Андрій Яцишин, Роман Дмитрук

МОРФОЛІТОЛОГІЧНИЙ АНАЛІЗ

Міністерство освіти і науки України
Львівський національний університет імені Івана Франка

Андрій Яцишин,
Роман Дмитрук

МОРФОЛІТОЛОГІЧНИЙ АНАЛІЗ

Навчальний посібник

Львів 2023

УДК 551.4.01(075.8)
Я 93

Рецензенти:
канд. геогр. наук, доцент Л. Теодорович
(Національний університет “Львівська політехніка”);
канд. геогр. наук, старший наук. співроб. С. Дорошкевич
(Інститут географії НАН України);
д-р. геогр. наук, професор Б. Рідуш
(Чернівецький національний університет імені Юрія Федьковича)

Рекомендовано до друку Вченою радою
Львівського національного університету імені Івана Франка
Протокол № 49/6 від 29 червня 2023 року

Яцишин А., Дмитрук Р.
Я 93 Морфолітологічний аналіз : навч. посібник / А. Яцишин, Р. Дмитрук. – Львів : ЛНУ імені Івана Франка, 2023. – 104 с.

ISBN 978-617-10-0811-3

Розкрито роль ендогенної і екзогенної складових у розвитку рельєфу. Висвітлено зміст, головні завдання та методи морфологічного аналізу рельєфу. Подано морфологічні класифікації окремих елементів і форм рельєфу, морфометричні показники рельєфу, його елементів і форм.

Схарактеризовано головні етапи і шляхи транспортування матеріалу в континентальних умовах. Розкрито зміст та значення літологічних досліджень пухких нагромаджень, методику їхнього виконання, значення здобутих результатів для відтворення історії формування та будови форм рельєфу.

Для студентів, які навчаються за освітніми програмами з Наук про Землю, та всіх, хто цікавиться закономірностями будови рельєфу, методами його пізнання.

УДК 551.4.01(075.8)

© Яцишин А., Дмитрук Р., 2023
© Львівський національний університет імені Івана Франка, 2023

ISBN 978-617-10-0811-3

ПЕРЕДМОВА

У шістдесятих роках минулого століття понятійний апарат географічної науки поповнився новим терміном – “геосистема”, під якою розуміли різнорівневе (від планетарного до локального масштабу) географічне утворення, що складається з множини компонентів, тісно взаємопов’язаних між собою потоками речовини та енергії. З того часу поняття “геосистема” зазнало певного переосмислення, яке, зокрема, проявилось у виокремленні кількох груп геосистем, що відрізняються об’єктами вивчення: живої і неживої природи, населення, господарства, складних геосистем, які одночасно охоплюють елементи природи, населення, господарства та інші групи.

Безумовно, для студентів, які навчаються за освітніми програмами з Наук про Землю, пріоритетними для вивчення є природні геосистеми, що складаються з таких головних компонентів: літосфери, гідросфери, атмосфери та біосфери. На стику цих компонентів, у їхній взаємодії та протиборстві, розгортаються різноманітні геоморфологічні процеси, ґрунтотвірні процеси, формується ландшафтна структура тощо. Саме аналіз усього різноманіття процесів взаємодії та протиборства цих компонентів природної геосистеми та наслідки цих процесів і мають стати головними предметами досліджень магістрів з Наук про Землю.

Попри усю різноманітність причинно-наслідкових взаємозв’язків між головними компонентами природної геосистеми все ж достатньо чітко простежується провідна роль літосфери у формуванні цих взаємозв’язків. Ця роль може бути очевидною, наприклад, у випадку формування висотної поясності – змін параметрів гідро-, атмо- і біосфери з висотою та замаскованою впливом інших компонентів природної геосистеми. Наприклад, перебіг ґрунтотвірних процесів визначається: морфологією, морфометрією і експозицією схилів; літологією гірських порід; сумою, видом і режимом атмосферних опадів; станом рослинного покриву та багатьох інших регулюючих чинників. Безперечно, найактивніше взаємодія між компонентами природної геосистеми (літосферою, гідросферою, атмосферою і біосферою) відбувається у порівняно тонкій, приповерхневій частині літосфери, яка утворює рельєф земної поверхні та строкатий покрив з пухких нагромаджень.

Зміст курсу “Морфолітологічний аналіз” розроблено з дотриманням вимог щодо підготовки професіоналів з Наук про Землю за освітніми програмами: “Геоекологічний менеджмент”, “Глобальні зміни геоморфо-

систем і геозагрози", "Прикладне ґрунтознавство та оцінка земель". Курс "Морфолітологічний аналіз геосистем" викладають у тісному взаємозв'язку з іншими навчальними дисциплінами: "Геопросторовий аналіз ландшафту", "Прикладне ґрунтознавство", "Методологія та організація наукових досліджень", "Перигляціал в Україні: відклади, форми, процеси" та іншими.

Навчальний посібник охоплює програмний матеріал лекційних занять з курсу "Морфолітологічний аналіз", який умовно можна поділити на два головних розділи:

1) вивчення морфологічних рис рельєфу;
2) літологічні аналізи осадових порід.

В розділі, присвяченому морфологічному аналізу рельєфу, окреслено роль ендогенної і екзогенної складових у розвитку рельєфу та формуванні його морфолітологічних параметрів. Розкрито зміст і значення морфологічного аналізу рельєфу, суть основних понять, які використовують під час такого типу досліджень. Визначено головні завдання та етапи проведення морфографічних і морфометричних досліджень; класифікації морфографічних і морфометричних показників елементів і форм рельєфу, типи морфометричних карт.

У навчальному посібнику ґрунтовно проаналізовано етапи та шляхи транспортування матеріалу в континентальних умовах. Це зумовлено тим, що літологічні характеристики відкладів, які в більшій або меншій мірі відображаються у морфології рельєфу, не є хаотичним набором властивостей осадових гірських порід – це цілком закономірне поєднання їхніх характеристик, яке формується на етапах підготовки матеріалу до транспортування (вивітрювання), його транспортування, осадження, літифікації і, нарешті, перетворення осадів в осадові породи (діагенез).

Значний обсяг інформації присвячений розкриттю змісту, переліку та значенню методів літологічних досліджень відкладів, порядку проведення комплексних літологічних досліджень, окреслено коло вирішуваних за їхньою допомогою наукових проблем. Ґрунтовно проаналізовано суть поняття "шаруватість", відмінності ознак шару, прошарку інших текстурних елементів товщі відкладів. Розкрито причини розвитку текстурних одиниць товщі відкладів, схеми їхніх класифікацій.

Схарактеризовано методи гранулометричних аналізів, способи їхнього проведення та презентації здобутих результатів. Окреслено коло вирішуваних за допомогою гранулометричних аналізів наукових проблем. Визначено суть поняття пористість і проникність, прямі та непрямі способи їхнього визначення, класифікація пористості.

Визначено суть та зміст мінералогічного аналізу пухких нагромаджень, методика проведення мінералогічних аналізів, значення та інтерпретація здобутих результатів.

Ґрунтовно схарактеризовані інші типи літологічних досліджень відкладів: комплексний аналіз уламків (форма, обкатаність, імбрикація тощо), фізико-механічні властивості відкладів, колір відкладів та інші. Описана методика проведення комплексного аналізу уламків, значення здобутих результатів; номенклатура фізико-механічних властивостей відкладів, особливості формування фізико-механічних властивостей відкладів тощо.

Знання, які отримують студенти з курсу "Морфолітологічний аналіз", дають змогу використовувати їх під час вивчення інших наук, підготовки курсових, дипломних, магістерських робіт, у майбутній виробничій і науковій діяльності.

Дослідження частково фінансоване Національним фондом досліджень України і є частиною проєкту "Розвиток палеокріогенних процесів у плейстоценовій лесово-ґрунтовій серії України: інженерно-геологічний, ґрунтовий, кліматичний, природоохоронний аспекти" (реєстраційний номер 2020.02/0165).

Розділ 1

ЗМІСТ ТА ЗНАЧЕННЯ МОРФОЛОГІЧНОГО АНАЛІЗУ РЕЛЬЄФУ. РОЛЬ ЕНДОГЕННОЇ І ЕКЗОГЕННОЇ СКЛАДОВОЇ У РОЗВИТКУ РЕЛЬЄФУ

Під рельєфом розуміють усю сукупність нерівностей земної поверхні, які виникли та розвиваються під впливом зовнішніх (екзогенних) і внутрішніх (ендогенних) чинників. Таке тлумачення терміна "рельєф" означає, що він (рельєф):

1) зітканий з нерівностей поширених на поверхні суходолу та на дні Світового океану;
2) ці нерівності хоч і різняться походженням, масштабами, будовою, віком, деякими іншими параметрами, однак перебувають у складному поєднанні між собою.

Отож під *"рельєфом"* розуміють *матеріальне тіло* (*сукупність тіл) певного віку, що має реальне відображення у зовнішньому вигляді Землі, утворене внаслідок певних причин* (*ендо- чи екзогенного походження), зі своїми енергетичними властивостями, які характеризуються відповідною його динамікою [10].*

Під час вивчення рельєфу одним з найпростіших, а заразом і надзвичайно важливим завданням, є аналіз його морфології. *Морфологія* (від грецького *μορφη morphe* – вигляд, форма, *λογία* logia – наука) – це вчення про зовнішню будову рельєфу. Часто в морфології "заховані" інші важливі відомості про рельєф, у тім числі і про його генезис, вік та динаміку. Цей метод дослідження одним з перших надійшов в арсенал геоморфологів, але здобута з його допомогою інформація про рельєф буває надто розпливчастою і часто ґрунтується на суб'єктивних враженнях дослідника. Іноді це ускладнює використання морфологічних описів рельєфу, виконаних різними авторами. Тому морфологічний метод треба доповнювати морфометричним (від грецького *morphe* – форма, *metreo* – міряти) аналізом рельєфу, в основі якого є числова характеристика рельєфу, яка позбавлена суб'єктивізму. Ба більше, під час морфографічних описів рельєфу доцільно опиратись на його морфометричні параметри. Наприклад, на підставі показників

горизонтального та вертикального розчленування рельєфу легко судити про ступінь (легко-, сильно) його розчленованості.

Під час морфометричного аналізу рельєфу зазначають його висоту, глибину, крутість, розчленованість і деякі інші кількісні параметри.

Отож *морфологічний аналіз рельєфу* полягає у словесному описі його зовнішніх обрисів (морфографії рельєфу) і кількісній характеристиці параметрів рельєфу (морфометрії).

Морфолого-морфометричні параметри рельєфу не формуються спонтанно, вони значною мірою визначаються *генезисом (походженням) рельєфу*. Зокрема, ендогенні чинники рельєфотворення, до яких зачисляють тектонічні рухи земної кори, магматизм, метаморфізм, сейсмічні коливання, "відповідальні" за формування великих (планетарних, мега- і макро-) форм, з притаманними їм значними розмірами. До них, зокрема, зачисляють материки, геосинкліналі, серединно-океанічні хребти, гірські пояси, окремі хребти або впадини в межах однієї гірської споруди тощо (рис. 1).

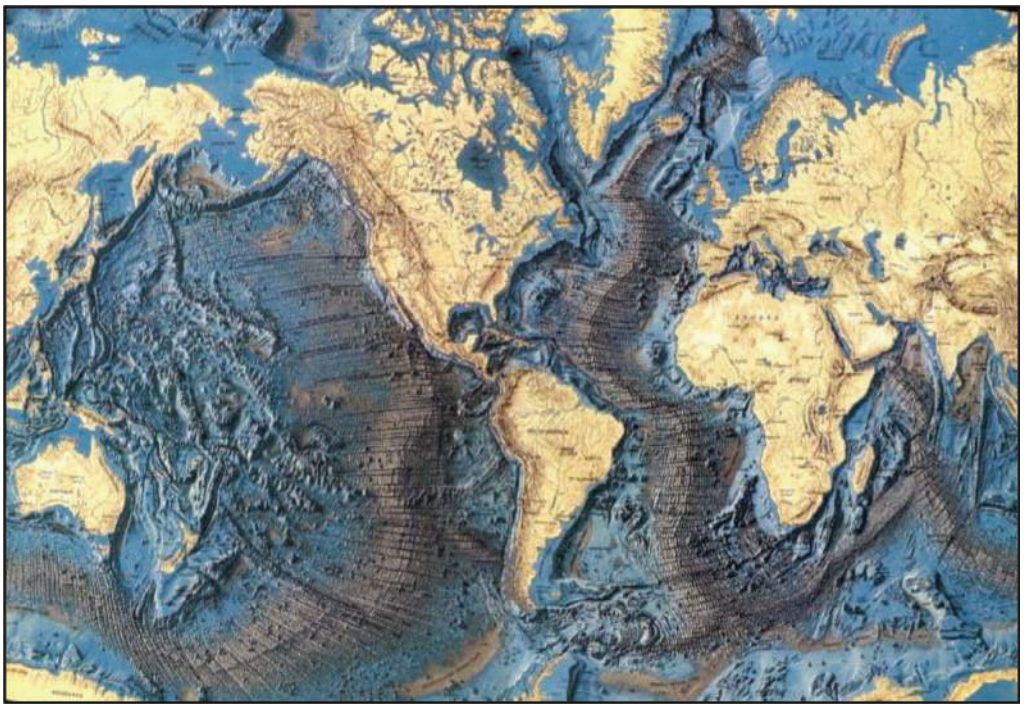

Рис. 1. Схематичне зображення планетарних і мегаформ рельєфу [21]

Рушійною силою ендогенних чинників рельєфотворення є енергія Землі.

Екзогенні чинники, рушійною силою яких є енергія Сонця, урізноманітнюють рельєф великих структур. Під їхнім впливом формуються мезо-,

мікро- і наноформи рельєфу. До мезоформ рельєфу зачисляють, наприклад, річкові долини, моренні пасма (рис. 2).

Рис. 2. Долина р. Нічлава в околицях с. Сковятин – приклад мезоформи рельєфу

У групу мікроформ включають яри, балки, карстові лійки, а до наноформ зачисляють, наприклад, ерозійні вимоїни та промоїни.

Кожний із зазначених генетичних типів рельєфу – ендогенний, чи екзогенний, поділяється на дрібніші таксономічні категорії. Ендогенний рельєф поділяють головно на *тектонічний* і *вулканічний*. Хоча склад і властивості гірських порід, передусім магматичних та метаморфічних, які особливо стійкі до дії сил денудації, також суттєво впливають на рельєф і можуть розглядатись як окрема таксономічна одиниця рельєфу ендогенного походження.

Рельєф екзогенного походження класифікують відповідно до ступеня впливу пануючого геоморфологічного процесу і поділяють на:

1) флювіальний;
2) гляціальний;
3) еоловий;
4) карстовий;
5) біогенний;
6) антропогенний та іншого походження.

Отже, під час досліджень рельєфу важливо визначити його генезис (походження), тобто з'ясувати як і чому виникають та розвиваються у часі й просторі нерівності земної поверхні, пояснити розмаїтість морфографо-морфометричних параметрів рельєфу.

Надзвичайно важливим, інформативним та одночасно непростим для розв'язання є завдання зі з'ясування віку рельєфу. Вік рельєфу – це, безумовно, самодостатня величина, визначення якої неодмінно є в переліку головних завдань під час проведення геоморфологічних, палеогеографічних досліджень. Водночас вік рельєфу часто впливає на його морфологічні (морфографічні і морфометричні) параметри. Зокрема, молодим формам рельєфу здебільшого притаманні морфологічно чітко виражені обриси, а зрілим або старим, навпаки, згладжені, заретушовані пізнішими перетвореннями рельєфу.

Складнощі з визначення віку рельєфу зумовлені кількома причинами, серед яких першість треба віддати об'єктивним причинам – частими методичними та технічними обмеженнями у застосуванні існуючих методів датувань.

У геоморфології, палеогеографії, геології використовують два поняття віку: абсолютний і відносний. Абсолютне літочислення визначає час прояву геологічних, геоморфологічних процесів, виникнення гірських порід тощо в астрономічних одиницях (роках, сотнях, тисячах та більше років). Визначення абсолютного віку рельєфу, а насправді віку нагромаджень, якими збудована та або інша форма рельєфу, стало можливим порівняно недавно і завдячує відкриттю явища радіоактивного розпаду деяких хімічних елементів. Це пов'язано з тим, що більшість розроблених і використовуваних сьогодні методів абсолютного датування "працюють" саме з радіоізотопами (див. табл. 1).

Ізотопи – це різновиди атомів того самого хімічного елемента, які мають різну атомну масу. За законом радіоактивного розпаду в геохронології визначають кількість:

1) ядер, що не розпались, за відомої їхньої початкової концентрації;
2) ядер продукту розпаду [12].

Якщо відомі кількість кінцевого продукту розпаду та залишків радіоактивного елемента і швидкість розпаду елемента, то обчислюють час, протягом якого відбувався радіоактивний розпад елементів у породі, а звідси – і вік самої породи.

Природні радіоактивні ізотопи сильно відрізняються за своїм розповсюдженням і походженням. За походженням їх можна поділити на три групи:

1) довгоживучі, які утворились разом з іншими, нерадіоактивними ізотопами земної речовини;

2) порівняно короткоживучі проміжні продукти розпаду урану і торію;
3) ізотопи, які постійно утворюються за рахунок природних ядерних реакцій в атмосфері і земній корі [12].

Таблиця 1

Методи абсолютних датувань відкладів [12]

Група методів		Метод	Матеріал	Віковий діапазон, тис. років
Радіологічні		Радіовуглецевий	Континентальні й морські відклади за біогенним вуглецем, карбонатами; льодовики за розчиненою вуглекислотою	0 ≈ 60
		Радіокремнієвий	Глибоководні відклади за мінеральним компонентом	0 ≈ 4
		Радіоберилієвий	Глибоководні відклади за мінеральним компонентом	500 ≈ 10000
		Радіосвинцевий	Прибережно-морські відклади, торфовища, льодовики	0 ≈ 0,1
		Іоній-урановий	Глибоководні відклади за мінеральним компонентом, прибережно-морські відклади за біогенними карбонатами	20 ≈ 400
		Нерівноважно-урановий	Озерні й прибережно-морські відклади за мінеральним компонентом, біогенними карбонатами	20 ≈ 400
		Трековий	Вулканічні урановмісні мінерали	від 100 і більше
		Калій-аргоновий	Вулканічні калієвмісні мінерали	від 100 і більше
Не прямі	Фізичні	Термолюмінесцентний	Континентальні й морські відклади за кварцом, польових шпатах, карбонатах, глибоководні відклади за аморфним кремнеземом	1 ≈
		Палеомагнітний	Континентальні й океанічні відклади	Весь період
	Ізотопний	Ізотопно-кисневий	Континентальні, океанічні відклади	Весь період
Амінокислотний			Континентальні й морські відклади за фауністичними рештками, біогенними карбонатами	0 ≈ 500 (?)

Для датування відкладів (рельєфу) найбільше значення мають довгоживучі продукти розпаду, тривалість самостійного існування яких співмірна з тривалістю геологічних процесів. Важливо, що довгоживучі

ізотопи становлять домінуючу масу у загальній сумі природних радіоактивних ізотопів. Серед них найбільш розповсюдженими є: $^{87}_{37}Rb$, $^{232}_{90}Th$, $^{40}_{19}K$, $^{238}_{92}U$, $^{235}_{93}U$ (актиноуран). Середня концентрація кожного з них в земній корі перевищує *2 г/т*. Найменший період піврозпаду серед ізотопів цієї групи має $^{235}_{93}U$ (актиноуран) – $7{,}1\times10^{8}$. Це свідчить про те, що всі ізотопи з періодом піврозпаду понад 10^{8} років, які існували раніше у земній речовині, сьогодні практично повністю розпались.

На інших фізичних і біохімічних принципах заснована робота непрямих методів датувань: ізотопно-кисневого, палеомагнітного, термолюмінесцентного та амінокислотного.

Ізотопно-кисневий метод також заснований на вивченні радіоактивності, але за його допомогою визначають зміни концентрацій радіоактивних елементів (варіації стабільних ізотопів) у відкладах [12]. Ці зміни зумовлені коливаннями температури атмо- та гідросфери. Зокрема, під час кліматичних потеплінь (інтергляціалів, інтерстадіалів) та підвищення температури води Світового океану разом зі зростаючими обсягами надходження в атмосферу водяної пари зростали й об'єми випаровування з вод океану легкого ізотопу кисню O^{16}. Тому різниця концентрацій (співвідношення) у морській воді легких (O^{16}) і важких (O^{18}) ізотопів кисню зростала. Під час кліматичних похолодань, коли зменшувались обсяги випаровування води і надходження в атмосферу легкого ізотопу кисню, ця різниця, навпаки, зменшувалась. Важливо, що описані варіації змін концентрацій у морській воді легких (O^{16}) і важких (O^{18}) ізотопів кисню фіксувались у збудованих з карбонату кальцію ($CaCO_3$) черепашках планктонних форамініфер, які в процесі життєдіяльності перебувають у постійному, тісному взаємозв'язку з навколишнім середовищем (водами Світового океану).

