Волини // Тр. Геол. комитета. Нов. серия. - Вып. 5. - СПб, 1903. - 142 с.
70. *Ломаев О.О.* Умови розвитку та районування карсту Волино-Поділля // Фізична географія та геоморфологія. - 1970. - Вип. 1. - С. 33-38.
71. *Михальский А.О.* К вопросу о геологической природе Подольских Толтр // Известия Геологического комитета. - 1895. - Т. XIV. - С. 115-193.
72. *Москалюк К.* Геоморфологічна будова природного заповідника "Медобори" // Вісник Львів. ун-ту. Серія географічна. - 2006. - Вип. 33. - С. 268-277.
73. *Москалюк К.* Геоморфологічне районування Подільських Товтр // Наук. записки ТНПУ ім. В.Гнатюка. Серія географічна. - 2007. - № 1. - С. 45-55.
74. *Москалюк К.* Про формування Подільських Товтр // Вісник Львів. ун-ту. Серія географічна. - 2008. - Вип. 35. - С. 239-249.
75. *Москалюк К.* Регіоналізація Подільських Товтрів: історія, принципи і проблеми // Вісник Львів. ун-ту. Серія географічна. - 2006. - Вип. 33. - С. 158-166.
76. *Новітня українська суспільна географія. Хрестоматія / Упор. та автор біографічних статей проф. О.Шаблій.* - Львів: Видав. центр ЛНУ ім. Івана Франка, 2007. - С.8.
77. *Оссовский Г.О.* О геологическом и палеозтологическом характере пещер юго-западной окраины европейской России и смежных с нею областей Галиции // Труды Томского об-ва естествоиспытателей и врачей. - Томск, 1895. - Вып. 5. - С. 27-48.
78. *Палиенко В.П.* Новейшая геодинамика и ее отражение в рельефе Украины. - К.: Наук. думка, 1992. - 116 с.
79. *Палієнко В.П.* Загальне геоморфологічне районування території України / В. П. Палієнко, М. Є. Барщевський, С. Ю. Бортник, Е. Т. Палієнко, Б. О. Вахрушев, Я. С. Кравчук, Р. М. Гнатюк, Ю. М. Зінько // Український географічний журнал. - 2004. - №1. - С. 3-11.
80. *Палиенко В.П.* О типах голоценового аллювия долины Днестра // Материалы по четвер-тичному периоду Украины. - К.: Наук. думка, 1974. - С. 247-258.
81. *Палиенко В.П.* Отражение динамики блоков фундамента в новейшей тектонике и современном рельефе // Геотектоника Вольно-Подолии. - К.: Наук. думка, 1990. - С. 203-209.
82. *Палієнко В.П.* Сучасний геоморфогенез: проблеми і пріоритетні напрямки досліджень // Український географічний журнал. - 2001. - №3. - С. 52-59.

83. *Полянський Ю.* Геологічно-морфологічні помічання в районі Новосілки Костюкової (Заліщики) і ділновальна циклічна схема полудневого Поділля // Зб. фізіограф. комісії НТШ. – 1925. – Вип. 1. – С. 3–24.
84. *Полянський Ю.* Подільські етюди. Тerasи, леси і морфологія Галицького Поділля над Дністром // Зб. матем.-природопис.-лікар. секції НТШ. – Т. XX. – Львів, 1929. – С. 1-165.
85. *Природа Тернопільської області / За ред. К.І. Геренчука.* – Львів: Вища школа, 1979. – 168 с.
86. *Професор Каленик Геренчук / Упоряд. С. Кукурудза; За ред. О. Шаблія.* – Львів: Вид. центр ЛНУ ім. Івана Франка, 2004. – 342 с.
87. *Професор Петро Цись / Упоряд. І. Ковальчук; За ред. О. Шаблія.* – Львів: Вид. центр ЛНУ ім. Івана Франка, 2004. – 432 с.
88. *Пузыревский Н.П.* Днестр, его описание и предложения об улучшении // Матер. для описания русских рек и истории улучшения их судоходных условий. – 1902. – Вип. 1. – 252 с.