Процес відмирання і безперервного та рівномірного нагромадження на дні океану решток планктонних форамініфер у товщі осадових відкладів дав змогу за змінами співвідношення легких (O^{16}) і важких (O^{18}) ізотопів кисню (ізотопних стадій) у карбонатній речовині відтворити кількість, тривалість кліматичних змін за певний період часу, наприклад, впродовж антропогену. У цьому разі приймались такі припущення:

1) акваторія Світового океану є ареалом винятково акумуляції матеріалу, у тім числі і матеріалу, який надходить із суходолу (з водами рік, з вітром, з льодом тощо);
2) об'єми надходження і акумуляції матеріалу протягом геологічного часу були незмінними [12].

За змінами співвідношення O^{16}/O^{18} відклади керну свердловини, закладеної на дні Тихого океану біля о. Нова Гвінея, були розділені на 22 ізотопних яруси, а 19 ярус збігся з інверсією Брюнес/Матуяма, яку проводили на рівні 690 тис. років тому (табл. 2).

Таблиця 2

Кореляція ізотопних ярусів, палеомагнітних епох і палеогеографічних подій верхньопліоцен-нижньоплейстоценового етапу розвитку території Північно-Західного Передкарпаття [15]

Загальна стратиграфічна шкала		Палеогеографічні (палеокліматичні) етапи	Палеомагнітні епохи	Ізотопні яруси	Палеогеографічні події
ПЛЕЙСТОЦЕН	Нижня (нижній плейстоцен)	Тилігульський	БРЮНЕС	12	Нагромадження “холодного” алювію галицької (п’ятої надзаплавної) тераси, морени
		Лубненський		15–13	Завершення процесу вироблення уступу до галицької (п’ятої) надзаплавної тераси, нагромадження “теплого” алювію цієї тераси
		Сульський		16	Завершення нагромадження алювію бісковицької тераси поверхні Лоєвої, початок вироблення ерозійного уступу до галицької (п’ятої) надзаплавної тераси
		Мартоноський		21–17	Завершення процесу вироблення уступу. Нагромадження алювію сусідовицької тераси поверхні Лоєвої. Розчленування сусідовицької тераси, вироблення уступу до наступної гіпсометрично найнижчої тераси поверхні Лоєвої – бісковицької. Акумуляція алювію гіпсометрично найнижчої бісковицької тераси поверхні Лоєвої
		Приазовський	МАТУЯМА	27–22	Завершення процесу нагромадження алювію дубрівської тераси поверхні Лоєвої. Наприкінці приазовського гляціалу–початку мартоноського інтергляціалу розчленування дубрівської тераси та вироблення уступу до гіпсометрично нижчої (сусідовицької) тераси
		Широкінський		38–28	Завершення процесу вироблення уступу до торгановицької тераси. Нагромадження алювію гіпсометрично найвищої тераси поверхні Лоєвої – торгановицької, її розчленування та нагромадження алювію наступної, гіпсометрично нижчої, дубрівської тераси поверхні Лоєвої
		Ільїчівський		45–39	Початок процесу вироблення ерозійного уступу до гіпсометрично найвищої тераси поверхні Лоєвої – торгановицької
		Крижанівський		63–46	Завершення процесу вироблення уступу до Старосільської поверхні, розгортання на її рівні процесів плантації рельєфу у Північно-Західному Передкарпатті
ПЛІОЦЕН		Березанський		?–64	Завершення процесу нагромадження алювію радицької (сьомої надзаплавної (поверхні Красної)) тераси, початок її розчленування та вироблення ерозійного уступу до Старосільської поверхні
		Берегівський			Акумуляція алювію радицької (сьомої надзаплавної (поверхні Красної)) тераси

Таблиця 3

Кореляція палеомагнітних епох та епізодів зі стратиграфічними горизонтами лесово-ґрунтовими горизонтами

Загальна стратиграфічна шкала		Стратиграфічні горизонти			Палеомагнітні епохи й епізоди		Ізотопні яруси
ГОЛОЦЕН		Сучасний (Н)			БРЮНЕС		1
ПЛЕЙСТОЦЕН	Верхня (верхній плейстоцен)	Верхній горизонт верхньоплей сто-ценових лесів	Причорно-морський, *pč*	Підгоризонт лесу			2
				Красилівський			
				Підгоризонт лесу			
			Рівненський (дофінівський, *df*)				
			Бузький, *bg*	Підгоризонт лесу			
				Підгоризонт соліфлюкції			
		Дубнівський (витачівський, *vt*)					3
		Нижній горизонт верхньоплейстоценових лесів (удайський, *ud*)					4
		Горохівський (прилуцький, *pl*)					5
						Блейк	
	Середня (середній плейстоцен)	Верхній горизонт середньоплейстоценових лесів (тясминський, *ts*)					6
		Коршівський (кайдацький, *kd*)					7
		Нижній горизонт середньоплейстоценових лесів (дніпровський, *dn*)					8
	Нижня (нижній плейстоцен)	Луцький (потягайлівський, *pt*)					9
		Верхній горизонт нижньоплейстоценових лесів (орельський, *or*)					10
		Сокальський (завадівський, *zv*)					11
		Нижній горизонт нижньоплейстоценових лесів (тилігульський, *tl*)					12
		Солотвинський (лубенський, *lb*)					13–15
		Сульський (*sl*)					16
		Педокомплекс загвіздя	Мартоноський (*mr*)				17–21
			Приазовський (*pr*)		МАТУЯМА		
			Широкінський (*sh*)			*Харамільйо*	
		Іллічівський (*il*)					22–103
		Крижанівський (*kr*)					
		Березанський (*br*)				*Олдувай*	
ПЛІОЦЕН		Берегівський (*bv*)					
		Сіверський (*sv*)			ГАУС		>103
		Богданівський (*bd*)					
		Кизилярський (*ks*)					
		Ярківський (*jr*)					

Палеомагнітний метод датування ґрунтується на властивості мінералів та гірських порід набувати під час нагромадження *залишкову намагніченість* у напрямі геомагнітного поля Землі, яке за час існування планети неодноразово змінювалось [12]. Відстеження змін (інверсій) геомагнітного поля, тривалість безінверсійних періодів, зафіксованих у товщах мінералів та гірських порід, дають матеріали для стратиграфічного розчленування відкладів на окремі горизонти та їхньої кореляції (див. табл. 3).

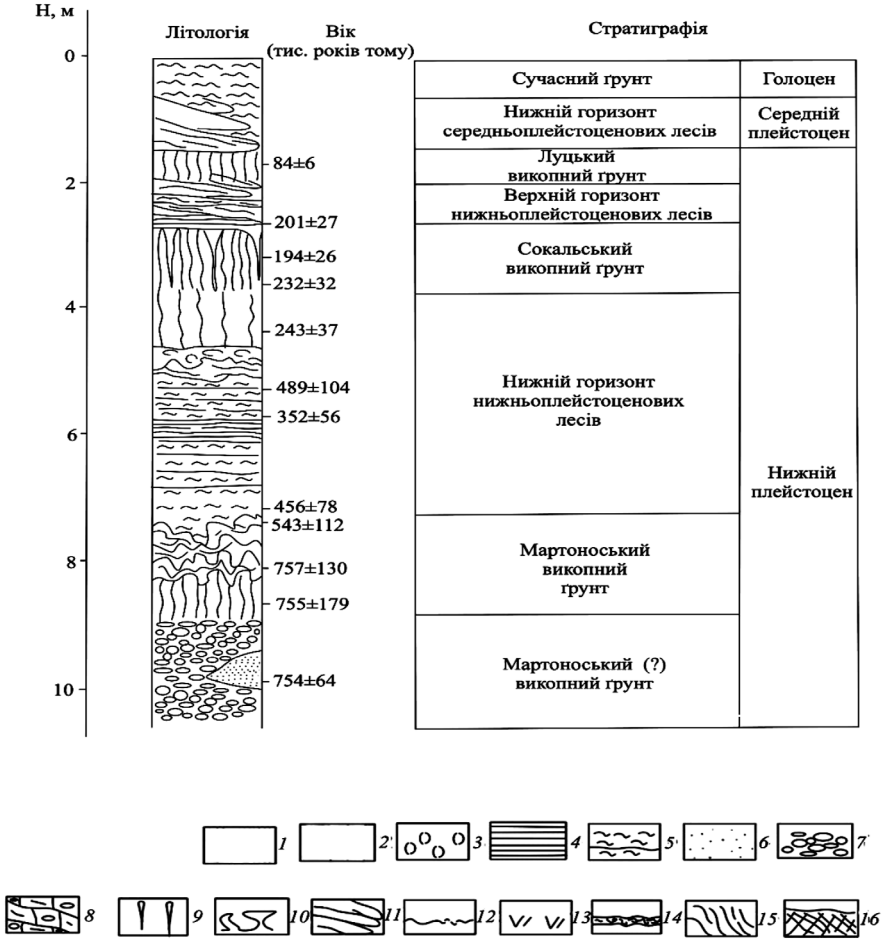

Рис. 3. Профіль нагромаджень тераси р. Дністер в розрізі Торгановичі 1 [3]: *1* – сучасні і викопні ґрунти (горизонти ***A, Eet, B/Bt***); *2* – леси, лесоподібні відклади; *3* – ознаки оглеєння; *4* – суглинки; *5* – супіски; *6* – піски; *7* – гравійно-гальковий матеріал; *8* – морена; *9* – тріщини; *10* – пластичні деформації; *11* – соліфлюкція; *12* – ерозійні поверхні; *13* – органогенні відклади; *14* – гумусові (манґанові) горизонти; *15* – делювій; *16* – цоколь (глини, мергелі, пісковики та ін.)

Термолюмінісцентний метод ґрунтується на явищі акумуляції та перетворення деякими породами і мінералами (класами, групами мінералів), наприклад, карбонатними породами, кварцом, польовими шпатами, *енергії іонізуючого випромінювання Сонця*. Акумульовану енергію можна виділити під час нагрівання досліджуваного зразка до 100–400°С у вигляді *люмінесценції* і виміряти. За термолюмінесцентними властивостями визначають дозу поглинутої досліджуваним зразком радіації і, відповідно, тривалість його активації. Активація кристалічної ґратки досліджуваного зразка триває до моменту захоронення мінералу, породи перекриваючим горизонтом відкладів.

Використовуючи термолюмінісцентний метод під час геоморфологічних, палеогеографічних досліджень, треба пам'ятати, що він "працює" не як хронометр, а як дозиметр – акумулює дозу поглинутої енергії іонізуючого випромінювання Сонця.

Амінокислотний метод не належить до ізотопних, він ґрунтується на використанні біохімічних реакцій, зокрема спонтанного перетворення одного типу білків в інший і фіксації змін цього співвідношення. Співвідношення типів білків прямо залежить від часу – з віком воно збільшується. Однак суттєві корективи у темпи цих перетворень вносить температура навколишнього середовища – з підвищенням температури швидкість перебігу біохімічних реакцій зростає.

Не менші труднощі виникають під час спроб з'ясувати відносний вік рельєфу, особливо тих форм рельєфу, які мають денудаційне походження (вироблені форми рельєфу). Вони можуть бути навіть повністю позбавлені пухкого покриву, що унеможливлює відбір зразків для виявлення вмісту радіоізотопів (абсолютне датування) та, наприклад, викопних решток організмів і застосування методів відносного датування (палеонтологічні методи досліджень).

У самому понятті "відносний вік" закладена його суть – визначають час формування досліджуваних форм рельєфу стосовно інших, які могли сформуватись раніше, пізніше, або бути одновіковими. Під час визначення відносного віку рельєфу треба враховувати те, що його розвиток це стадійний процес. Наприклад, стадійність формування річкової долини зафіксована у терасах – їхня кількість загалом відповідає кількості стадій формування долини. Тому під час визначення відносного віку рельєфу насправді визначається стадія його розвитку, тобто визначається той відрізок часу, впродовж якого рельєф набув рис головно аналогічних його сучасному вигляду.

Для визначення віку вироблених форм рельєфу використовується низка методів: корелятних відкладів, вікових рубежів, фаціальних переходів та деякі інші.

Під час розвитку будь-якої виробленої форми рельєфу, наприклад, яру, у його пригирловій частині формується конус винесення, в якому осаджується винесений з яру уламковий матеріал. Отож вік товщі уламкового матеріалу, нагромадженого у конусі винесення, свідчитиме про вік яру. Так "працює" метод корелятних відкладів.

Метод вікових рубежів "працює" за принципом визначення віку нижнього та верхнього рубежу нагромаджень, поширених у межах досліджуваної форми рельєфу. Наприклад, річкова долина врізана у товщу морських відкладів неогенового віку (корінних відкладів), а її днище вистелене товщею алювіальних нагромаджень пізньоплейстоценового віку. Так річкова долина почала формуватись у післянеогеновий час, коли розпочався її вріз у товщу нагромаджень неогенового віку. Звершення формування річкової долини припало на пізній плейстоцен, коли у її межах осаджувалась товща алювію. Вік річкової долини визначають як післянеоген-пізньоплейстоценовий.

Звичайно, впродовж, наприклад, голоцену долина річки могла виповнюватись схиловими, еоловими чи іншими відкладами субаерального походження, але їхнє нагромадження вже не пов'язане з ерозійно-акумулятивною діяльністю річки, внаслідок чого й була сформована долина річки.

Здебільшого значно простіше визначити відносний вік акумулятивних форм рельєфу, які збудовані більш або менш потужною товщею пухких відкладів. До таких форм рельєфу (відкладів) може бути застосований широкий спектр методів (груп методів) відносної хронології: стратиграфічний, петрографічний, палеонтологічний, тектонічний та інші.

В основу стратиграфічного методу датування покладено відкритий у 1669 році данським вченим Ніколасом Стено закон послідовності нашарування осадових гірських порід (закон (співвідношення) Стенона). Згідно з цим законом шари порід, які залягають нижче, є старшими (утворилися давніше) від шарів порід, які залягають вище (утворилися пізніше):

$$\frac{\textit{Вище}}{\textit{Нижче}} = \frac{\textit{Молодше}}{\textit{Старше}}$$

Однак застосування цього закону має певні обмеження, зокрема:

1) може використовуватись тільки у випадку горизонтального залягання шарів гірських порід. У випадку дислокованого залягання шарів гірських порід цей метод "не працює";
2) дає змогу визначати вік шарів гірських порід, відслонених в одному розрізі. Складно, хоча й можливо, зіставляти шари гірських порід, які відслонені в різних, розташованих на різних відстанях, розрізах і знаходити шари одно- чи різновікові.

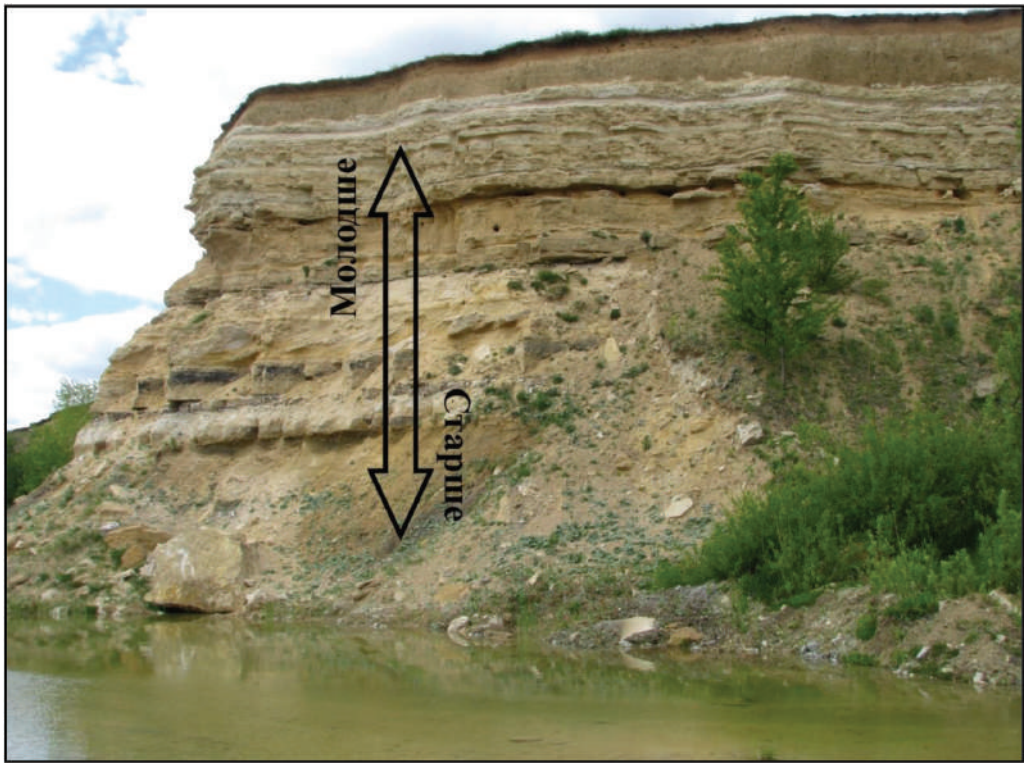

Рис. 4. Розріз Скала-Подільська. Ілюстрація закону (співвідношення) Стенона

Петрографічний метод ґрунтується на вивченні та порівнянні складу гірських порід, розкритих у різних природних чи штучних відслоненнях, кернах свердловин тощо. Припускається, що однакові чи близькі за гранулометричним складом, структурними і текстурними особливостями, іншими характеристиками, породи на обмеженій площі можуть бути одновіковими (див. рис. 5).

Але нерідко шари одного віку, які формувалися на певних відстанях і в різних умовах, суттєво відрізняються.

Надійне зіставлення віддалених відслонень осадових порід можливе під час поєднання зазначених методів із *палеонтологічними методами*. У цьому випадку палеонтологічні методи дають змогу не тільки визначити відносний вік нагромаджень, а й реконструювати фізико-географічні умови (температуру повітря і води, вологість, освітленість, характер рослинності тощо) часу нагромадження відкладів, тобто виконати палеогеографічні реконструкції.

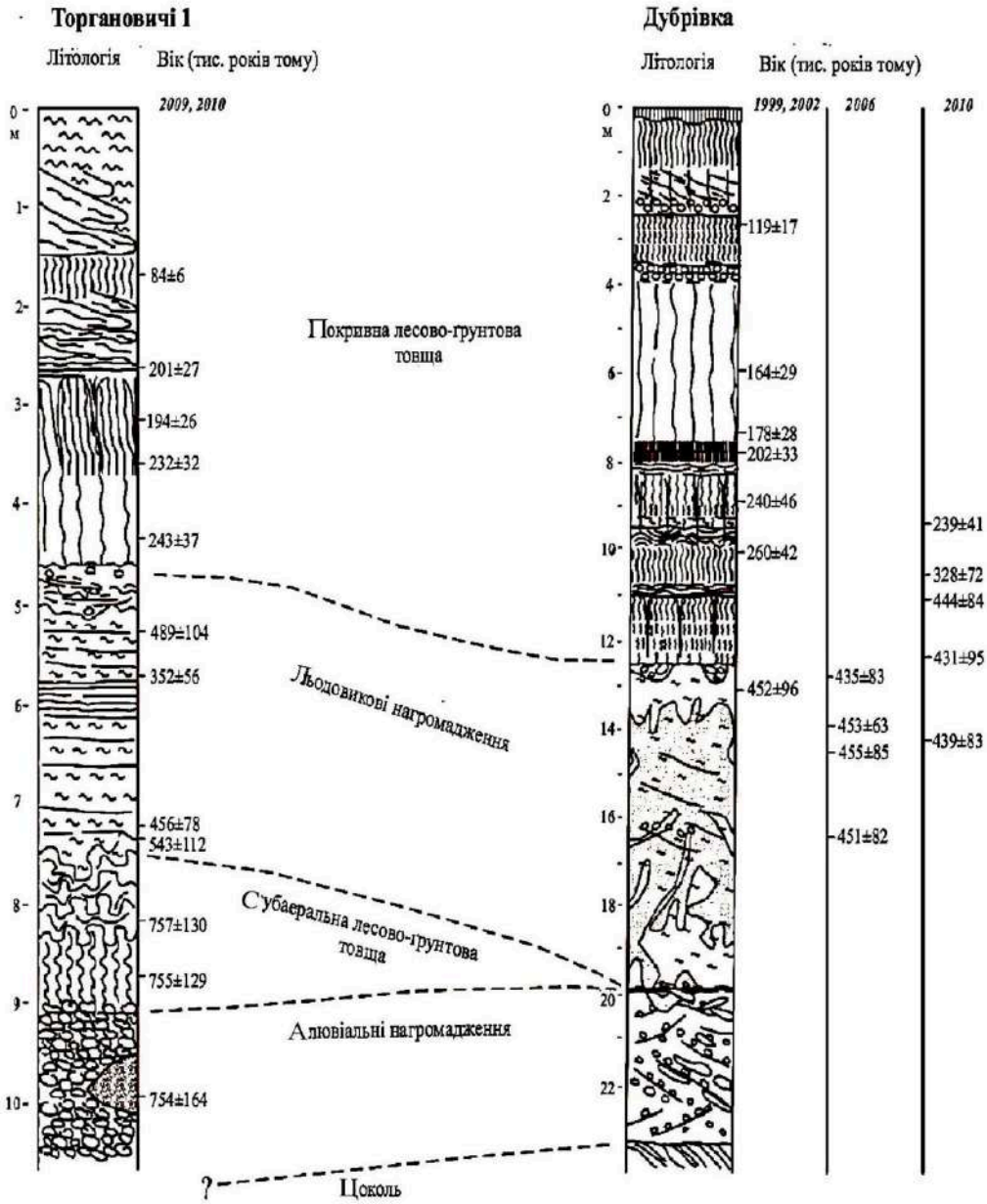

Рис. 5. Кореляція пухких нагромаджень розрізів Торгановичі та Дубрівка [3–5]

Вік гірських порід визначають шляхом зіставлення скам'янілостей, розкритих у досліджуваній товщі, з тими, що трапляються в опорному (ґрунтовно вивченому комплексом методів) розрізі. Цінність окремих груп викопних організмів для стратифікації товщ осадових гірських порід різна, що зумовлено поширенням цих груп у часі і просторі, ступенем їхньої притаманності певним товщам осадових порід, частотою наявності у відкладах, темпами еволюції груп викопних організмів тощо [12].