89. *Радзівський В.О.* У печерних лабіринтах Тернопільщини. – К.: Здоров'я, 1967. – 61 с.
90. *Раскатов Г.И.* Четвертичная система // Геология СССР. – М.: Недра, 1966. – Т. 48. – С. 267-320.
91. *Рельєф України: Навчальний посібник / Б.Вахрушев, І.Ковальчук, О.Комлев та ін.; За заг. ред. В.В.Стецюка.* – К.: Видавничий Дім “Слово”, 2010. – 688 с.
92. *Ровенчак І.* Григорій Величко – перший український доктор географії // Проблеми географії України: Матер. наук. конф. (Львів, 25-27 жовтня 1994 р.). – Львів, 1994. – С. 49-50.
93. *Рудницький С.* Знадоби до морфології подільського сточища Дністра: Зб. математ.-природн.-лікар. секції НТШ. – Львів, 1913. – Т.ХVI. – 311 с.
94. *Рудницький С.* Основи землезнання України. – Кн. 1. Фізична географія України. – Львів, 1924. – 138 с.
95. *Рудницький С.* Причинки до географічної термінології // Зб. математ.-природн.-лікар. секції НТШ. – Львів, 1913. – Т.15. – 16 с.
96. *Савчин М.П., Гуньовський І.М.* Печера Оптимістична на Поділлі // Фізична географія та геоморфологія. – К., 1970. – Вип. 4. – С. 60-64.
97. *Свинко Й.М.* Геоморфологія // Природа Тернопільської області / Під ред. К. І. Геренчука. – Львів: Вища школа, 1979. – С. 43-57.
98. *Свинко Й.М., Дем'янчук П.М.* Неотектоніка і рельєф Західно-Подільського горбогір'я // Наук. записки Тернопіль. держ. пед. ун-ту. Серія: географія. – 2001. – №1 (7). – С. 17-25.
99. *Свинко Й.М., Дем'янчук П.М.* Антропогенні денудаційні поверхні вирівнювання Західно-Подільського горбогір'я // Наук. записки ТНПУ ім. В. Гнатюка. – Серія: географія. – 2007. – № 2. – С. 41-44.
100. *Свинко Й.М.* Нарис про природу Тернопільської області: геологічне минуле, сучасний стан. – Тернопіль: Навчальна книга – Богдан, 2007. – 192 с.
101. *Свинко І.* О закономерностях пространственного размещения деформаций продольных профилей русел рек Подолия // Геологический сб. Львовск. геолог. о-ва. – Львов, 1975. – № 15. – С. 62-65.
102. *Свинко І.* О связи впадно-балочной и речной сети Вольно-Подольской возвышенности с тектонической трещиноватостью пород // Физическая география и геоморфология. – К.: Высшая школа, 1977. – Вип. 17. – С.22-25.
103. *Свинко І.М.* Основные черты новейшей тектоники северной части Подолии // Материалы по четвертичному периоду Украины к IX конгрессу Междунар. Ассоциации по изуч. четвертичного периода. – К.: Наукова думка, 1974. – С. 376-385.
104. *Свинко Й.М.* Про проявлення найновіших тектонічних рухів в сучасному рельєфі Гологоро-Кременецької гряди // Звітно-наукова конфер. кафедр Кременецького державного педінституту: Тези допов. – Кременець, 1966. – С. 132-135.
105. *Свинко І.М.* Разрывные нарушения Вольно-Подольской плиты и их выражение в современном рельефе // Тектоника и стратиграфия. – 1986. – Вип. 27. – С. 21-24.
106. *Свинко І.М.* Расчленение поверхности северной части Подольского плато и его связь с новейшими тектоническими движениями // Доклады и сообщения Львов. отдела Географ. о-ва УССР за 1966 г. – Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1969. – С. 65-68.
107. *Свинко Й.* Розривні тектонічні порушення Товтрової гряди і їх відображення в сучасному рельєфі // Наук. записки ТДПУ. Сер.: геогр. – 1998. – №2 (7). – С. 18-20.
108. *Свинко Й. М.* Сторінки геологічного минулого рідного краю. – Тернопіль, 1991. – 46 с.