Розроблено такі біостратиграфічні методи визначення віку гірських порід: *керівних форм, аналізу фауністичних і флористичних комплексів, філогенетичний та інші* [12].

Метод керівних форм. Керівними формами називають залишки флори і фауни, яким притаманні такі риси: характерна будова, що дає змогу їх просто визначати; незначне вертикальне поширення по розрізу досліджуваних відкладів і, разом з тим, широке площинне (географічне) розповсюдження; їхня наявність у шарах в достатніх кількостях та добра збереженість.

Недоліки методу:

1) хибне уявлення про те, що керівним формам притаманне практично повсюдне (космополітичне) поширення незалежно від умов проживання;
2) хибне уявлення про приуроченість видів у всіх випадках до однакових у часі стратиграфічних зрізів, тобто одночасну появу і вимирання виду на великих площах земної поверхні, що неможливо.

Під час застосування методу аналізу фауністичних і флористичних комплексів використовують або весь виявлений органічний матеріал, або конкретні групи вимерлих організмів. Найсуттєвішу перевагу цього методу забезпечує те, що визначення віку відкладів ґрунтується на сукупності всіх форм вибраної групи або різних груп організмів.

Оскільки органічний світ, який населяє Землю, поділяють на флору і фауну, то палеонтологічні методи поділяють на *палеоботанічні (палеофлористичні) і палеозоологічні (палеофауністичні)*.

Об'єктами вивчення палеоботанічних методів (палеокарпологічного, споро-пилкового, палеоксилологічного, діатомого і інших) є викопні рослинні рештки або їхні відбитки, які збереглись у відкладах.

Під час застосування палеозоологічних методів вивчають фауну великих ссавців, зуби гризунів родини хом'якових (мікротеріофауністичний метод), викопних молюсків (палеомалакологічний метод) та деякі інші.

Питання для самоконтролю

1. Що у геоморфології розуміють під терміном “рельєф”?
2. Аналіз яких параметрів рельєфу проводять під час геоморфологічних досліджень?
3. Що покладено в основу морфометричного аналізу рельєфу?
4. Тектонічні рухи земної кори зачисляють до ендогенних, чи екзогенних чинників рельєфотворення?
5. Дати визначення терміна “морфологія рельєфу”?
6. Такі гірські пояси, як, наприклад, Карпати, Гімалаї, зачисляють до мега- чи до мезоформ рельєфу?
7. Які чинники рельєфотворення зачисляють до ендогенних?
8. За формування великих (планетарних, мега- і макро-) форм рельєфу “відповідальні” ендогенні, чи екзогенні чинники рельєфотворення?
9. У чому полягає суть морфологічного аналізу рельєфу?
10. Серединно-океанічні хребти зачисляють до мега-, чи до мезоформ рельєфу?
11. Магматизм зачисляють до ендогенних, чи екзогенних чинників рельєфотворення?
12. Рушійною силою ендогенних чинників рельєфотворення є енергія Землі, чи енергія Сонця?
13. Окремі хребти або впадини в межах однієї гірської споруди зачисляють до макро-, чи до мікроформ рельєфу?
14. Гляціальний рельєф належить до екзогенного, чи ендогенного походження?
15. Під впливом екзогенних чинників формуються мега-, чи наноформи рельєфу?
16. Метаморфізм зачисляють до ендогенних, чи екзогенних чинників рельєфотворення?
17. Моренні пасма належать до мезо-, чи мегаформ рельєфу?
18. Відповідно до ступеня впливу пануючого геоморфологічного процесу класифікують рельєф екзогенного, чи ендогенного походження?
19. Що визначає абсолютне літочислення?
20. Іоній-урановий метод зачисляють до прямої (радіологічної), чи не прямої (фізичної) групи методів?
21. Сейсмічні коливання зачисляють до ендогенних, чи екзогенних чинників рельєфотворення?
22. Ізотопно-кисневий метод належить до прямої (радіологічної), чи не прямої (фізичної) групи методів?
23. Які з методів літочислення не “працюють” з ізотопами?
24. На які групи за походженням можна розділити природні радіоактивні ізотопи?

25. Які продукти розпаду радіоізотопів мають найбільше значення для датування відкладів (рельєфу)?
26. Що визначають за допомогою ізотопно-кисневого методу?
27. Яри, балки належать до мікро-, чи наноформ рельєфу?
28. Який ізотопний ярус збігається з інверсією Брюнес/Матуяма?
29. На якій властивості мінералів і гірських порід ґрунтується палеомагнітний метод датування?
30. Що з'ясовують під час визначення відносного віку рельєфу?
31. На чому ґрунтується амінокислотний метод датування?
32. Який закон є в основі стратиграфічного методу датування?
33. На якому фізичному явищі ґрунтується термолюмінісцентний метод датування?
34. Які обмеження існують у застосуванні закону (співвідношення) Стено?
35. Як визначають вік гірських порід під час застосування палеонтологічних методів?
36. Які біостратиграфічні методи визначення віку гірських порід розроблено?
37. Які недоліки застосування методу керівних форм?
38. Що зачисляють до об'єкта вивчення під час застосування палеоботанічних методів?
39. Що зачисляють до об'єкта вивчення під час застосування палеозоологічних методів?

Розділ 2

МОРФОЛОГІЧНИЙ АНАЛІЗ РЕЛЬЄФУ

2.1. Морфологічні класифікації окремих елементів і форм рельєфу

Морфологічний аналіз рельєфу, який, нагадаємо, полягає у словесному описі його зовнішніх обрисів (морфографії рельєфу) і кількісній характеристиці параметрів рельєфу (морфометрії), має важливе науково-теоретичне та практичне значення. Науково-теоретична цінність цього різновиду аналізу очевидна вже під час ознайомлення з деякими класифікаційними схемами рельєфу, в основу деяких з них покладено саме морфологічні параметри. Крім того, морфологічний аналіз дає підстави судити про генезис та, навіть, вік рельєфу, визначати однотипність рельєфу, чи його відмінності тощо. Не менше й практичне значення морфологічного аналізу рельєфу, за результатами якого можливе вирішення низки інженерних, сільськогосподарських, рекреаційно-туристичних та інших господарських завдань.

Морфографію і морфометрію рельєфу вивчають з використанням прямих (польових) і дистанційних (картографічних, аерофото- та космічних знімків й радіолокаційних даних різних масштабів тощо) методів дослідження. Для максимально повного морфологічного аналізу рельєфу його розбивають на складові частини, такі як: *елементи, форми та комплекси форм або типи рельєфу* [1, 8].

Не залежно від того, які складові частини рельєфу аналізуватимуться, найперше треба визначити їхнє розташування, тобто провести географічну прив'язку. Це можна зробити двома способами:

1) прив'язка на місцевості до таких помітних об'єктів, як, наприклад, мости, церкви, ЛЕП, перехрестя доріг тощо. У цьому випадку зазначають відстань між ними та напрям (на захід, на південь тощо) до об'єкта, щодо якого проводять прив'язку (рис. 6);
2) прив'язка за координатами GPS-приймача (рис. 7).

Рис. 6. Прив'язка (відстань) гирла р. Бистриця до шосейного мосту у смт. Єзупіль

Під час прив'язки досліджуваного точкового елемента, наприклад, гирла р. Бистриця до помітного у цій місцевості об'єкта, яким є шосейний міст у смт. Єзупіль, зазначають таке: гирло річки розташоване на відстані 1,72 км на північний схід від мосту.

Рис. 7. Прив'язка гирла р. Бистриця за координатами GPS-приймача

Доцільно складові частини рельєфу прив'язувати обома способами одночасно.

Під час аналізу елементів рельєфу їх найперше поділяють на *точкові*, *лінійні* та *площинні*.

Точкові елементи відстежують у двох зрізах: у плані та профілі. Точки в плані представлені такими помітними орографічними елементами, як, наприклад, поворотами русел рік, чи гірських хребтів, місцями злиття русел річок тощо (рис. 8).

Рис. 8. Гирло р. Бистриця – точковий елемент рельєфу, який відстежується у плані

Точки у профілі представлені вершинами, підніжжями схилів, перегинами в рельєфі (випуклі, чи ввігнуті) тощо (див. рис. 9).

Наступний крок – це визначення абсолютної та відносної висоти точкового елемента. Абсолютну висоту (висоту в метрах над рівнем моря) визначають за допомогою топографічних карт (зазначених на них горизонталей) і даних GPS-приймача.

Відносні відмітки (перевищення однієї точки місцевості над іншою) точкового елемента визначають за допомогою топографічних карт, опираючись на які, вираховують різницю абсолютних відміток точкового елемента та іншої точки, до прикладу урізу води у руслі річки. Наприклад, перевищення вершини г. Радич над руслом р. Вирва досягають 253 м (рис. 10).

Рис. 9. Вершина г. Радич – точковий елемент рельєфу, який чітко відстежується у профілі

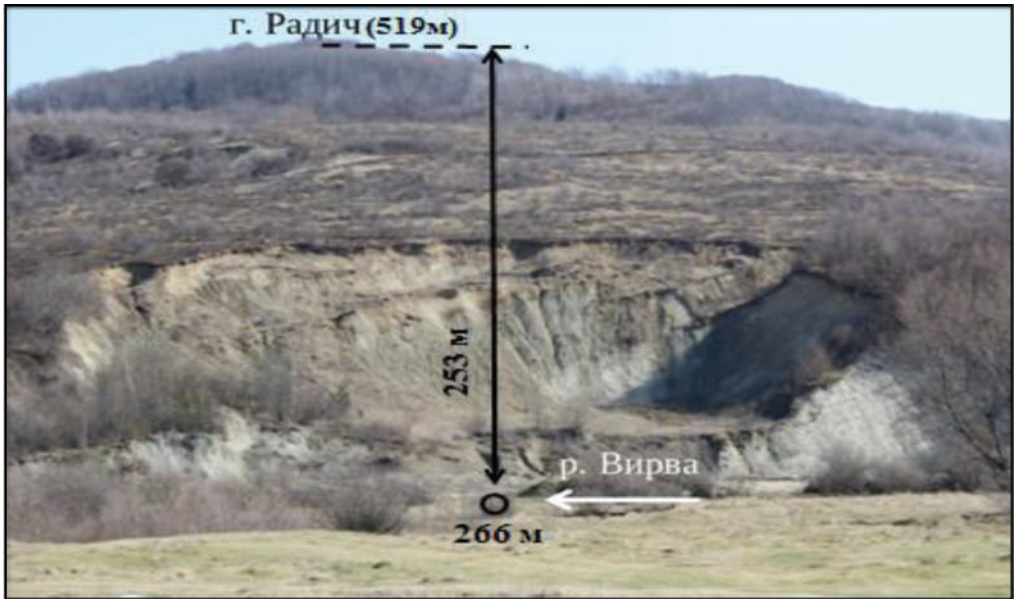

Рис. 10. Визначення відносних відміток (перевищення) вершини г. Радич над руслом р. Вирва

Точку, щодо якої вираховують перевищення досліджуваного точкового елемента, підбирають так, щоб її можна було легко відшукати на карті. Ця вимога продиктована, наприклад, необхідністю перерахувати відносні відмітки досліджуваної точки, або вирахувати перевищення іншої точки рельєфу та зіставити (порівняти) відносні відмітки двох і більше точок.

Іншою важливою характеристикою точкового елемента є його вираженість у рельєфі, тобто зазначають добре (чітко) чи погано він виражений.

Лінійні елементи рельєфу представлені вододілами, тальвегами, брівками (випуклими перегинами рельєфу), підніжжями схилів (тиловими швами) тощо (рис. 11).

Рис. 11. Лінійні елементи рельєфу

Деякі лінійні елементи можуть бути стабільними (порівняно стабільними), наприклад, лінії вододілів, а інші, такі як лінія урізу води у руслі річки, мобільними елементами, розташування якої змінюється залежно від рівня води у руслі річки.

Під час морфологічного аналізу лінійних елементів зазначають таке:

1) назву ліній або їхнє розташування (для ліній перегинів – привершинне чи придолинне);
2) форма в плані – прямі, випуклі, ввігнуті, звивисті, зубчасті;
3) форма в профілі – горизонтальні, зростаючі, спадаючі, складні;

4) чіткі у профілі чи поступові;
5) відносні перевищення над дном долини;
6) довжина ліній;
7) витримані за простяганням на заданій висоті чи локальні, змінюють відносні висоти і як часто;
8) чи є границями літологічно відмінних пластів порід, або денудаційних процесів, чи лише морфологічними межами [1].

Безумовно, лінійні елементи є окремими, самодостатніми складовими частинами елементів рельєфу, щодо яких проводять окреме вивчення. Однак лінійні елементи рельєфу також відіграють важливу роль *морфологічних меж*, які розділяють елементарні поверхні рельєфу, відмінних за походженням, віком, літологією, експозицією, крутістю тощо (рис. 12).

Рис. 12. Межа елементарних поверхонь

Наприклад, в околицях с. Касперівці брівка долини р. Тупа є тим лінійним елементом, який розділяє дві елементарні поверхні, що відрізняються:

1) генезисом – структурно-денудаційну поверхню, розвинену на межиріччі Тупи–Серету, і ерозійно-денудаційний схил (борт) долини р. Тупа;

2) літологічним складом порід – структурно-денудаційна поверхня, фіксована покрівлею горизонту стійких до денудації крейдових (альбських) пісковиків, і ерозійно-денудаційний схил долини Тупи, в якому відслонюються менш стійкі аргіліти, алевроліти девонського віку;
3) крутістю – дуже пологі схили (5–1°) на межиріччі Тупи–Серету і схили середньої крутизни (35–15°) у лівому борті долини Тупи.

Площинні елементи є головними складовими часинами рельєфу, сумарна площа яких значно перевищує площу точкових і лінійних елементів рельєфу разом узятих. До площинних елементів належать: *вершинні поверхні, схили і днища* (рис. 13).

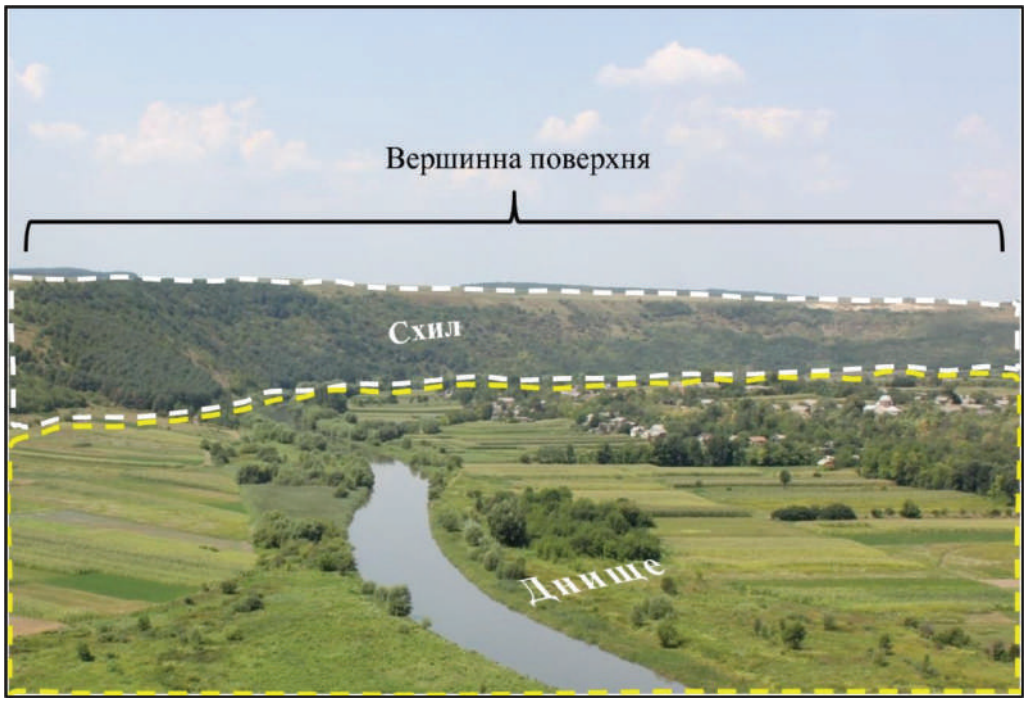

Рис. 13. Площинні елементи: вершинна поверхня, схил і днище

Під час аналізу вершинних і днищевих поверхонь зазначають таке:
1) їхні абсолютні відмітки;
2) відносні відмітки (перевищення) вершинних поверхонь над дном долин. Зазначають максимальні, мінімальні та середні перевищення;
3) ширина поверхонь (широкі, середні, вузькі);
4) протяжність;

5) форму в профілі. Серед вершинних розрізняють: гострі, округлі, плосковерхі; а серед днищевих – ввігнуті, плоскі;
6) ухил днища, яке вираховують як різницю максимальної та мінімальної абсолютної позначки до відстані між цими пунктами. Опираючись на визначену цифру описують днище як рівне, похиле чи сильно похиле;
7) їхній мікрорельєф: для вершинних поверхонь – рівні, хвилясті, мікрогорбкуваті, східчасті; для днищ – ускладнені западинами, старицями, валами, дамбами, а також сухі чи заболочені [1].

Морфологічний аналіз схилів зводиться до з'ясування таких його параметрів:

1) висота;
2) крутість;
3) довжина вздовж лінії найбільшого падіння;
4) ширина (протяжність вздовж лінії горизонталей);
5) експозиція;
6) положення в рельєфі;
7) форма в поперечному профілі (в напрямі від вершини до долини);
8) форму в плані;
9) ускладненість схиловими процесами.

За походженням (причини виникнення) схили поділяють на такі.

2.1. Тектонічні – виникають внаслідок деформації висхідної горизонтальної поверхні під час складчастих і розривних деформацій (рис. 14).
2.2. Вулканічні – виникають під час застигання лавових, висихання лахарових (болотних) потоків.
2.3. Екзогенні схили – найбільш розповсюджений тип схилів, утворенню яких, щоправда, висхідний поштовх майже повністю дають новіші тектонічні рухи і новіший вулканізм.
   2.3.1. Флювіальні – схили долин, конусів винесення, прируслових валів тощо (рис. 14).
   2.3.2. Льодовикові – схили карів, трогів, моренних пасом, озів тощо.
   2.3.3. Морські, озерні – схили берегових обривів, бенчі тощо (рис. 14).
   2.3.4. Еолові – схили дюн, барханів, улоговин видування тощо (рис. 14).
   2.3.5. Створені діяльністю підземних вод – схили карстових воронок, понорів тощо.
   2.3.6. Мерзлотні – схили булгуняхів.

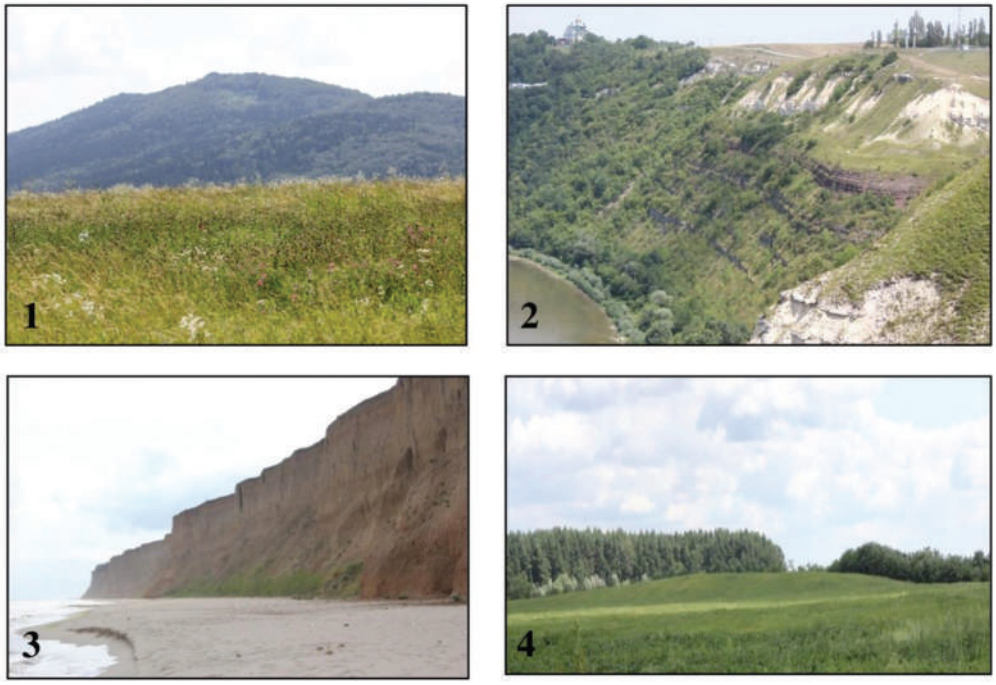

Рис. 14. Різновиди схилів за їхнім походженням:
1 – тектонічні (одна з карпатських вершин, яка розташована в околицях смт. Стара Сіль); *2* – флювіальні (схили долини Дністра в околицях м. Заліщики); *3* – морські (схил берегового обриву в околицях с. Курортне); *4* – еолові (схили дюни в околицях с. Хоросниця)

За морфологічними ознаками (крутістю, довжиною, формою) схили поділяють так.

1.1. За крутістю.
- 1.1.1. Круті схили (≥35°).
- 1.1.2. Середньої крутості (35–15°).
- 1.1.3. Пологі схили (15–5°).
- 1.1.4. Дуже пологі схили (5–1°).
- 1.1.5. Майже горизонтальні поверхні (біля 1–0°).

1.2. За довжиною.
- 1.2.1. Довгі схили (>500 м).
- 1.2.2. Середньої довжини (500–50 м).
- 1.2.3. Короткі схили (<50 м).

1.3. За формою.
1.3.1. Прямі.
1.3.2. Випуклі.
1.3.3. Ввігнуті.
1.3.4. Випукло-ввігнуті (змінюють форму зверху-вниз).

За особливостями руху матеріалу на схилах, що відображається у будові чохла уламків.

3.1. Власне гравітаційні.
3.1.1. Обвальні.
3.1.2. Осипні (каменепади).
3.1.3. Лавинні.
3.2. Схили блокових рухів гірських мас.
3.2.1. Зсувні.
3.2.2. Зсувів-спливів.
3.2.3. Опливів.
3.2.4. Відсідання.
3.3. Схили масового зміщення (сповзання) чохла уламкового матеріалу.
3.3.1. Соліфлюкційні.
3.3.2. Повільної соліфлюкції.
3.3.3. “Тропічної” повільної соліфлюкції.
3.3.4. Конжеліофлюкції.
3.3.5. Дефлюкції.
3.3.6. Десерпції.
3.4. Схили делювіальні.
3.4.1. Змиву твердої речовини дрібними струменями, які змінюють своє розташування.
3.4.2. Змиву твердої речовини по борознам.
3.4.3. Змив розчиненої речовини.

Під час аналізу ***форм рельєфу*** їх доцільно найперше поділити на *додатні* та *від’ємні*. На місцевості такі форми рельєфу здебільшого надзвичайно легко виокремити (див. рис. 15).

На топографічних картах додатні та від’ємні форми рельєфу можна розпізнати за допомогою бергштрихів. Якщо бергштрихи розташовані всередині замкнутих горизонталей, то це свідчить про оконтурення ними від’ємної форми рельєфу (улоговини, блюдця, стариці тощо) (рис. 16).

Рис. 15. Рельєф Передкарпаття (Сливки-Яблоньківська палеодолина (межиріччя Лімниці – Бистриці–Солотвинської))

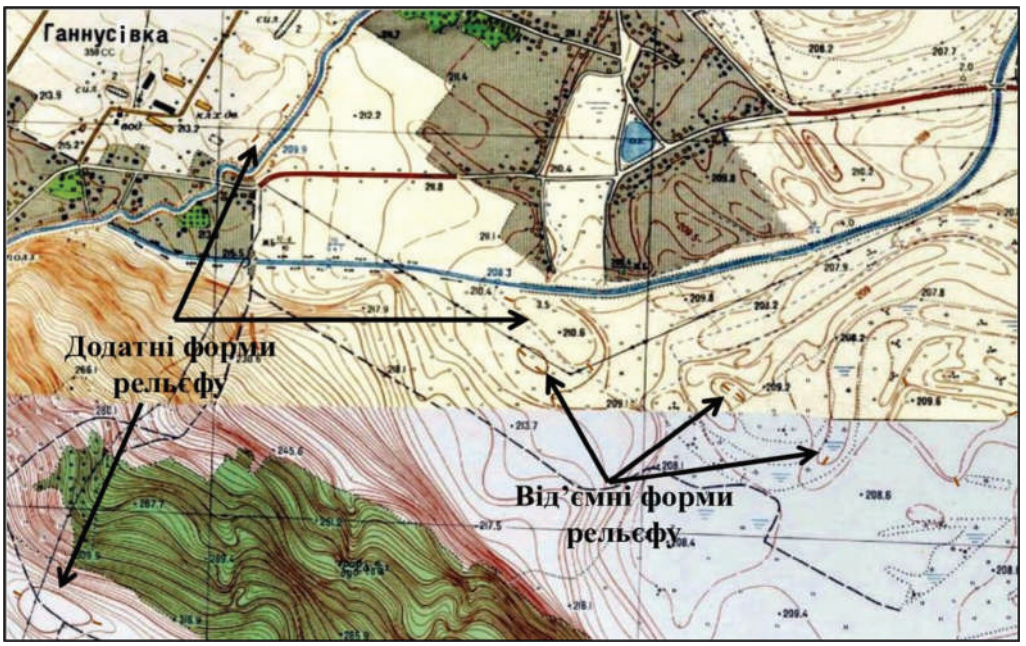

Рис. 16. Фрагмент топографічної карти околиць смт. Єзупіль

В іншому випадку, тобто, коли бергштрихи розташовані ззовні замкнутих горизонталей, це свідчить про існування додатної форми (дюни, бархана, валу тощо).

Форми рельєфу мають свої розміри: довжину, ширину і висоту (або глибину). Співвідношення між довжиною і шириною дає змогу згрупувати та класифікувати форми рельєфу. Зокрема, вирізняють *округлі* (ізометричні) форми, довжина і ширина яких приблизно співмірні, та *видовжені,* довжина яких помітно більша від їхньої ширини. З урахуванням того, чи вони додатні, чи, навпаки, від'ємні, округлі та видовжені форми рельєфу можна поділити на такі чотири різновиди:

1) додатні округлі (пірамідальні дюни, ками);
2) додатні видовжені (ози, вали, гриви);
3) від'ємні округлі (лійки, блюдця);
4) від'ємні видовжені (яри, балки).

Виділяють також *замкнуті* та *незамкнуті* форми рельєфу. Замкнуті форми мають одну вершинну або днищеву точку, які з усіх сторін обмежені схилами, лініями вододілів, брівкою, тиловим швом тощо. Незамкнуті форми не мають з однієї чи двох сторін схилів, як, наприклад, яр або балка.

Інший підхід до класифікації форм рельєфу – це їхній поділ на *прості* та *складні*. До простих зачисляють форми, які складені двома елементами, наприклад, вершиною і схилом, та можуть містити точкові або лінійні елементи. Прості форми представлені головно дрібними нерівностями: карстовою лійкою, блюдцем, вимоїною тощо.

Складні форми скомпоновані з простих або збудовані з багатьох елементів рельєфу. До них можна зарахувати річкову долину, кінцевоморенне пасмо тощо.

Часто морфологічні межі між простими та складними формами рельєфу не є чіткими, розмитими, а тому деякі складні форми можуть бути зачислені до простих. Наприклад, схил каму, який треба розглядати як просту форму рельєфу, може бути ускладнений ерозійними вимоїнами. У такому випадку схил каму вже розглядають як складну форму, урізноманітнену іншими формами, з притаманними їм власними морфологічними елементами.

Зважаючи на подекуди існуючу розмитість класифікаційних критеріїв, під час опису форм рельєфу доцільно дотримуватись певної послідовності (плану), що спростить виконання завдання з їхньої класифікації та характеристики, а також дасть змогу порівнювати вже існуючі описи форм, які були проведені або різними авторами, або в різний час. Отож рекомендують дотримуватись такого плану:

1) визначити назву форми;
2) зазначити її місцерозташування в рельєфі (у групі простих форм рельєфу і стосовно загального комплексу форм рельєфу);

3) схарактеризувати їхній вигляд у профілі:
   3.1) серед додатних форм виокремлюють: пірамідальні, куполоподібні, конічні, столовоподібні та інші;
   3.2) серед від'ємних видовжених: V-подібні, U-подібні, коритоподібні, ущелиноподібні, каньйоноподібні та інші;
   3.3) серед від'ємних округлих: блюдцеподібні, лійкоподібні, циліндричні та інші;
   3.4) симетрія форми у поперечному профілі;
4) її обриси в плані (прямі, звивисті, правильні (ізометричні), вигнуті (дугоподібні)). Також визначають коефіцієнти видовженості форми, який обчислюється за відношенням довжини до ширини; коефіцієнт звивистості форми – відношення реальної довжини до довжини по прямій; для криволінійних форм визначають радіус кривизни;
5) вираженість форми у рельєфі (чітко чи слабко виражена, змінюваність обрисів за простяганням форми (де і за якими напрямами спостерігаються зміни)), визначають коефіцієнт рельєфності форми, який вираховується за відношенням висоти (глибини) до ширини;
6) щільність (кількість форм на км^2) або густота розташування форм (сума довжин форм рельєфу на площу території, де вони розташовані (км/км^2));
7) співвідношення між формами на певній території;
8) сучасні екзогенні процеси, які розвиваються на формах рельєфу;
9) особливості антропогенного освоєння форм і його наслідки [1].

Пункти шість та сім цього плану покликані розкрити не тільки якісні та кількісні параметри окремо взятої, ізольованої форми рельєфу, які насправді на земній поверхні трапляються надзвичайно рідко, а й певного *комплексу форм рельєфу*. Саме комплекс форм рельєфу, під яким розуміють поєднання форм на деякій території, і є головним об'єктом морфологічних досліджень, адже під рельєфом у його спрощеному трактуванні розуміють сукупність нерівностей земної поверхні. Назву комплексу форм рельєфу визначають на підставі переважаючих у його межах форм, наприклад, пасмово-долинний, горбисто-западинний тощо.

Однак у геоморфології, палеогеографії частіше за комплекс форм рельєфу аналізують *типи рельєфу*, які можуть мати:

1) схожі морфологічні риси;
2) спільне походження (генезис);
3) єдиний вік [1].

Це пов'язано з тим, що під час геоморфологічних, палеогеографічних досліджень, крім морфологічних параметрів рельєфу, також важливо визна-

чити їхній генезис і вік (геоморфологічна тріада). Ці параметри рельєфу найчастіше "зашифровані" саме у типах рельєфу.

На підставі подібності морфологічних рис виділяють такі типи рельєфу:

1) рівнини (плоскі (субгоризонтальні), хвилясті, ступінчасті (терасовані));
2) височини (хвилясті, горбисті, хвилясто-платові, столово-платові тощо);
3) гори (низькі (до 1000 м), середні (до 2000 м), високі (більше 2000 м)).

На підставі спільності походження (генезису) виокремлюють такі генетичні типи рельєфу: флювіальний, льодовиковий, водно-льодовиковий, еоловий, карстовий, вулканічний, озерний та інші.

Враховуючи те, що формування кожного з цих типів рельєфу – чи то флювіального, чи то льодовикового, чи іншого походження, здебільшого відбувається у протиборстві ерозійних та акумулятивних процесів, їх можна поділити на підтипи. Зокрема, флювіальний розділити на рельєф акумулятивного і ерозійного походження, льодовиковий рельєф акумулятивного і екзараційного генезису тощо.

Одначе у природі не часто трапляються генетично "чисті" типи (форми) рельєфу, у формуванні яких брали участь винятково акумулятивні, чи винятково ерозійні процеси. Здебільшого у формуванні рельєфу брали участь кілька процесів, а тому під час характеристики таких форм рельєфу обов'язково розкривають їхній складний генезис, зазначають тип і різновид типу. Наприклад,

1) екзараційно-акумулятивний тип рельєфу – сформувався під час акумуляції пухких нагромаджень у межах форми екзараційного походження;
2) денудаційно-ерозійний рельєф – виник головно завдяки ерозійному розмиву товщі гірських порід, а на схилах ерозійної форми розвиваються денудаційні процеси.

Опираючись на вікові критерії типи рельєфу можна поділити на:

1) одновікові чи різновікові;
2) давній (дочетвертинний) чи сучасний (четвертинний);
3) палеозойський, мезозойський, кайнозойський, або детальніші – девонського, юрського або палеогенового віку.

Можливо визначити й ще детальніші часові рамки виникнення форм рельєфу, що залежить від палеогеоморфологічної вивченості досліджуваної території (табл. 4).

Таблиця 4

Послідовність основних палеогеографічних подій плейстоценового етапу розвитку території Галицького Придністер'я [11]

Стратиграфічні горизонти (Галицьке Придністер'я)	**Палеомагнітна епоха**	**ІКС**	**Палеогеографічні події**
Верхній горизонт верхньоплейстоценових лесів	БРЮНЕС	2	Поглиблення уступу до першої тераси, накопичення лесів
Дубнівський ґрунт		3	Поглиблення уступу, формування ґрунту
Нижній горизонт верхньоплейстоценових лесів		4	Поглиблення уступу до першої тераси, накопичення лесів
Горохівський викопний ґрунтовий комплекс		5	Накопичення алювію другої надзаплавної тераси, формування ґрунту та уступу до першої тераси
Верхній горизонт середньоплейстоценових лесів		6	Накопичення алювію третьої надзаплавної тераси, перекриття лесами, формування уступу до другої надзаплавної тераси
Коршівський викопний ґрунтовий комплекс		7	Накопичення алювію четвертої надзаплавної тераси, формування ґрунтового комплексу, формування уступу до третьої надзаплавної тераси
Нижній горизонт середньоплейстоценових лесів		8	Поглиблення уступу до четвертої надзаплавної тераси, накопичення лесів
Луцький викопний ґрунт		9	Поглиблення уступу до четвертої надзаплавної тераси, формування ґрунту
Верхній горизонт нижньоплейстоценових лесів		10	Поглиблення уступу до четвертої надзаплавної тераси, накопичення лесів
Сокальський викопний ґрунт		11	Розчленування п'ятої надзаплавної тераси, початок формування уступу до четвертої надзаплавної тераси, ґрунтового комплексу
Нижній горизонт нижньоплейстоценових лесів		12	Накопичення "холодного" алювію п'ятої надзаплавної тераси, інтенсивний розвиток соліфлюкційних процесів на схилах долини
Леси (глейовий) горизонт			
Викопний ґрунтовий комплекс типу солотвино		13 14 15	Завершення процесу вироблення уступу до п'ятої надзаплавної тераси, накопичення "нормального" теплого алювію цієї тераси

2.2. Морфометричний аналіз рельєфу

Морфометричний аналіз рельєфу полягає у визначенні його кількісних параметрів, які надають точні та об'єктивні відомості про рельєф. Головні морфометричні параметри рельєфу: порядок річкових долин, густота і глибина розчленування, крутість земної поверхні, базисні і вершинні поверхні та інші. Найчастіше визначають показники густоти, глибини розчленування і крутості земної поверхні, які важливі з погляду виявлення особливостей геоморфологічної будови досліджуваної території, її ураженості ерозійними формами та процесами, розробки протиерозійних заходів тощо. Тобто, тих показників, які найбільш затребувані під час вирішення низки наукових і прикладних завдань.

Морфометричні показники рельєфу можна визначити, опрацьовуючи з дотриманням певних методичних вимог паперові топографічні карти та застосовуючи відповідне програмне забезпечення ArcGis [7; 9]. Наприклад, серію морфометричних карт території Кременецьких гір побудовано за допомогою модуля ArcGIS 3D Analyst (програмний пакет ESRI ArcGIS Desktop) [2]. Карту густоти горизонтального розчленування рельєфу – за допомогою функції "Line Density" (густота лінійних об'єктів) модуля Spatial Analyst панелі інструментів "ArcToolbox"; карту глибини вертикального розчленування рельєфу – за допомогою функції "Focal Statistics" (фокусна статистика) модуля Spatial Analyst панелі інструментів "ArcToolbox"; карту крутості земної поверхні – за допомогою функції "Slope" панелі інструментів "Spatial Analyst" та карту експозиції земної поверхні – за допомогою функції "Aspect" панелі інструментів "Spatial Analyst" [2; 7]. Але не залежно від способу визначення морфометричних показників рельєфу: із застосуванням відповідного програмного забезпечення ArcGis, чи без нього, спільними для них є висхідні матеріали – топографічні карти. Здебільшого використовують карти масштабів 1 : 10 000, 1 : 25 000 і 1 : 50 000. Можна також використовувати карти інших масштабів – крупніших, або, навпаки, дрібніших, що зумовлено розмірами досліджуваної території, поставленими завданнями та іншими чинниками.

Однією з найпростіших для побудови є карта *порядку річкових долин,* який визначають з урахуванням таких критеріїв:

1) потік першого порядку – це долина, в яку не впадає жодна інша долина. Їхня ідентифікація, як і долин другого та, іноді, навіть, третього-четвертого порядків, найперше залежить від масштабу карти, з якою працюють під час визначення порядку річкових долин. Звичайно, що найоб'єктивніші дані можна отримати під час опрацювання карт масштабу 1 : 10 000 і крупніше. У рівнинних

областях долинами першого порядку прийнято вважати ерозійні вимоїни й улоговини стоку [9];

2) у випадку злиття долин першого порядку утворюється долина другого порядку (рис. 17). До долин другого порядку прийнято зачисляти яри та балки. Під час впадіння долини першого порядку в долину другого порядку її (долини другого порядку) порядковий номер не змінюється;
3) у випадку злиття долин другого порядку утворюється долина третього порядку. В умовах помірного клімату до долин третього порядку зачисляють такі, що дренуються постійними водотоками. Отож, долини нижчі від третього порядку дренуються тимчасовими потоками, які виникають після випадання дощів, танення снігового покриву;
4) у випадку злиття долин третього порядку утворюється долина четвертого порядку, під час злиття долин четвертого – виникають долини п'ятого порядку і т. д.

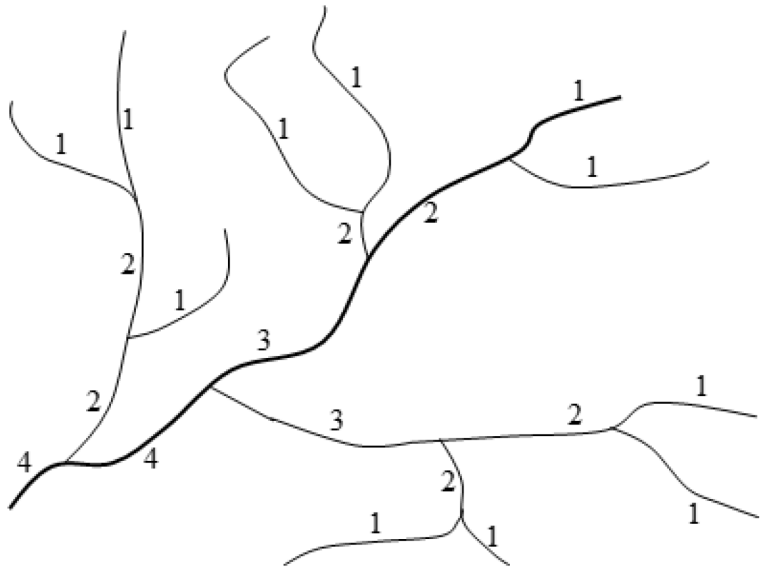

Рис. 17. Схема порядків долин

Густота (інтенсивність) горизонтального розчленування рельєфу визначена характером розвитку ерозійної мережі і щільністю розташування додатних та від'ємних форм рельєфу [9].

Розроблено різні способи визначень густоти розчленування рельєфу, які враховують відмінні морфометричні параметри: за щільністю розташування замкнутих морфологічних елементів рельєфу (западин, вершин тощо); за щільністю лінійних елементів (тальвегів, вододілів); за віддаленістю вододілів від тальвегів найближчих ерозійних форм. Найчастіше визначення густоти розчленування визначають двома способами: за картами довжини тальвегів ерозійних форм на одиницю площі або картами віддаленості вершин вододілів від найближчих тальвегів. В обох випадках для визначення густоти розчленування суму довжин лінійних елементів рельєфу (якщо їх покладено в основу розрахунку густоти розчленування) або щільність замкнутих форм (другий спосіб) ділять на одиницю площі (рис. 18).