109. *Симоновська М.Я.* Динаміка ярів в басейні Дністра : Автореф. дис... канд. наук: 11.00.04. – Львів: Видавн. центр Львів. держ. ун-ту ім. І.Франка, 1999. – 19 с.
110. *Скварчевская Л.В.* К формированию морфоструктур Вольно-Подолии // Доклады и сообщения

- Львовского отдела географического общества УССР. – 1975. – Вып. 5. – Львов, 1975. – С. 63-70.
111. *Соколовский И.Л.* Лессовые породы западной части УССР. – К.: Изд-во АН УССР, 1958. – 98 с.
 112. *Соколовский И.Л., Волков Н.Г.* Методика поэтапного изучения неотектоники. – К.: Наук. думка, 1965. – 134 с.
 113. *Соколовський І.Л.* Карта генетичних типів лесових порід західної частини УРСР // Геологічний журнал. – 1957. – Т. 17, № 2. – С. 64-68
 114. *Соколовський І.Л.* Геоморфологічна карта західної частини УРСР // Геологічний журнал. – 1960. – Т. XX, вип. 4. – К.: Вид. АН УРСР, 1960.
 115. *Соколовський І.* Закономірності розвитку рельєфу України. – К.: Наук. думка, 1973. – 215 с.
 116. *Сосса Р.І.* Історія картографування території України: Підручник. – К.: Либідь, 2007. – С. 144-145.
 117. *Спиця Р.О.* Структурно-геоморфологічний аналіз здвигової неотектонічної компоненти на території Волино-Подільської плити та Передкарпатського прогину // Укр. географ. журнал. – 1999. – № 1. – С. 37-41.
 118. *Сучасна динаміка рельєфу України* В. П. Палієнко, А. В. Матошко, М. Є. Барцевський та ін.; За ред. В. П. Палієнко. – К.: Наукова думка, 2005. – 266с.
 119. *Тилло А.* Орография Европейской России на основании гипсометрической карты // Известия Географического общества. – 1890. – Т. XXVI, вып. 1. – С. 8-32.
 120. *Тутковський П.А.* Карстовые явления и самобытные артезианские ключи в Волынской губернии. Статья 2. Провалы почвы в побережье рек Стохода, Стыри и Горыни // Тр. об-ва исследователей Вольни. – 1912. – Т. 8. – С. 79-117.
 121. *Тутковський П.А.* К вопросу о способе образования лесса // Землеведение. – 1899. – № 1. – С.3-45.
 122. *Цись П.М.* Геоморфологія УРСР. – Львів: Вид-во Львів. ун-ту, 1962. – С.135-140.
 123. *Цись П.М.* Деякі проблеми неотектоніки західних областей Української РСР // Географічний збірник. – Вип. 5. – Львів: Вид-во Львів. ун-ту, 1959. – С 83-93.
 124. *Цись П.М.* Короткий огляд сучасних геоморфологічних явищ на території західних областей УРСР // Вісник Львів. ун-ту. Серія географічна. – Вип. 2. – Львів: Вид-во Львів. ун-ту, 1964. – С. 3-10.
 125. *Цись П.М.* Огляд основних питань геоморфології західних областей України // Географічний збірник. – Вип. 1. Географічне товариство УРСР. – К.: Вид-во Київ. ун-ту, 1956. – С. 81-103.
 126. *Цись П.М.* Про основні генетичні типи рельєфу західних областей України // Географічний збірник. – 1961. – Вип. 4. – К.: Вид. АН УРСР. – С. 25-34.
 127. *Цись П.Н.* Схема геоморфологического районирования западных областей Украинской ССР // Науч. записки Львов. ун-та. Географ. сборник. – 1951. – Т.18, вып. 1. – С. 11-62.
 128. *Черванев И.Г.* Основные этапы формирования рельефа северной Вольно-Подоллии // Материалы по четвертичному периоду Украины к IX конгрессу Междунар. ассоциации по изуч. четвертичного периода. – К.: Наукова думка, 1974. – С. 386-395.
 129. *Чикишев А.Г.* Карст Подоллии // Землеведение. – М., 1969. Нов. сер. - Т. 8 (48). – С. 86-97.