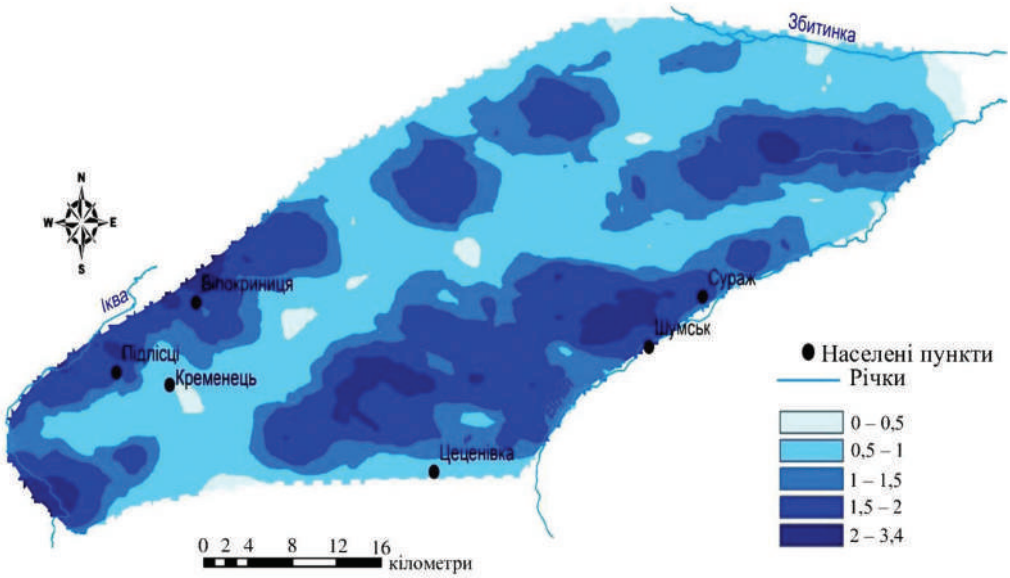

Рис. 18. Карта горизонтального розчленування рельєфу Кременецьких гір (км/км^2) [2]

У переважній більшості за одиницю площі приймають квадрати кілометрової сітки топографічних карт. Це зручно, оскільки їхня площа відома – 1 км^2. За одиницю вимірювань можна також приймати площі басейнів рік певного порядку: першого, другого або вищих [9]. Позаяк форми басейнів довільні, то це суттєво ускладнює процес обчислення густоти розчленування та навіть може призвести до похибок у визначенні показників густоти розчленування. Разом з тим такий підхід забезпечує можливість отримати більш природні контури виділених ареалів.

Під час складання карти довжини ерозійної мережі на одиницю площі використовують великомасштабні карти, які:

1) ділять на рівновеликі квадрати (площею 1 км^2);
2) у межах квадратів ідентифікують всі тальвеги ерозійних форм.

Показник горизонтального розчленування обчислюють за формулою

$$K = \frac{L}{P},$$

де L – довжина ерозійної мережі; P – площа квадрата [9].

Розрахувати показник густоти розчленування можна іншим способом – підрахувати віддаленість вододілів від найближчих тальвегів. За результатами цих розрахунків складають карти віддаленості вершин вододілів від найближчих тальвегів. Такі карти складають на топографічній основі великого масштабу, на яких відображають існуючу мережу вододілів і тальвегів. Так оконтурюють мережу елементарних водозборів (басейнів), розміри яких відображають густоту розчленування. Наступний крок – у кожному басейні проводять лінії падіння схилів, на яких відкладають відрізки, довжина яких визначена масштабом карти і типом рельєфу. Рівновіддалені від тальвегів точки з'єднують кривими, які є ізолініями віддаленості від найближчих тальвегів [9]. Аналогічно складають карти довжин ліній стоку, але віддаленість вимірюють від вододілів до тальвегів [9].

Глибина розчленування, або різниця між відмітками вершин додатних і відмітками дна від'ємних форм рельєфу, розраховується на підставі опрацювання карт великих масштабів. Різницю відміток вираховують вздовж лінії найбільшого падіння схилу, проведеної від точки, розташованої на вододілі до точки, розташованої на тальвегу (базисі ерозії) [9].

Для розрахунку глибини розчленування на карті позначають лінії тальвегів і вододілів, які розділяють досліджувану територію на окремі водозбори (басейни). Від точок замикання кожної горизонталі по тальвегу до перетину з вододілом проводять лінії найбільшого падіння схилів, на яких позначають точки перетину з горизонталями та вираховують їхні відносні відмітки [9]. Точки з однаковими відносними відмітками сполучають ізолініями перевищень (рис. 19).

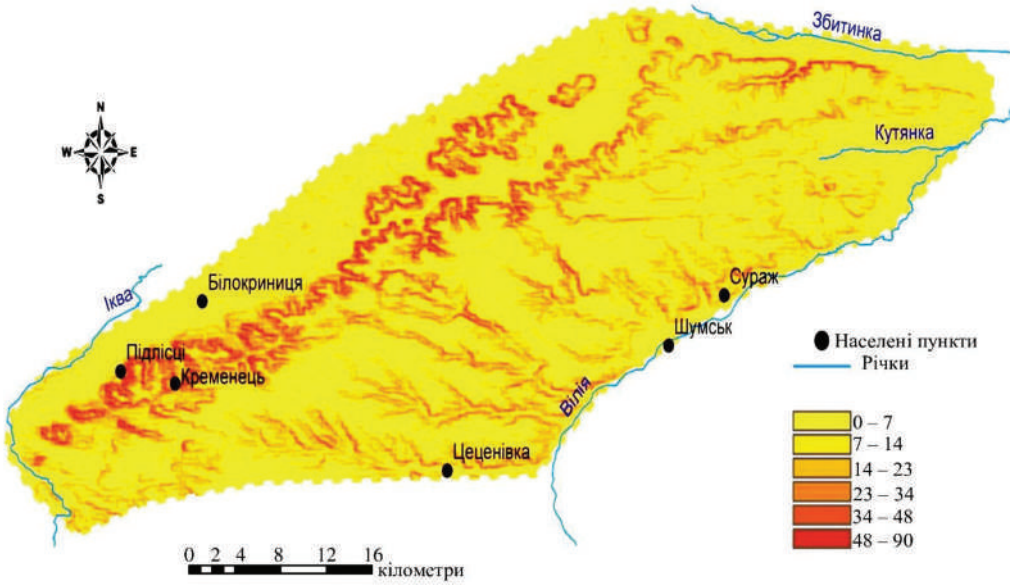

Рис. 19. Карта вертикального розчленування рельєфу Кременецьких гір (м/км^2) [2]

Показниками *крутості земної поверхні* можуть бути кут нахилу (α) або ухил (i), який дорівнює tg α [9].

Важливою передумовою, яку обов'язково враховують ще перед побудовою карт крутості земної поверхні, є вибір градації крутості схилів. Я. Кравчук вважає, що під час вивчення характеру розвитку поширення схилових процесів у Карпатах та Передкарпатті, доцільно дотримуватись такої градації схилів: менше 1° – рівні, 1–3 – похилі, 3–5 – слабко спадисті, 5–8 – спадисті, 8–12 – сильно спадисті, 12–17 – круті, 17–25 – дуже круті, 25–35 – надзвичайно круті, 35–60 – урвисті, понад 60° – прямовисні [9]. Можна використовувати й іншу градацію схилів: 0–0,5° – субгоризонтальні поверхні; 0,5–1 – дуже слабко нахилені; 1–2 – слабко нахилені; 2–4 – похилі; 4–6 – похило спадисті; 6–8 – спадисті; 8–10 – круто спадисті; 10–15 – помірно круті; 15–23° – круті (рис. 20) [2].

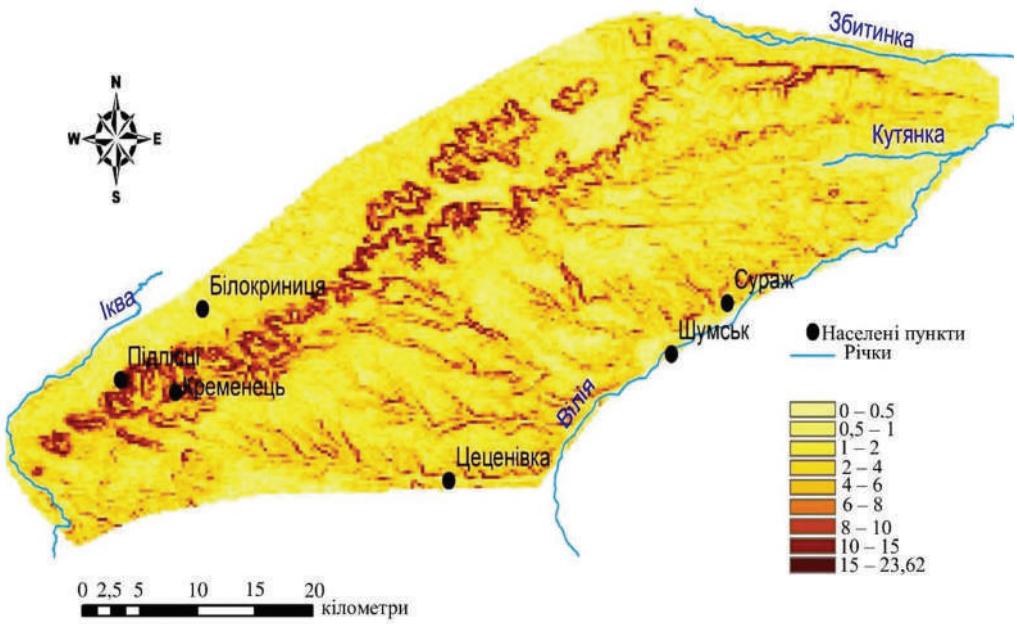

Рис. 20. Карта крутості схилів Кременецьких гір (в градусах) [2]

Визначення показників крутості земної поверхні площинних елементів проводять на топографічних картах за сіткою рівновеликих квадратів, використовуючи такі формули:

$$tg\ \alpha = \frac{h\Sigma L}{P},$$

де α – середній кут нахилу земної поверхні; h – висота перетину рельєфу горизонталями; ΣL – сума довжин горизонталей на площі квадрата P.

$$tg\ \alpha = \frac{NS}{L}.$$

Тут S – висота перетину рельєфу горизонталями; N – кількість перетинів орографічних ліній горизонталями; L – довжина усіх орографічних ліній у квадраті [9].

Визначити показники крутості земної поверхні також можна простішими способами, які застосовують навіть у польових умовах, – це за допомогою шкали закладень горизонталей на топографічній карті і вимірювача, а також за допомогою екліметра. Однак таким способом зручно визначати показники крутості вздовж вузької смуги місцевості.

Іншим морфометричним показником рельєфу є *базисна поверхня* – це складна поверхня, що проходить через тальвеги долин [9]. Побудову карт базисних поверхонь починають із зазначення на топографічних картах тальвегів усіх різнопорядкових долин і зазначення абсолютних відміток урізів води в руслах рік або дна сухих долин (наприклад, балок). Точки з однаковими абсолютними відмітками урізів води в руслах рік або у дні сухих долин з'єднують плавними лініями – ізобазитами, які не можна проводити нижче одновисотних горизонталей або перетинати їх, вони можуть торкатись горизонталей у точках, де вони стикаються з тальвегами долин [9].

Опираючись на карти базисних поверхонь, також будують *карти залишкового рельєфу.* Залишковими називають додатні форми рельєфу, які розташовані вище базисної поверхні певного порядку. Отже, карти залишкового рельєфу оконтурюють форми рельєфу (об'єм гірських порід), які в майбутньому можуть бути винесені ерозійними, денудаційними процесами.

Поруч зі складною поверхнею, яка проходить через тальвеги долин (базисна поверхня), на топокартах також виокремлюють складні поверхні, які проходять через вододіли – це *вершинні поверхні* [9]. Для побудови карт вершинних поверхонь найперше відтворюють усі різнопорядкові вододільні лінії. На вододілах позначають точки перетину їх з горизонталями, позначають їхню висоту. Через одновисотні точки верхнього базису денудації проводять плавні ізолінії – ізогіпсобазити.

Питання для самоконтролю

1. На які складові частини поділяють рельєф під час його морфологічного аналізу?
2. На які складові частини розбивають елементи рельєфу під час їхнього морфологічного аналізу?
3. Якими помітними орографічними об'єктами представлені точкові елементи рельєфу в плані?
4. Якими помітними орографічними об'єктами представлені точкові елементи рельєфу в профілі?
5. Якими способами можна визначити розташування точкових елементів рельєфу (провести їхню географічну прив'язку)?
6. Як визначають абсолютну висоту точкового елемента рельєфу?
7. Як визначають відносну висоту (перевищення) точкового елемента рельєфу?
8. Чим представлені лінійні елементи рельєфу?
9. Що зазначають під час морфологічного аналізу лінійних елементів рельєфу?
10. Що зачисляють до площинних елементів рельєфу?

11. Що зазначають під час аналізу вершинних і днищевих поверхонь?
12. Які параметри схилів визначають під час їхнього морфологічного аналізу?
13 На які різновиди поділяють схили, враховуючи їхнє походження (причини, які спричинили їхнє виникнення)?
14. Як поділяють схили за їхніми морфологічними (крутістю, довжиною, формою) ознаками?
15. Як поділяють схили за особливостями руху матеріалу?
16. На підставі яких індикаторів виокремлюють додатні та від'ємні форми рельєфу на топографічних картах?
17. Які форми рельєфу виокремлюють на підставі співвідношення між їхньою довжиною і шириною?
18. Якого плану рекомендується дотримуватись під час опису форм рельєфу? Відтворити його.
19. Які схожі риси можуть мати типи рельєфу?
20. Які типи рельєфу виділяють на підставі подібності їхніх морфологічних рис?
21. Які типи рельєфу виділяють на підставі спільності їхнього походження (генезису)?
22. Як можна поділити типи рельєф, опираючись на їхні вікові критерії?
23. У чому полягає суть морфометричного аналізу рельєфу?
24. Які морфометричні параметри рельєфу прийнято вважати головними?
25. Карти яких масштабів здебільшого використовують під час морфометричного аналізу рельєфу?
26. Які критерії враховують під час побудови карти порядку річкових долин?
27. Чим визначена густота (інтенсивність) горизонтального розчленування рельєфу?
28. Які морфометричні параметри враховують під час визначень густоти розчленування рельєфу?
29. Що визначає різниця між відмітками вершин додатних і відмітками дна від'ємних форм рельєфу?
30. Які параметри використовують як показники крутості земної поверхні?
31. Яку передумову обов'язково враховують ще перед побудовою карт крутості земної поверхні?
32. Відтворити формули, які використовують для визначення показника крутості земної поверхні площинних елементів.
33. Базисна поверхня проходить через тальвеги долин, чи їхні вододіли?
34. Залишковими називають додатні, чи від'ємні форми рельєфу?
35. Залишкові форми рельєфу розташовані вище, чи нижче базисної поверхні певного порядку?
36. Вершинні поверхні проходять через тальвеги долин, чи їхні вододіли?

Розділ 3

ЕТАПИ І ШЛЯХИ ТРАНСПОРТУВАННЯ МАТЕРІАЛУ В КОНТИНЕНТАЛЬНИХ УМОВАХ

В епіцентрі геоморфологічних і палеогеографічних досліджень перебувають головно екзогенні морфодинамічні процеси, розвиток яких відображається у мезо-, мікро- і наноформах рельєфу (морфоскульптурах) і в товщах пухких нагромаджень відповідного генезису. Вони також визначають найдрібніші деталі ландшафтної структури територій, особливості перебігу ґрунтотворних процесів, фізико-механічні властивості ґрунтів тощо. В зв'язку з цим їхній аналіз треба розглянути детальніше.

Екзогенні рельєфотвірні процеси, які класифікують відповідно до ступеня впливу пануючого геоморфологічного процесу і поділяють на флювіальний, гляціальний, еоловий, карстовий та інший, об'єднані спільною для них всіх тричленною структурою прояву:

1) вони руйнують (денудують) земну поверхню;
2) транспортують зруйновані мінеральні маси;
3) акумулюють (нагромаджують) відклади [10].

Тому, крім зовнішнього (морфологічного) прояву, екзогенні рельєфотвірні процеси також проявляються у товщах нагромаджених осадових порід. Ба більше, властивості осадових порід безпосередньо відображаються у морфології рельєфу. Класичним прикладом ілюстрації цього зв'язку є згладжені обриси молодої складчастої споруди Карпат, яка збудована "м'якими", легко піддатливими до дії сил денудації, гірськими породами: пісковиками, алевролітами, аргілітами тощо (див. рис. 21, 22).

До осадових належать породи, які утворилися шляхом випадання хімічних осадів з води, нагромадження уламкового матеріалу, а також залишків рослинних і тваринних організмів у водних басейнах і на суші [6]. Початковий етап міграції речовини відбувається в межах вододільних просторів (див. рис. 23).

Рис. 21. Плавні, згладжені обриси Карпат

Рис. 22. Відслонення пластів пісковиків, алевролітів, які залягають моноклінально (Сколівський кар'єр)

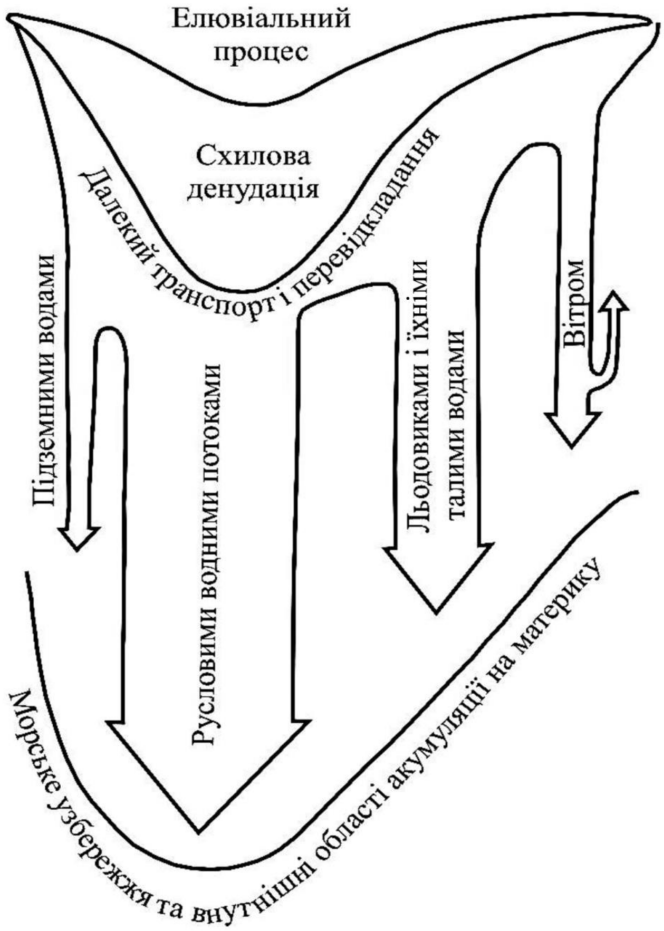

Рис. 23. Схема головних етапів і шляхів перенесення продуктів звітрювання і руйнування гірських порід поверхнею суші [12]

Тут, особливо на великих територіях з досить вирівняним рельєфом і слабким проявом денудації, роль провідного чинника літогенезу *відіграють вивітрювання і зумовлений ним елювіальний процес, що формує топографічно незміщену кору вивітрювання*. Пухкі продукти елювіальної переробки гірських порід, з яких складена кора вивітрювання, утворюють надзвичайно своєрідну групу осадових відкладів, які об'єднані в *елювіальний парагенетичний ряд*, або *ряд кори вивітрювання* (табл. 5).

Таблиця 5

Схема класифікації генетичних типів континентальних осадових порід [12]

Парагенетичний ряд	Парагенетична група і підгрупа		Генетичний тип
I. Елювіальний (ряд кори звітрювання)	А. Група ґрунтів		Ґрунти автохтонні
	Б. Група власне кори звітрювання		Торфовища, елювій
II. Схиловий (колювіальний)	А. Гравітаційна група	а) колювій обвалювання	Обвальні, осипні накопичення
		б) колювій сповзання	Зсувні, соліфлюкційні накопичення
	Б. Делювіальна група (колювій змиву)		Делювій
III. Водний (аквальний)	А. Група відкладів руслових водних потоків (флювіальна)		Алювій, пролювій
	Б. Група озерних відкладів (лімнічна)		Озерні відклади
IV. Підземноводний (субтеральний)	А. Група відкладів печер (субтеральна)		Печерні відклади
	Б. Група відкладів джерел (фонтальна)		Туфи, травертини
V. Льодовиковий (гляціальний)	А. Група власне льодовикових відкладів (гляціальна)		Основні, крайові морени
	Б. Група водно-льодовикова	а) льодовиково-річкова (флювіо-гляціальна)	Внутрішньо-льодовиковий, прильодовиковий (перигляціальний)
		б) льодовиково-озерна (лімно-гляціальна)	Озернольодовикові (лімногляціальні)
VI. Еоловий (вітровий)	А. Група еолових пісків		Еолові піски
	Б. Група еолових лесів		Еолові леси

Елювіальний ряд різко протиставлений решті континентальних відкладів разом узятих, оскільки елювій взагалі не є відкладами. Хоча елювіальний процес охоплює у тому числі й елементи хемогенного осадонагромадження. Тому його пропонують розглядати також як своєрідний різновид акумуляції, як одну з її динамічних форм.

Елювіальні утворення, а там, де їх немає, – продукти безпосереднього руйнування корінних порід є головним джерелом матеріалу, що його розносять далі агенти денудації по поверхні континентів і що дає початок решті континентальних осадових утворень. Для більшої його частини першим етапом перенесення слугує етап схилової денудації, під час якого елювіальний матеріал переміщається від вододільних ділянок до днищ долин. Більша або менша кількість продуктів зносу затримується на нижніх ділянках схилів і біля їхнього підніжжя, утворюючи різноманітні нагро-

мадження, що становлять другий великий підрозділ класифікаційної схеми генетичних типів – *схиловий*, або *колювіальний, парагенетичний ряд* [12].

Серед схилових нагромаджень є кілька суттєво відмінних генетичних типів. Кожен з них формується на притаманній тільки йому ділянці денудаційного схилу, де рушійні чинники транспортування матеріалу часом принципово різні за фізичною природою. Залежно від особливостей рельєфу, клімату та геологічної будови місцевості це:

1) або винятково гравітаційне обвалення й осипання уламків гірських порід під впливом власної ваги;
2) або обвальне ковзання блоків порід схилу по поверхнях зриву;
3) або повільне переміщення поверхневих шарів ґрунту, перезволожених до пластичного або плинного стану;
4) або змив підготовленого звітрюванням покриву дощовою або талою сніговою водою, що стікає зі схилу.

Панування одного з цих основних процесів – скочування, осипання, сповзання, соліфлюкції і змиву, – призводить до специфічного результату, який виявляється, з одного боку, у зміні морфології схилу, а з іншого, – у нагромадженні своєрідних товщ відкладів, які суттєво відрізняються один від одного і за динамікою нагромадження, і за складом, і за будовою, і за умовами залягання [12].

Отож у складі схилового ряду виділяють п’ять головних генетичних типів нагромаджень, які відповідають п’ятьом якісно відмінним формам схилової денудації:

1) обвальні накопичення (дерупцій);
2) осипні накопичення (десперсій);
3) обвальні накопичення (деляпсій);
4) соліфлюкційні накопичення (дефлюксій або соліфлюксій);
5) делювій [12].

З них перші чотири типи за динамікою нагромадження відкладів чітко протиставлені делювію. Головним чинником у цьому випадку є сила тяжіння, точніше вага гірських порід, що формують схил, і продуктів їхнього руйнування. Делювіальна група охоплює один єдиний генетичний тип – делювій, що утворюється внаслідок змивання зі схилу.

Гравітаційна група також досить неоднорідна з погляду рушійних чинників осадонагромадження. Суто гравітаційними за походженням є тільки перші два генетичні типи – обвальні й осипні нагромадження, що складаються з уламків гірських порід, які покотилися зі схилу.

Головна маса продуктів вивітрювання і руйнування гірських порід, пройшовши етап схилової денудації або оминувши її, зазнає подальшого перенесення і перевідкладення. Залежно від фізико-географічної обстановки, головними рушійними чинниками в цьому разі можуть бути або

руслові водні потоки (річки, струмки), або льодовики та їхні талі води, або вітер. Тому в природі функціонують три головні типи міграції речовини по поверхні суші – водний, льодовиковий та еоловий [12]. Кожний з цих типів перенесення супроводжується специфічними типами морфогенезу, якісно своєрідними динамічними формами акумуляції, а отже, й утворенням притаманних тільки їм особливих генетичних типів відкладів.

Найпоширенішими є осади *водного парагенетичного ряду*. Його основу становить *парагенетична група руслових водних потоків*, або *флювіальна група*. Руслові водні потоки, постійні, тимчасові річки і струмки є головними транспортними артеріями суші, уздовж яких переміщується переважна частина продуктів руйнування гірських порід. З їхньою роботою пов'язане також поглиблення розчленованості поверхні континенту мережею ерозійних долин. Отже, загальна характеристика діяльності водних потоків така:

1) ерозія та її морфогенетичні наслідки;
2) паралельне з ерозією відкладання потоками частини матеріалу, який вони переносять на рівні днищ долин, вироблених ними ж, а в межах широких депресій – на рівні поверхонь ними ж накопичених відкладів [12].

Для всіх відкладів, що утворюються так, характерні загальні особливості динаміки осадонагромадження, загальні закономірності фаціальної диференціації, що дає підстави об'єднати їх у єдиний великий генетичний тип – *алювій*. Алювій – це, ймовірно, найскладніший за будовою і фаціальною неоднорідністю генетичний тип континентальних відкладів і найбагатший на географічні варіанти, притаманні різним орографічним і кліматичним зонам суші [18].

Винятком є відклади, що формують пригирлові конуси винесення ерозійних долин у підніжжі гірських хребтів аридних областей суші, що часто зливаються в широкі передгірські шлейфи. Хоча вони також є наслідком акумулювальної діяльності руслових водних потоків, однак морфогенетичний ефект їхнього нагромадження дуже специфічний. Своєрідність і закономірності їхнього формування та будови багато в чому не схожі на ті, які властиві звичайному алювію, а тому їх треба об'єднати в особливий генетичний тип – *пролювій* [12].

Пролювіальні відклади в аридних зонах суші відіграють роль завершальної стадії перенесення продуктів вивітрювання і руйнування гірських порід.

Іншим типом кінцевих приймачів уламкового матеріалу є озера. Озерні відклади різко відрізняються за динамікою нагромадження, властивостями середовища осадонагромадження від алювію та від пролювію. Це дає підстави виділити їх не тільки в особливий генетичний тип, а й в особливу парагенетичну групу водного ряду – *лімнічну*, або *групу озерних відкладів* [12].

Своєрідною формою руйнування гірських порід і міграції продуктів вивітрювання є перенесення їх підземними водами, які відіграють значну роль у хімічній денудації суші [12]. Особливою формою гліптогенезу, що пов'язана з діяльністю підземних вод, можна вважати карстовий процес. І лише ті відклади, які виникають у карстових порожнинах і печерах, треба виділяти в особливий *підземноводний*, або *субтеральний*, *парагенетичний ряд* континентальних осадових утворень, головним компонентом якого є печерні відклади.

Одним з найважливіших підрозділів класифікаційної схеми є *льодовиковий*, або *гляціальний*, *парагенетичний ряд* [12]. У ньому об'єднано відклади, що в історії Землі неодноразово набували значного поширення і займають особливо велику нішу у будові плейстоценових товщ Північної півкулі.

До гляціального ряду зачислено дві великі парагенетичні групи відкладів – *власне льодовикова (гляціальна) і водно-льодовикова (флювіогляціальна)* [12]. Флювіогляціальні та озерно-льодовикові відклади разом з власне льодовиковими утворюють цілісний і нерозривний парагенез, який в геології виділяють як льодовиковий комплекс. Водно-льодовикові відклади на однаковому рівні з льодовиковими утвореннями беруть участь у будові своєрідного геоморфологічного комплексу льодовикових форм рельєфу, що відіграє абсолютно особливу роль у морфогенезі суші.

Єдність льодовикового парагенетичного ряду чітко виокремиться тоді, коли цей ряд розглядати з дещо іншого погляду. Винятково льодовикове транспортування може, звичайно, привести до переміщення продуктів руйнування гірських порід з глибин континенту до морського узбережжя. Особливо це характерно для високих широт, де льодовики, що спускаються до самого моря, породжують численні айсберги, які розносять уламковий матеріал далеко у внутрішні частини океанів. Однак, здебільшого, перенесення самим льодом панує лише на перших етапах процесу, з якими пов'язане утворення такого своєрідного генетичного типу льодовикових відкладів, як *основні морени*. Та вже в периферійній частині великих материкових зледенінь, а на багатьох гірських льодовиках, навіть починаючи майже з фірнових басейнів, суттєву роль відіграють льодовикові води, які циркулюють у товщі льоду і під його покривом. Ці води, розмиваючи на шляху поверхневі, внутрішні й донні морени, несуть захоплений матеріал до краю льодовика. Це водно-льодовикове транспортування невід'ємне від власне льодовикового і відбувається паралельно з ним.

Серед водно-льодовикових відкладів розрізняють дві парагенетичні групи – *льодовикову*, або *флювіогляціальну*, і *льодовиково-озерну*, або *лімногляціальну* [12]. Флювіогляціальні відклади – це відклади турбулентних потоків талих льодовикових вод. Їх поділяють на два генетичні типи:

внутрішньольодовиковий, або *інтрагляціальний,* і *прильодовиковий*, або *перигляціальний*. Внутрішньольодовиковий тип флювіогляціальних відкладів повністю підпорядкований власне льодовиковим відкладам, утворюючи з ними абсолютно нерозривну єдність. Умови нагромадження цього різновиду відкладів украй своєрідні й різко відрізняються від тих, які характерні для звичайних водних потоків. Такі відклади, рухаючись часто під тиском у тріщинах і каналах усередині товщі льоду або по його ложу, то врізаються в льодовик, утворюючи своєрідні глибокі вимоїни підлідного стоку, що сліпо закінчуються, то нагромаджуються, зумовлюючи розвиток *акумулятивних форм льодовикового рельєфу – ози, ками і камових терас*. Гірше виражені своєрідні риси у флювіогляціальних відкладах прильодовикового типу, що утворюються перед фронтом льоду, – *зандрові конуси чи поля, які виповнюють прильодовикові улоговини стоку*. Вони є продуктом нормальних руслових водних потоків, процеси в яких підпорядковані тим самим законам, що й процеси, які відбуваються у звичайних річках і струмках, а відрізняються лише тим, що живляться талими льодовиковими водами. З огляду на це постає питання: де ж проводити межу між прильодовиковими флювіогляціальними відкладами і власне річковими (алювіальними)? Неправильно вважати флювіогляціальними наноси кожної річки, що живиться з танення льодовиків. Якби протиставляти їх алювію, то відклади річок з різними типами джерел живлення (підземні води тощо) треба було б прийняти за особливі генетичні типи. Суттєвою ознакою річкового алювію слугує його приуроченість до дна долини, розробка якої є лише іншим виявом роботи водного потоку. Тому до флювіогляціальних зачислено тільки відклади таких льодовикових вод, що розтанули всередині самої товщі льоду або по периферії льодовика поза річковими долинами. Ці потоки і вважають придатком льодовика, невіддільним від нього. Та як тільки води потрапляють в оформлену долину, вони стають звичайною річкою, а їхні відклади – одним з різновидів звичайного алювію [12].

Аналогічно треба підходити до класифікації озерно-льодовикових (лімногляціальних) відкладів, що відіграють стосовно флювіогляціальних приблизно ту ж роль, що й звичайні озерні відклади стосовно алювію. Їх виділяють не тільки за ознакою живлення озерних водоймищ талими льодовиковими водами, а й за прямим зв'язком озерних знижень з діяльністю льодовика. Це або загатні озера, які підпруджені краєм льодовика й існують лише доти, доки існує сам льодовик, або заповнені талими водами замкнуті западини льодовикового акумулятивного рельєфу. Озерно-льодовикові нагромадження в цих випадках теж є безпосереднім продуктом діяльності льодовика.

Серед *озерно-льодовикових відкладів*, аналогічно до флювіогляціальних, також виділено два генетичні типи – *прильодовиковий* і *внутрішньо-*

льодовиковий [12]. Проте другий тип не є цілком самостійним. До нього зачислено нагромадження озерного типу, що є головно в складі деяких камів і камових терас, проте вони так тісно пов'язані з внутрішньольодовиковими флювіогляціальними відкладами, що представлені швидше їхніми озерними фаціями, ніж незалежними утвореннями.

Значно менш монолітний інший великий парагенетичний ряд континентальних осадових утворень, а саме – *вітровий* або *еоловий*. Роль еолового транспортування в літогенезі суші інша, аніж водного або льодовикового. Якщо вилучити власне пустелі, то ніде більше він не відіграє провідної ролі й продукти вивітрювання гірських порід зрідка виносяться з внутрішніх частин континентів до узбережжя винятково еоловим шляхом. Найчастіше еолове перенесення лише ускладнює інші форми міграції речовини на різних стадіях. Розвіюванню можуть піддаватися і алювіальні, і пролювіальні, і озерні, і льодовикові, і водно-льодовикові відклади. Їхній матеріал, перенесений на деяку відстань вітром, знову може потрапити в сферу діяльності інших агентів денудації, так і не утворивши на шляху самостійних нагромаджень. Це стосується передусім еолового пилу, який нерідко випадає на великій відстані від джерел розвіювання в абсолютно інших кліматичних та орографічних умовах. Процес ускладнений ще й тим, що, на відміну від інших агентів денудації, вітер здатний переносити мінеральні частинки не тільки від вододільних просторів у бік депресій рельєфу, а й у зворотному напрямі, проти нахилу поверхні.

Роль вітру в морфолітогенезі суші порівняно незначна, хоча акумулятивні еолові форми рельєфу (дюни, бархани, пасмові піски) досить поширені, а в пустельних областях відомі й великі дефляційні западини. Проте навіть у тропічних пустелях, де потужність вітрової ерозії виявлена найрізкіше, вітер звичайно відіграє роль чинника, який моделює водно-ерозійні або абразійні форми, які виникли раніше, не перетворюючи їх настільки, щоб стерти повністю ознаки первинного походження.

Еолові відклади розділяють на дві парагенетичні групи – *еолових пісків*, або *перфляційну* (*група перевіяних відкладів*), і *еолових лесів*, або *суперфляційну* (*група навіяних відкладів*) [12]. Вони найчастіше просторово більш-менш різко роз'єднані й поєднувані в природі з генетично абсолютно іншими утвореннями. Це дає підстави виокремити еоловий ряд як групу здебільшого пов'язану єдністю головного чинника осадонагромадження, а не ознаками природного поєднання тих, які входять у склад відкладів, що зазвичай ставиться на перший план під час характеристики інших генетичних рядів.

Зазначимо, що тут розглянуті лише "чисті" генетичні типи, які в природі трапляються не так часто. Значно частіше трапляються відклади змішаного походження – делювіально-алювіальні, делювіально-еолові, пролю-

віально-озерні тощо, які є проміжними не тільки між сусідніми генетичними типами того ж самого парагенетичного ряду, а й між віддаленими один від одного утвореннями.

Питання для самоконтролю

1. Яка спільна тричленна структура прояву об'єднує екзогенні рельєфотвірні процеси?
2. Які процеси відіграють роль провідного чинника літогенезу на територіях з вирівняним рельєфом і слабким проявом денудації?
3. Які утворення є головним джерелом матеріалу, що його розносять далі агенти денудації по поверхні континентів?
4. Який з етапів перенесення матеріалу по поверхні континентів є першим для більшої його частини?
5. Скільки головних генетичних типів нагромаджень виділяють у складі схилового ряду? Перелічити їх.
6. Для яких головних генетичних типів нагромаджень провідним чинником переміщення уламків є сила тяжіння (вага гірських порід)?
7. Які генетичні типи відкладів за походженням суто гравітаційні?
8. Розкрити загальну характеристику діяльності водних потоків.
9. Які дві парагенетичні групи розрізняють серед водних (аквальних) відкладів?
10. На які генетичні типи поділяють флювіоглаціальні відклади?
11. Перелічити три головні типи міграції речовини по поверхні суші.
12. Які дві парагенетичні групи розрізняють серед підземноводних (субтеральних) відкладів?
13. Який генетичний тип відкладів утворюється внаслідок змивання уламків зі схилу?
14. Які дві великі парагенетичні групи відкладів зачислено до гляціального ряду?
15. Як фізико-географічна обстановка визначає головний рушійний чинник далекого транспорту матеріалу?
16. Які дві парагенетичні групи розрізняють серед водно-льодовикових відкладів?
17. Формування озів, камів і камових терас підпорядковане внутрішньо-, чи прильодовиковому типу осадонагромадження?
18. На які парагенетичні групи розділяють еолові відклади?
19. Формування яких акумулятивних форм рельєфу підпорядковане прильодовиковому типу осадонагромадження?
20. Які генетичні типи виділено серед озерно-льодовикових відкладів?

Розділ 4

МЕТОДИ ЛІТОЛОГІЧНИХ ДОСЛІДЖЕНЬ

4.1. Форми й умови залягання відкладів

Всебічне вивчення товщ осадових гірських порід є неодмінною складовою геоморфологічних, палеогеографічних досліджень. Це зумовлено тим, що:

1) властивості осадових гірських порід безпосередньо відображаються у морфології рельєфу;
2) інформація про генезис і вік рельєфу зашифровані не тільки у його зовнішніх морфолого-морфометричних параметрах, а також у товщах осадових гірських порід, якими збудовані акумулятивні форми рельєфу.

Вивченням осадових порід, їхнім поєднанням, а також приурочених до них корисних копалин як закономірно взаємопов'язаних геологічних утворень займається ***літологія*** [17]. Отож літологічні дослідження осадових порід полягають у *вивченні ознак відкладів, що відображають певні компоненти географічного середовища*. До ознак осадових порід належать:

1) форма та умови залягання відкладів;
2) текстура товщі відкладів;
3) загальні властивості відкладів (колір, склад, наявність органічних решток тощо);
4) гранулометрія відкладів;
5) морфологія, петрографія (комплексний аналіз уламків);
6) мінералогічний склад (середньо-, дрібноуламкових фракцій відкладів);
7) фізико-механічні властивості відкладів;
8) інші аналізи, застосування яких визначене особливостями досліджуваних товщ.

Під час проведення літологічних досліджень осадових порід дотримуються певного порядку (послідовності) (рис. 24).

Рис. 24. Порядок проведення комплексних літологічних досліджень відкладів [12]

Найперше вивчають особливості будови товщі нагромаджень, які найповніше зафіксовані у *внутрішніх текстурах* осадових порід. Під *внутрішньою текстурою осадових порід розуміють сукупність ознак будови гірських порід, зумовлених орієнтуванням, відносним розташуванням складових частин осадової породи*.

Внутрішня текстура виражається головно через зміни таких ознак осадових порід:

1) речовинного складу породи в окремих прошарках;
2) гранулометричного складу відкладів;
3) пошаровій зміні забарвлення (смугастість);
4) пошаровому розташуванні включень;
5) взаємопаралельному розташуванні сплющених частинок та деякі інші зміни.

Внутрішні текстури відкладів залежно від *часу* та *умов* їхнього формування поділяються на такі типи і підтипи (табл. 6).

Таблиця 6

Класифікація текстур [17]

Первинні текстури	*Текстури осадонагромадження*	Напластування
		Шаруватість
		Прямолінійна окремість
		Похила шаруватість
		Діагональна шаруватість
		Градаційна шаруватість
		Брижі
	Ерозійні текстури	Сліди течій
		Сліди предметів
		Штрихи від ударів
		Сліди ковзання
		Сліди перекачування і перескоків
		Сліди дощових крапель
	Деформаційні текстури	Порушені напластування
		Седиментаційні складки
		Болотні тріщини
	Біогенні текстури	Текстури росту організмів
		Сліди, залишені організмами
		Біотурбаційні текстури
Вторинні (діагенетичні) текстури		Сліди кристалів
		Конкреції
Епігенетичні текстури		Кріогенні текстури
		Тріщини всихання

Первинні текстури формуються внаслідок розвитку процесів осадонагромадження, ерозії і деформації, які часто накладаються один на одного. До текстур осадонагромадження належать, зокрема, *напластування,* які виникають унаслідок різких змін у процесі осадонагромадження або ж перерв у процесах нагромадження відкладів, часто відділених місцевою ерозією (рис. 25).

Рис. 25. Напластування вапняків, пісковиків і пісків (кар'єр в околицях с. Жабинці (Хмельницька обл.))

Найчіткіше особливості будови товщі нагромаджень фіксуються у шаруватості, яка повністю визначається фізико-географічними умовами середовища осадонагромадження, а тому її скрупульозне вивчення має винятково важливе значення під час проведення геоморфологічних, палеогеографічних досліджень.

Шар – це геологічне тіло, що складене більш-менш однорідним матеріалом (наприклад, за кольором, складом, внутрішньою будовою тощо) і відрізняється за якими-небудь ознаками (знову ж таки за кольором, складом, внутрішньою будовою тощо) від суміжних, часто відмежованих більш-менш вираженими площинами, нашаруваннями [17] (рис. 26).