 130. *Штойко П.* Морфологічне районування українських земель Григорієм Величком // Геоморфологічні дослідження в Україні: минуле, сучасне, майбутнє. Матер. міжнар.наук.-практ. конф. до 50-річчя кафедри геоморфології і палеогеографії Львів. нац. університету імені Івана Франка. - Львів: Видавн. центр ЛНУ ім. І.Франка, 2002. – С. 58-60.
 131. *Яцко И.Я.* К вопросу об ископаемых реках Западной Подоллии // Труды геоморфолог. института. – 1933. – Вып. 9. – С. 55-61.
 132. *Abancourt A.* Analiza profilu podłużnych Dniestru i jego lewych dopływów // Księga pami. XII Zjazdu Lek. Przyn. w r. 1925. – Warszawa, 1926. – Т. 1. – S. 115-116.
 133. *Abancourt A.* Klasyfikacja i rozwój dolin Podolskich // Prace geograficzne. – Z. IX. – Lwów, 1927. – S. 3-26.
 134. *Alth A., Bieniasz F.* Atlas geologiczny Galicyi. Tekst do zesz. 1. – Kraków, 1887. – S. 16-40.
 135. *Balinski M, Lipinski T.* Starozytna Polska pod wzgledem geograficznym, historycznym i statystycznym. – Warscawa, 1843-1846.
 136. *Besser W.* Rzut oka na geografie fizyczna Wolynia i Podola. – Wilno, 1828.
 137. *Biskupski S.* Analiza petrograficzna profile lessowego z okolic Kremieńca // Kosmos. Ser. A. – Lwów, 1937. – Z. IV. – S. 649-662.
 138. *Chalubinska A.* O spekaniach skal na Podolu // Prace geogr. E/Romera. – T.10. – Lwow, 1928. – S. 7-28.
 139. *Czyzewski J.* Gęstość sieci dolinnej na Podolu // Prace geograficzne / wyd. prz. E.Romera. – Т. IX. –

- Lwów – Warszawa, 1927. – S. 27-29.
140. Czyżewski J. Spłaszczenie stokowe i płaszczyny wierzcholinowe jakokryterium podziału morfologicznego // Kosmos. – 1932. – R. 58. – S. 321-329.
 141. Czyżewski J. Ziemie Polski południowo-wschodniej // Polska południowo-wschodnia. – Lwów: Pol. Tow. Nauk., 1939. – № 8. – S. 11-58.
 142. Czyżewski J., Zierhoffer A. Kilka spostrzeżeń z wycieczki we wschodniej części północnej krawędzi Podola i Wołynia grzędowego // Kosmos. – Lwów, 1936. – Ser. A. – R. 61. – S. 81-101.
 143. Dunikowski E. Brzegi Dniestru na Podolu galicyjskim // Kosmos. – 1881. – T. VI. – S. 63-273.
 144. Dunikowski E. Przyczynek do znajomości galicyjskiego dyluwium // Kosmos. – 1880. – T. V.
 145. Hilber V. Asymmetrische Thäler. – Gotha: Pet. Mitt. aus J.Perthes geograph. Anstalt, 1886. – S. 171 - 177.
 146. Jahn A. Zdjęcie morfologiczne na północnej krawędzi Podola I jej przedpola między potokami Kocurowskim i Pohoryleckim // Kosmos. – 1937. – Ser. A. – R. 62. – Z. IV. – S. 549-596.
 147. Jahn A. Morfogeneza i wiek północnej krawędzi Podola w dorzeczu Ikwy // Raczniki U-tu M.Curie-Skladowskiej w Lublinie. Dział B. – Lublin, 1946. – T.1. – S. 103-130.
 148. Kirkor A.H. Wycieczka na Podole Galicyjskie // Kłossy. – Lwów, 1877. – T. XXIV. – S. 355-379.
 149. Kirkor A.H. Zprawozdanie i wykaz zabytków złożonych w Akademii Umiejętności z wycieczki archeologiczno-antropologicznej w roku 1878 // ZWAK. – Kraków, 1879. – T. 3. – S. 34-37.