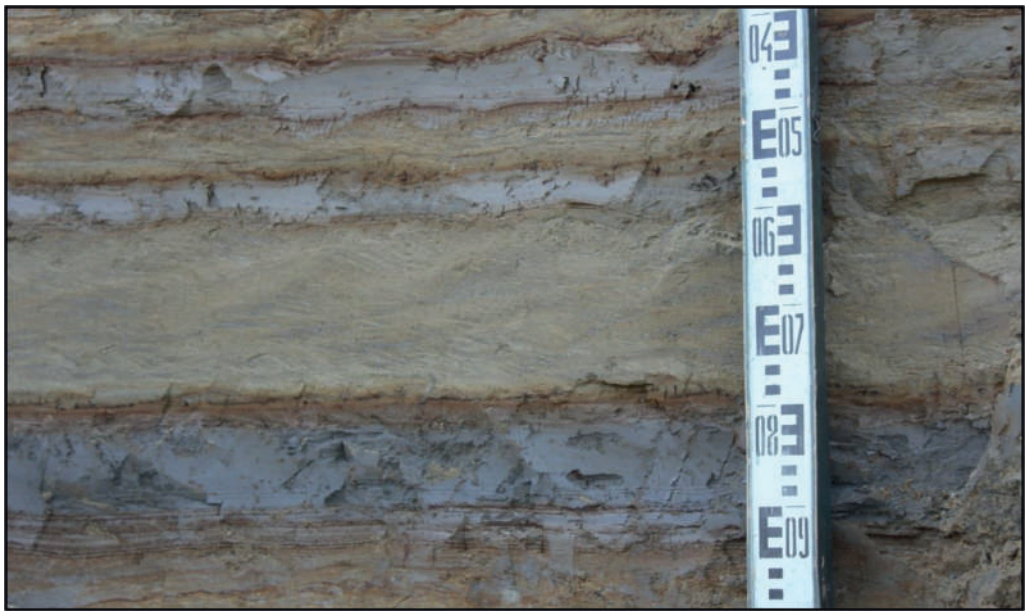

Рис. 26. Шаруватість алювіальних нагромаджень в розрізі Жидачів-дачі

Однак терміном шаруватість позначають два типи явищ:

– перший – шаруватість, яка виражається у зміні шарів, що залягають послідовно та відмінних між собою, більш-менш однорідних усередині, які утворюють текстуру осадових товщ;
– другий – шаруватість усередині самого шару, яка виражається у повторюваності однакових прошарків, які становлять внутрішню текстуру шару (рис. 27).

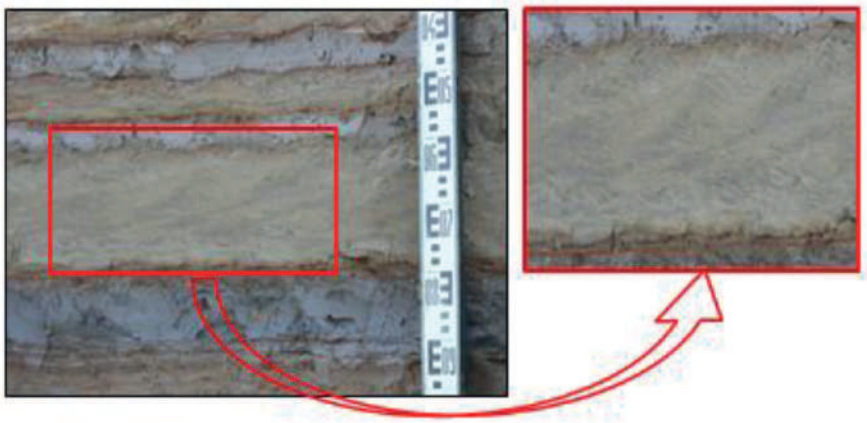

Рис. 27. Текстура осадової товщі (зліва) і внутрішня текстура шару (справа)

Оскільки терміном шаруватість позначають два типи явищ, то потрібно перелічити чіткі критерії, які дають змогу їх розмежувати. Такі критерії подано у таблиці (табл. 7).

Таблиця 7

Відмінності ознак шару і прошарку [12]

Ознаки		Одиниці шаруватості	
		шар	**прошарок**
1. Порівняння суміжних одиниць		Суміжні шари різні	Суміжні прошарки схожі й багаторазово повторюються
Розмір	**2. Потужність**	Зазвичай велика	Невелика (до перших сантиметрів)
	3. Площа (протяжність)	Зазвичай велика	Косої і хвилястої шаруватості – невелика, горизонтальної – різна
	4. Первинний ухил	Немає або малий (не більше декількох градусів)	Може досягати 30–40° і більше для косої, хвилястої шаруватості, у горизонтально-шаруватих прошарках немає
Будова	**5. Внутрішня текстура**	Шар може складатись з прошарків	Прошарок не може складатися з інших одиниць шаруватості – це нижча одиниця шаруватості
	6. Наявність прошарків інших літологічних одиниць породи	Можуть бути прошарки інших порід	Прошарків немає
7. Час формування	**а) абсолютний**	Більш-менш тривалий (кілька років і навіть тисяч років, рідше – один сезон)	Зазвичай нетривалий (як звичайно сезон, іноді – дні, години)
	б) відносний	Одночасове, рідше – різночасове утворення	Завжди одночасове утворення
8. Умови формування		Утворення шарів визначене змінами умов осадонагромадження	Умови седиментації незмінні. Виникнення прошарків визначене незначною пульсацією чинників осадонагромадження
9. Явища		Шаруватість осадових товщ або стратифікація	Шаруватість осадових порід або формування прошарків

Комбінації шарів, прошарків, які утворюють текстуру осадових товщ і внутрішню текстуру шару, надзвичайно різноманітні. Під час їхнього аналізу найперше звертають увагу на такі головні елементи шаруватості (рис. 28).

Під час проведення комплексних літологічних досліджень відкладів також особливо прискіпливо вивчають форми й умови залягання шарів. Головні форми залягання шарів представлені: *виклинюванням, лінзою, валом, шлейфом, перетиском пласта, роздуттям пласта* тощо (рис. 29).

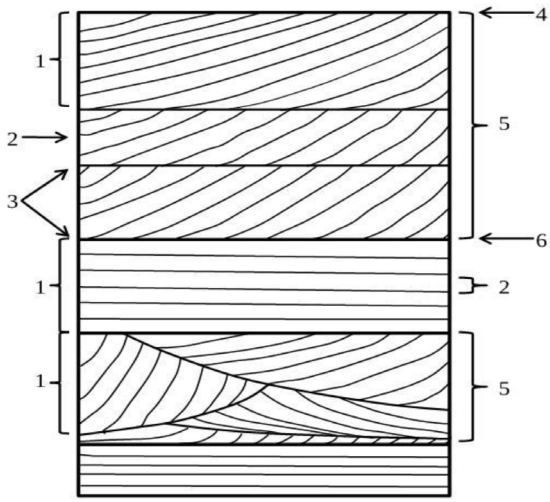

Рис. 28. Схема елементів шаруватості:
1 – серія прошарків; *2* – прошарок; *3* – граничні поверхні серії; *4* – верхня гранична поверхня складної серії; *5* – складна серія; *6* – нижня гранична поверхня складної серії [12]

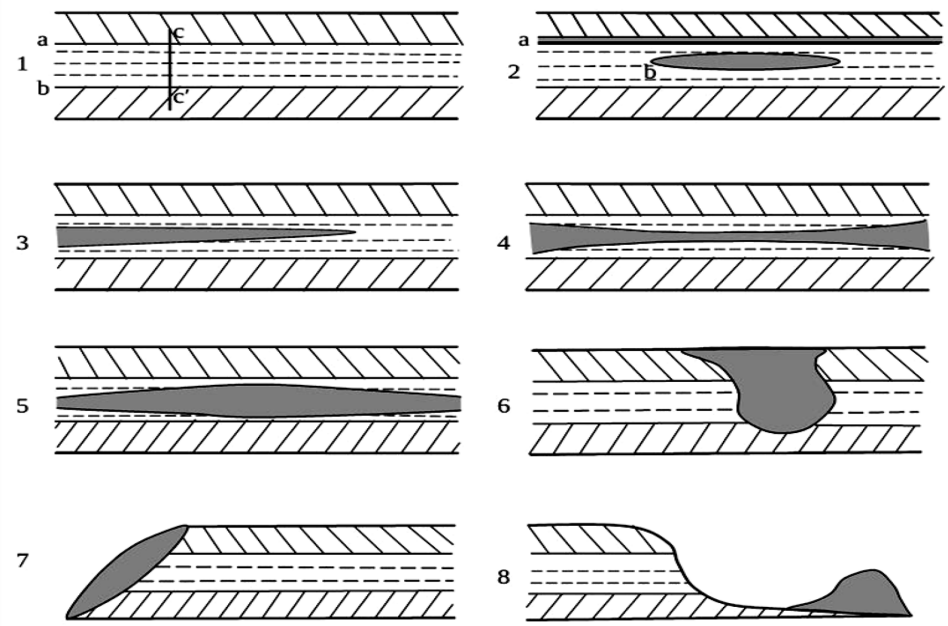

Рис. 29. Головні форми залягання відкладів:
1 – шар; *2* – лінза; *3* – виклинювання; *4* – перетиск пласта; *5* – прошарок (*а*), роздуття шару (*б*); *6* – мішок; *7* – шлейф; *8* – вал; *a* – покрівля шару; *b* – підошва шару; *cc′* – потужність шару [12]

Однією з найінформативніших форм залягання відкладів, яка надає особливо цінну інформацію про фізико-географічні умови часу нагромадження відкладів, є вклинювання. *Виклинювання – це шар, який стає тоншим і поступово зникає з розрізу.* Розрізняють такі головні випадки виклинювання шарів з розрізу (рис. 30).

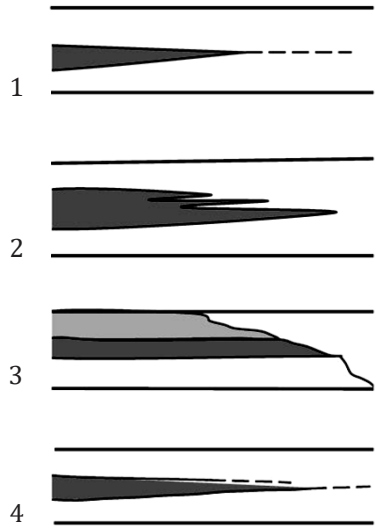

Рис. 30. Головні випадки виклинювання шарів з розрізу:
1 – просте виклинювання; *2* – розщеплення і виклинювання; *3* – зрізання під час розмиву; *4* – зникнення пластових поверхонь [12]

З урахуванням геометричних критеріїв розрізняють два головних морфологічні типи шаруватості: *горизонтальну*, яка характеризується паралельністю прошарків, що її формують, і *косу*, яка утворюється системою прошарків, розташованих нахилено до підошви і покрівлі шару.

Горизонтальна шаруватість розвивається за спокійних умов седиментації і може бути:

- простою (у випадку рівномірного і паралельного розташування прошарків);
- ритмічною (закономірна зміна структурно різнорідних прошарків, які формують ритм, наприклад, гравій – серійною (чітко простежена повторюваність подібних за будовою ритмів, наприклад, гравій – прямолінійною;
- такою, що виположується до підошви;
- такою, що виположується до підошви і покрівлі;
- хвилястою [17].

За розташуванням меж між серіями прошарків розрізняють такі типи косої шаруватості:

– діагональна і периста, у яких межі між серіями приблизно паралельні пластовим поверхням (у діагональної – прошарки падають в один бік, у перистої – в різні);
– перехресна шаруватість формується серіями з межами, які падають в різні боки;
– мульдоподібна – складена синкліноподібними серіями [17].

Вивчення косої шаруватості дає змогу визначати не тільки генезис відкладів, а й встановити домінуючий напрям руху середовища осадонагромадження.

Умови залягання шару відкладів відображають через такі характеристики:

а) *простягання* – це лінія перерізу покрівлі шару з горизонтальною площиною;
б) *азимут простягання* – це розташування лінії покрівлі шару стосовно сторін світу;
в) *падіння* – ухил шару стосовно горизонтальної площини. Падіння має свій кут і азимут. *Кут падіння* – це кут між покрівлею шару і горизонтальною площиною [17] (рис. 31).

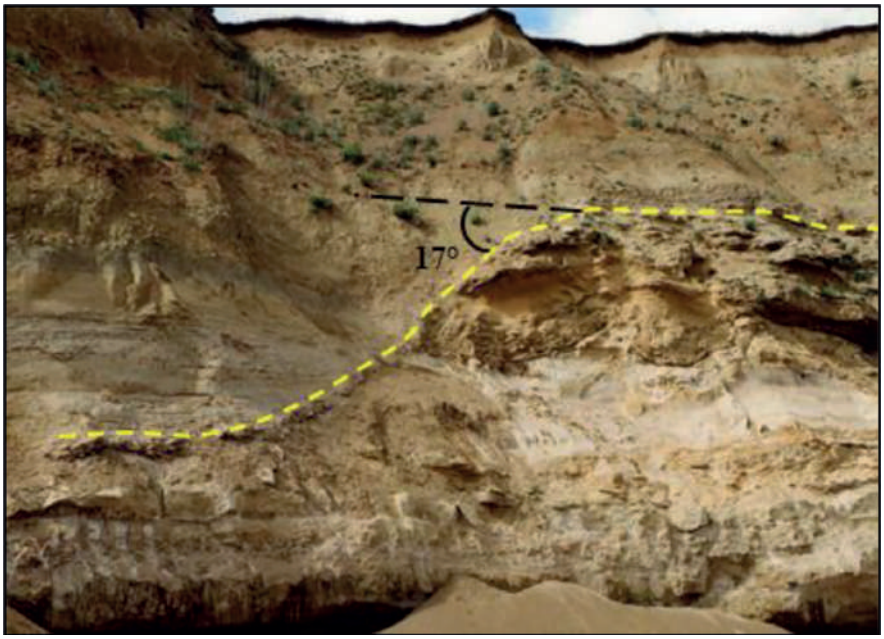

Рис. 31. Заміри кута падіння покрівлі товщі морських нагромаджень (неогенового віку) в розрізі Скала-Подільська

Азимут падіння (напрям падіння) – площина, розташована перпендикулярно до простягання шару.

Для групи ***ерозійних текстур*** найперше розкриті літологічні параметри, умови формування *текстур течій*, які представлені *ерозійними каналами* та *ерозійними розмивами* [17]. Обидві текстури в поперечному перерізі – це западини різної форми, що заповнені відкладами, дещо відмінними літологічно від підстильних.

Для формування ерозійних розмивів потрібні принаймні дві передумови – транспортування уламків способом волочіння по дну з перескоками і порівняно м'який субстрат ложа.

В інший спосіб формуються інші ерозійні текстури, які називаються *слідами дощових крапель.* Вони виникають унаслідок падіння на поверхню пластичного матеріалу (глини, мулу, дрібнозернистих пісків тощо) дощових крапель і мають вигляд дрібних округлих заглиблень, оточених вздовж країв невеликими бортами з нерівними краями.

До первинних текстур також зачисляють ***деформаційні седиментаційні текстури***, які утворюються внаслідок *порушення первинної конфігурації, системи внутрішньої будови прошарків, які розвинулись унаслідок різноманітних геологічних процесів у відкладах перед остаточною їх літифікацією* [17]. До причин змін внутрішньої будови відкладів у прошарку належать:

а) гравітаційні масові переміщення матеріалу;
б) зміни статичного або динамічного навантаження;
в) зміни об'єму відкладів;
г) тертя відкладів прошарку об ложе під час руху матеріалу;
д) діяльність організмів тощо.

Біогенні текстури, які також належать до первинних, представлені *реліктами коріння рослин, слідами пересування хребетних та безхребетних організмів, слідами риючих організмів* тощо. Індивідуальний морфологічний тип сліду викопного організму називається *іхногеном* (рис. 32) [17].

За часом утворення сліди діяльності організмів поділяються на:

– постдепозиційні – утворилися пізніше формування самого пласта відкладів, на якому або в середині якого вони спостерігаються;
– додепозиційні – утворилися перед формуванням пласта. Вони є зліпками форм, які були на дні перед осадженням шару відкладів, тому вони розвинені лише на поверхні пласта. [17].

Ймовірність збереження іхноген незначна, найчастіше вони зберігаються у відкладах пересохлих озер, на дні рік і припливно-відпливних відмілинах.

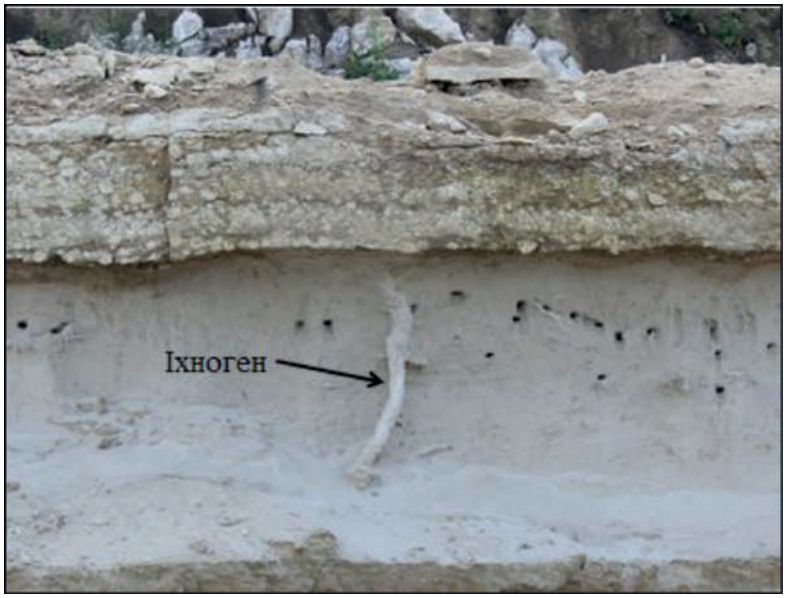

Рис. 32. Розріз Погорілівка (Чернівецька обл.). Індивідуальний морфологічний тип сліду морського викопного організму (краба–?)

Вторинні текстури безпосередньо не залежать від головних процесів осадонагромадження, вони виникають головно у процесі діагенетичних перетворень, тому їх часто ще називають діагенетичними.

Серед вторинних текстур виокремлюють: *конкреції* та *сліди кристалів*. *Конкреції – це ранньодіагенетичні утворення, які залежать головно від геохімічного режиму ґрунтових розчинів (вод) і здатні тривалий час зберігатися у вигляді твердої фази*. Формування конкрецій зумовлене також кліматичною зоною (природною зоною). У зв'язку з цим конкреції можуть бути, наприклад, представлені:

а) окисами заліза і глинозему (в зонах латеритоформування);
б) кальциту, анкериту і доломіту (карбонатної седиментації);
в) гіпсу й опалу (континентальні відклади аридного клімату).

Крім відмінностей у складі, конкреції суттєво відрізняються за формою, зокрема розрізняють такі: *еліпсоподібні, округлі, витягнуті, неправильні з відростами, однорідні або зонарні, з розтрісканою поверхнею або не розтрісканою*.

Загалом дослідження конкрецій зводяться до з'ясування умов формування конкрецій, а отже, і до реконструкції фізико-географічних умов часу розгортання діагенетичних перетворень у конкреціємвіщеній товщі порід.

Епігенетичні текстури *формуються під час перетворень текстур відкладів у процесі діагенезу і пов'язані з переміщенням уламкового матеріалу в товщі напіврідких відкладів залежно від їхньої щільності, розмірів уламків та утворенням у підсумку сортованої шаруватості, яка часто не має нічого спільного з первинною шаруватістю відкладів* [17]. До епігенетичних текстур належать різноманітні типи *кріогенних текстур, тріщин висихання* тощо.

Кріогенні текстури – це сукупність ознак будови багаторічномерзлих порід, зумовлених орієнтуванням, відносним розташуванням і розподіленням включень льоду і мінеральних або органічних агрегатів [17]. Розвиток такого типу текстур відбувається за умов сезонного відтаювання (влітку) до певної глибини багаторічномерзлих порід і наступного їх промерзання (взимку). Процеси періодичного відтаювання і промерзання призводять до формування специфічних, притаманних лише кріолітозоні форм рельєфу і комплексу відкладів. Найпоширеніші серед них такі: *полігонально-жильні структури; плями-медальйони; термокарстові форми; горби здимання; форми, пов'язані з гравітаційними процесами* тощо.

Полігонально-жильні структури розвиваються в процесі морозобійного розтріскування гірських порід під час багаторазових охолоджень і стискувань, прогрівань і розширень товщі гірських порід (рис. 33).

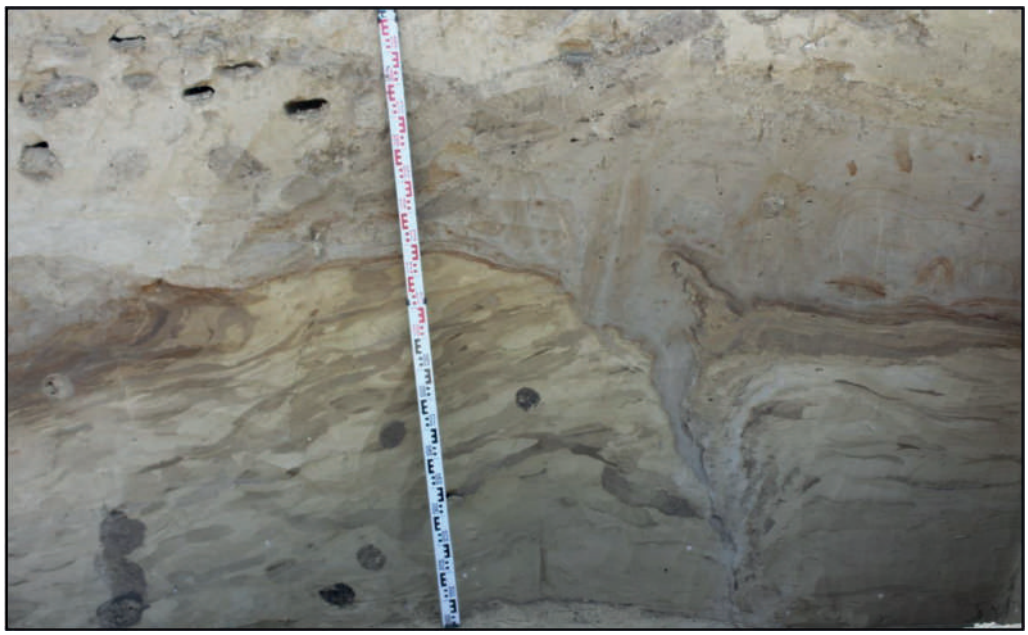

Рис. 33. Полігонально-жильні структури та соліфлюкційні текстури в розрізі лесово-ґрунтової товщі розрізу Чистопади (в околицях м. Залізці (Тернопільська обл.))