 150. Kuropatnicki A. Geografia albo dokładne opisanie królestwa Galicyi i Lodomeryi. – Lwów, 1858. – 104 s.
 151. Loziński W. Erozyja gleby i stoków w woj. Tarnopolskiem // Wszzechświt. – 1933. – №1. – S. 14-20.
 152. Łomnicki A. Atlas geologiczny Galicyi. Text do zes. 9. – Kraków, 1891. – 144 s.; Text do zes. 10. – Krakow, 1898. – 150 s.
 153. Łomnicki A. Powstanie północnej krawędzi płaskowzgorza podolskiego // Kosmos. – 1884. – T. XIX. – S. 491-514.
 154. Nechay W. Groty gipsowe w Krzywczu Gónem na Podolu // Prz. Geogr. – 1931. – T. XI. – S. 137-152.
 155. Nechay W. Przewodnik po jaskiniach w Krzywczu. - Tarnopol, 1933. - 18 p.
 156. Niedzwiecki M. Powiat Podhajecki pod względem geograficznym, statystycznym i historycznym. – Stanislawow, 1896. – 192 s.
 157. Nowicki M. Opis powiatu Tarnopolskiego. – Tarnopol, 1872.
 158. Pawłowski St. Przyczynek do znajomości doliny Dniestru // Kosmos. - 1913. - T. XXXVIII. - S.170-178.
 159. Piasecki D. Z badań nad morfologią okolic Krzemienca // Kosmos. – Lwów, 1937. – Ser. A. - R. 62. - Z. IV. – S. 613-638.
 160. Polański G. Sprawozdanie z badań utworów posarmackich na arkuszu Jagielnica – Czernelica // Posiedz. Nauk., P.I.G. – 1930. – № 27. – S. 69-70.
 161. Polański G. Loess en Podolie et sa valeur à la stratigraphie et morphologie. – Pam. II Zjazdu Slow. Geogr. w r. 1927. – Kraków, 1929. – S. 340-342.
 162. Romer E. Kilka przyczynków do historii doliny Dniestru // Kosmos. - 1906. - T. XXXI. - S.363-386.
 163. Schneider A. Encyklopedia do krajoznawstwa Galicji pod względem historycznym, statystycznym, topograficznym, orograficznym, hydrograficznym, geograficznym, etnograficznym, handlowym, przemysłowym etc. – Lwów, 1869. – T. 1. – 403 s.; 1874. –T. 2. – 487 s.
 164. Słownik geograficzny królestwa Polskiego i innych krajów słowiańskich / Pod. redakcja B. Chlebowskiego i W.Walewskiego. t.8. – Warszawa: Druk “WIEKU”, 1887. – S.443-460.
 165. Smoleński J. O powstaniu północnej krawędzi podolskiej i o roli morfologicznej młodszych ruchów Podola // Rozpr. Wyzd. przyr. Akad.Umiej. – Kraków, 1911. Ser. 3. – T. 10, dział A. – S. 31-67.
 166. Smoleński J. Ungleichzeitigkeit der meridionalen Flusstäler in Galizien. Ein Beitrag zur Theorie der Asymmetrie ationstäigkeit des Windes // Petermanns Geogr. Mitt. – 1909. – Bd. 55. – P. 101-107.
 167. Tatomir Ł. Podręcznik geografii Galicyi na podstawie prac monograficznych i urzędowych źródeł. – Lwów, 1876. – 262 s.
 168. Teisseyre W. Atlas geologiczny Galicyi. Tekst do zes. 8. – Tarnopol, 1901. – 330 s.
 169. Teisseyre W. Grzbiet gołogórsko-krzemieniecki jako zjawisko orotektoniczne // Kosmos. – 1893. – R. 18.
 170. Teisseyre W. Paleomorfologia Podola // Sprawozd. Komisji fizjograficznej. – Kraków, 1894. – T. XXIX. – S. 188-191.
 171. Zierhoffer A. Północna krawędź Podola w świetli rzeźby powierzchni kredowej // Prace geograficzne / wyd. prz. E.Romera. - T.9. – Lwów - Warszawa, 1927. – S. 61-95.