Морозобійні тріщини можуть багаторазово виникати на одному й тому ж місці, а гірську породу розбиває система перпендикулярних тріщин. Тріщини, які виникли взимку, влітку, коли діяльний шар відтаює, заповнює вода. Під час чергового переходу від теплих до холодних умов вода замерзає і лід розширює тріщину. Така послідовність подій багаторазово повторюється і льодяний клин збільшується.

Якщо льодяні жили відтаюють, то у вільний простір, окрім води, потрапляє також матеріал діяльного шару. Так формуються *псевдоморфози по полігонально-жильних структурах* [17].

Під час промерзання, яке розпочинається швидше по боках тріщин, у центрі структури виникає надлишковий тиск ще не промерзлого піщано-глинистого субстрату, який може прорвати малопотужну кірку мерзлих порід і розрідженою масою залити певний майданчик. Утворюється пляма, обмежена полігональною сіткою тріщин. Система розрізнених плям формує *плями-медальйони* [17].

Зміни теплового режиму у приповерхневій частині кріолітозони часто зумовлюють протаювання жильного льоду на окремих ділянках території і у підсумку просідання ґрунту та виникнення специфічних форм рельєфу – *термокарстових заглиблень*. Заглиблення мають різний діаметр і глибину, заповнені водою або без води тощо.

У разі зміни теплового режиму, але у бік пониження температур за рахунок льоду зростає об'єм породи у діяльному шарі, що призводить до піднімання поверхні – виникають *горби здимання*.

Під час відтаювання порід діяльного шару і досягнення в'язкопластичної консистенції субстрату, розташованого на певній похилій поверхні, розвивається *соліфлюкція – повільна в'язкопластична течія пухких відкладів, яка відбувається влітку над покрівлею багаторічномерзлих порід* [17]. Процес соліфлюкції залежить від крутості схилів (визначає інтенсивність розвитку процесу), глибини сезонного відтаювання порід, характеру задернованості схилу та складу відкладів. У випадку різної швидкості зміщення породи, що залежить передусім від форми схилу, соліфлюкція проявляється у вигляді терас, язиків, смуг та інших форм.

Тріщини висихання утворюються загалом аналогічно до болотних, однак, на відміну від них, тріщини висихання заповнюють відклади. Це сприяє їхньому збереженню і переходу часто у викопний стан. У викопному стані тріщини висихання зберігаються в чотирьох головних формах:

а) як сліди тріщин на верхній поверхні пересохлого шару;
б) у вигляді злипків на нижній частині перекривного шару, матеріал якого заповнює щілини;
в) у вигляді заглиблених відбитків заповнень щілин на верхній частині підстильного горизонту;

г) у вигляді валиків на верхній поверхні підстильного горизонту, утворених унаслідок засипання частково відшарованих багатокутників [17].

Формування тріщин висихання відбувається як звичайно на поверхні глинистих, суглинистих, супіщаних, мергелистих порід, інколи на гіпсах, розташованих на поверхнях заплав, припливно-відпливних територіях та інших водних акваторіях, які періодично пересихають.

Під час опису тріщин висихання заміряють їхню ширину, глибину, а також форму утворюваних ними багатокутників у плані, визначають можливість існування тріщин висихання різних генерацій.

4.2. Розміри уламків. Методи гранулометричних аналізів. Пористість і проникність

У осадових породах розрізняють: ***зерна (уламки), матрикс, цемент і пори*** (рис. 34).

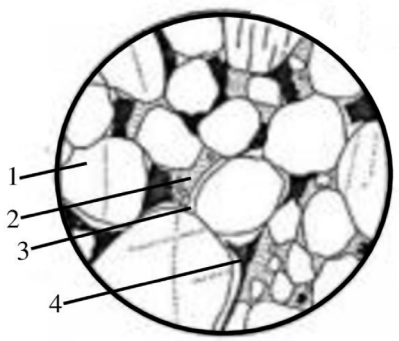

Рис. 34. Осадова порода, яка одночасно складається із зерен, матриксу, постседиментаційного цементу і пор:
1 – каркас; *2* – пори; *3* – цемент; *4* – матрикс

Зерна – це уламкові частинки, які зазвичай утворюють каркас осадку.

Матрикс – це дрібніші уламки, які розташовуються між зернами.

Чіткої межі між розмірами зерен і матриксу немає. Наприклад, у конгломератах матриксом може бути пісок, а у пісковиках – піщинки відіграють роль зерен, а матрикс може бути представлений алевритовими та глинистими частинками.

Цемент – мінеральне новоутворення, яке виникло у постседиментаційних умовах і трапляється у межах колишніх пустот осадка.

Пори – це проміжки, які не зайняті зернами, матриксом або цементом. Пори можуть вміщувати гази, заповнюватись рідинами, або за певних температур і тиску заповнюватись і рідиною, і газом.

Серед зерен, а іноді і серед матриксу трапляються уламки різних розмірів. З метою їхнього розділення, а потім і ґрунтовного опису, проводять гранулометричні аналізи. Гранулометричний аналіз полягає у *розділенні певного об'єму породи на групи уламків різного розміру – фракції, і виявлення їхніх кількісних співвідношень*.

Породи осадового походження згідно з розмірами уламків, які їх становлять, поділяють на:

– грубоуламкові;
– середньоуламкові (піщані);
– дрібноуламкові (алевритові);
– тонкоуламкові (глинисті) (табл. 8).

Таблиця 8

Класифікація уламкових порід за гранулометричним складом [6]

Клас порід	**Розмір частинок, мм**	**Пухкі**		**Зцементовані**	
		обкатані	**необкатані (гострокутні)**	**обкатані**	**необкатані (гострокутні)**
Грубо-уламкові	>100	Валуни	Брили	Конгломерат	Брекчія
	100–10	Галечник	Щебінь		
	10–2	Гравій	Жорства		
Середньо-уламкові	2–0,05	Пісок		Пісковик	
Дрібно-уламкові	0,05–0,005	Алеврит		Алевроліт	
Тонко-уламкові	<0,005	Глина (пеліт)		Аргіліт	

Гранулометричний метод досліджень осадових порід забезпечує отримання низки важливих геолого-геоморфологічних даних, зокрема:

– визначення назви досліджуваної породи;
– отримання висновків щодо умов осадонагромадження, наприклад, змін динаміки субаквального (алювіальні галечники, піски тощо) та субаерального (леси, піски тощо) середовищ осадонагромадження;

– дослідження уламків іншими методами;
– отримання характеристик про фізичні властивості порід [17].

Гранулометричний метод досліджень важливий і з огляду на те, що може застосовуватись:

а) до "німих" товщ;
б) під час опрацювання погано відслонених товщ, робіт з керном.

Під час відбору проб для гранулометричного аналізу дотримуються кількох правил:

1) проводять у полі після попереднього визначення складу окремих шарів;
2) великі фракції (до гравію) враховують приблизно (їхній відсотковий вміст у пробі);
3) дрібні фракції (починаючи з пісків) відбирають масою до 0,5 кг;
4) кількість проб залежить від різноманітності складу шару порід;
5) відбирають серію зразків з того ж самого горизонту по вертикалі та літералі [17].

Під час виконання гранулометричних аналізів порід важливою методичною вимогою є лімітація *об'ємів проб*, які відбирають для аналізів. Він залежить від крупності матеріалу. Пробу з уламків діаметром до 2 см беруть масою 2–3 кг, що містить до 300 уламків; пробу з уламків діаметром до 7 см беруть масою до 15 кг; породу з включенням грубих уламків, розміром понад 10 см, відбирають вагою 50 кг [17].

Залежно від складу відкладів розроблено такі методи гранулометричного аналізу (табл. 9):

Таблиця 9

Методи гранулометричного аналізу

Стан осаду	Клас осаду	Метод
Пухкий	Валуни, брили, галечник, щебінь	Візуальний, обмірювання індивідуальних уламків
	Галечник, щебінь, гравій, жорства, пісок, алевроліт, глина	Ситовий аналіз, метод відмучування (його застосовують для гравійних, жорств'яних і дрібніших уламків)
Літифіко-ваний (зцементо-ваний)	Конгломерат, брекчія	Обмірювання індивідуальних уламків
	Пісковик, алевроліт, аргіліт	Швидкий метод: підрахунок зерен по лінії перетину ниток окуляра; повільний метод – мікрометрія окремих зерен

Візуальний (приблизний) метод – придатний для застосування до гравійних та більших частинок і полягає у вимірюванні розміру кожного з зерен вручну з допомогою рулетки, з наступним підрахунком їхньої кількості.

Ситовий (найпоширеніший) – застосовують до піщано-гравійно-галечникового матеріалу, полягає у розділенні зерен під час просівання через сита з поступово меншими отворами (рис. 35).

Рис. 35. Гранулометричний склад алювіального піщано-гравійно-галечникового матеріалу розрізу Кунисівці (визначений ситовим способом)

Залишки на кожному ситі зважують і розраховують їх відсотковий вміст у цілій пробі. Це метод, який, по суті, допомагає визначити межі коливання розміру уламків, адже довгі і тонкі зерна потрапляють у той самий клас, що і субсферичні зерна такого ж розміру.

Крім ситового, гранулометричний аналіз середньоуламкових відкладів (пісків) можна виконувати способом *розділення зерен за розміром залежно від швидкості їхнього падіння у спокійній чи рухомій воді (гідравлічні методи)*. Спосіб ґрунтується на залежності між швидкостями падіння зерен у воді та їхніми розмірами: більші уламки падають швидше, а менші – повільніше (закон Стокса):

$$w = \left[\frac{(P_1 - P)g}{18\mu} \right] d^2,$$

де w – швидкість осідання; $P_1 - P$ – різниця густини частинки і рідини; g – прискорення сили тяжіння; μ – в'язкість рідини; d – діаметр частинки [17].

Недолік методу – невисока детальність отриманих результатів.

Спосіб *відстоювання у спокійній воді* застосовують і для визначення гранулометричного складу порід, складених уламками, діаметр яких менше 0,1 мм, тобто від тонкозернистих пісків, алевритові частинки, до глини (пеліту) включно.

Цей метод також застосовують і до піщано-гравійно-галечникового матеріалу, що дає змогу уникнути розмиву меж коливання розміру уламків, коли довгі і тонкі зерна потрапляють у той самий клас, що і субсферичні зерна такого ж розміру під час застосування ситового аналізу гранулометричного складу. Однак метод відстоювання у спокійній воді тягне за собою низку допусків, які пов'язані з впливом форми частинки і поверхневого тертя на швидкість осадження.

Гранулометричний аналіз ***літифікованих (зцементованих) дрібно-середньоуламкових порід*** виконують у шліфах під мікроскопом. Для цього по намічених на шліфі лініях, накреслених перпендикулярно до шаруватості, заміряють діаметри 300–500 зерен і підраховують їх. Зерна групують в окремі фракції з наступним підрахунком відсоткового вмісту цих фракцій у зразку. Однак отримані цифри занижені, оскільки площина шліфу не завжди розрізає зерна в їхньому максимальному перерізі. Відповідно, у шліфах буде завищений вміст дрібних фракцій. Тому для усунення спотворень розмірів зерен у шліфах отримані цифри множать на поправковий коефіцієнт – 1,25.

Розмір частинок, пухких і зцементованих порід, також можна визначати візуально, порівнюючи розмір уламків досліджуваного зразка зі стандартною колекцією зразків, складених уламками відомого розміру. З набуттям навиків проведення такого способу виконання гранулометричного аналізу відкладів, можна візуально визначати розмір зерен до частинок алевритового розміру.

Розроблений й інший, швидший, але приблизний метод визначення гранулометричного складу зцементованої середньо-, дрібнозернистої породи (пісковиків, алевролітів). Заміряється діаметр поля зору у шліфі під мікроскопом з відомим збільшенням, підраховується кількість зерен, які перетинаються нитками окуляра, і діляться два діаметри на кількість зерен [17]. Для підрахунку середнього розміру зерен у шліфі використовують формулу:

$$\textit{Середній розмір зерна} = \frac{\sum \frac{2d}{n}}{N},$$

де n – кількість зерен, які перетинаються нитками окуляра; d – діаметр поля зору у шліфі; N – загальна кількість виміряних ділянок шліфу [17].

Цей метод хоч і швидкий, але примітивний, оскільки забезпечує отримання даних лише про середній розмір частинок, проте взагалі не дає інформації про, наприклад, їхню сортованість.

Пористість і проникність осадових порід. Всі осадові породи є пористими, тому аналіз пористості є надзвичайно важливим завданням. *Пористість – це сумарний об'єм усіх пор в одиниці об'єму породи, незалежно від їхнього розміру і заповнення, що виражають у відсотках* [17]. Пористість обчислюють за формулою:

$$\textit{Пористість} = \frac{\textit{об'єм пор}}{\textit{об'єм зразка гірської породи}} \times 100\%.$$

Пористість залежить від форми та розмірів складових елементів породи, ступеня їхньої однорідності й щільності пакування зерен породи. Пористість найбільша в уламкових осадових породах, хоча іноді можуть бути сильно пористими і, наприклад, карбонатні породи.

Розрізняють *загальну пористість* породи і *ефективну пористість*. *Загальна пористість* характеризує увесь об'єм пор, які є в одиниці об'єму породи. *Ефективна пористість* характеризує пори, які з'єднані між собою.

Ефективна пористість зумовлює проникність породи. *Проникність – це здатність рідини або газу проходити крізь пористе тверде тіло.* Проникність залежить від багатьох чинників, серед яких головні – це геометрія пор, включно зі звивистістю пор, розмір каналів між порами, в'язкість рідини тощо. Проникність визначають за формулою:

$$Q = \frac{k\Delta A}{\mu \times L},$$

де Q – швидкість потоку в см/с; k – проникність; Δ – градієнт тиску; A – площа поперечного перетину; μ – в'язкість рідини; L – довжина шляху [17].

Пори можуть вивчати різними методами – з допомогою лупи або бінокуляра, або під час просякнення породи відповідною пластичною речовиною і наступним розчиненням породи у розчиннику. Вивчення утвореного злипка дає змогу довідатись не тільки про розмір і форму пор, а й характер каналів, які пов'язують пори, формуючи порову систему відкладів.

Розрізняють кілька типів порових систем (табл. 10).

Таблиця 10

Класифікація типів пористості [17]

Типи порових систем	Тип пористості	Походження
Первинна, або первинно-осадова	Міжзернова, або міжчасточкова	Седиментаційне
	Внутрішньочасточкова	
Вторинна, або постседиментаційна	Міжкристалічна	Цементації
	Пористість типу всихання	
	Розчинення	Розчинення, тектонічні рухи, ущільнення або дегідратація
	Жеодова	
	Тріщинуватості	

Пористість, яка виникає безпосередньо після випадання осаду, називається ***первинною,*** а пористість, яка утворюється різними шляхами після випадання осаду, називається ***вторинною***. У багатьох осадових породах трапляється тільки який-небудь один тип пор.

Пористість щойно відкладеної товщі, тобто ***первинна пористість,*** залежить від п'яти чинників:

1) розміру зерен;
2) сортування зерен;
3) форми зерен (їхньої ізометричності);
4) заокругленості зерен;
5) характеру пакування зерен (текстури) [17].

Розмір зерен. Теоретично первинна пористість не залежить від розміру зерен, адже товща сферичних частинок з однаковим сортуванням і однаковим пакуванням матимуть ту саму пористість, незалежно від розміру частинок. Навпаки, емпірично було доведено, що пористість зазвичай збільшується зі зменшенням розміру зерен. Зокрема, дрібніші піщинки мають зазвичай більш кутасту форму і здатні формувати пухкіші пакування, тому у цих пісках пористість може бути вищою, аніж у грубозернистих пісках.

Сортування. Пористість збільшується зі зростанням сортованості відкладів. У погано відсортованих товщах уламкових зерен менше, аніж основної маси, тому дрібніші зерна основної маси закупорюють пори.

Форма і округлість зерен. Відклади, які складаються з ізометричних зерен, мають нижчу пористість, аніж відклади, які складені менш ізометричними зернами. Це пов'язано з тим, що більш ізометричні зерна запаковані щільніше.

Характер пакування зерен (текстура). Характер розподілу частинок у відкладах називається текстурою. Під текстурою розуміють також

орієнтування зерен і способи їх пакування. Пористість товщі відкладів визначається способами пакування зерен. Ці способи змінюються від найбільш "пухкого" кубічного пакування з теоретичною пористістю до 48 % до найщільнішого ромбоедричного (гексагонального) пакування, з теоретичною пористістю до 26 %. Такі ідеальні моделі пакування утворюються у випадку пакування не сферичних частинок, а витягнутих сфероїдів.

Тип пористості. *Міжзернова пористість,* яка належить до ***первинної, або первинно-осадової***, визначається як простори між уламковими зернами, які утворюють каркас осаду. Ця пористість є на початках майже в усіх осадових породах. Вона залежить від особливостей будови каркасу відкладів, які накопичуються, але змінюється під час постседиментаційного ущільнення і наступних процесів діагенезу.

Внутрішньочасточкова – притаманна головно карбонатним породам, особливо органогенним. Наприклад, пустоти ракушок молюсків, амонітів, мшанок тощо. Пористість цього типу часто зменшується після випадання осаду внаслідок інфільтрації мікрітової основи маси. Крім того, пори зникають під час діагенетичних процесів.

Вторинна або постседиментаційна пористість. Вторинні пори мінливіші за морфологією і мають складніший генезис, аніж первинні. *Міжкристалічна пористість* – це простір між окремими кристалами в кристалічній породі. Цей тип пористості має первинне походження. Зокрема, міжкристалічні пори характерні для вивержених і високометаморфізованих порід, і для деяких евапоритів. В цьому випадку вони найбільш притаманні для карбонатних осадових порід, які зазнали перекристалізації, особливо для перекристалізованих доломітів.

Пори кристалічних порід мають форму щілин і перетинаються між собою під гострими кутами, а між порами немає чітко виражених каналів або звужень.

Пористість всихання. Майже одночасно з осадонагромадженням процеси дегідратації, цементації і виділення газів можуть призвести до розшарування відкладів з утворенням складок і горизонтально витягнутих великих пор між окремими прошарками. Цей тип пористості також притаманний для карбонатних порід. У цих відкладах дно великих пор подекуди частково покрито вапняковим борошном.

Пористість розчинення – зазвичай розвивається після утворення пористості розшарування – це пори, які виникають під час процесів розчинення. Пори у цьому випадку утворюються шляхом розчинення первинноосаджених зерен, а потім відбувається деяка цементація осаду. Пори розвиваються селективно, це означає, що розчиняються тільки окремі зерна. Зазвичай у породі розчинюються всі зерна одного типу. Тому для порід з пористістю

розчинення характерна різка мінливість геометрії пор, ефективна пористість і проникність.

Жеодова пористість – це пори, які утворюються шляхом розчинення, і, подібно до пор розчинення, вони притаманні для карбонатних порід. Жеоди відрізняються від пор розчинення тим, що січуть первинні осадові текстури порід. Тому жеоди зазвичай крупніші типових пор розчинення, а їхні стінки часто інкрустовані кристалами. Зі збільшенням розміру пор породи набувають кавернозності. Термін кавернозна пористість погано окреслена, особливо її нижня межа. Цю межу деякі геологи пропонують проводити по порах, у які може пролізти людина.

Пористість тріщинуватості пов'язана з тріщинуватістю порід і не лише осадових. Розтріскування, у змісті порушення первинно-осадових текстур, може відбуватися майже одночасно з осадонагромадженням. У цьому випадку часто утворюється мікроскладчастість, зумовлена сповзанням, осіданням або ущільненням відкладів. У пластичних відкладах тріщини миттєво закупорюються, а от у зцементованих породах тріщини можуть зберігатися, утворюючи пористість тріщинуватості. Отже, *пори цього типу притаманні для зцементованих осадових порід і, відповідно, вони зазвичай розвиваються пізніше інших типів пор*.

Пористість тріщинуватості може утворитися і під час тектонічних рухів, і утворюватися нетектонічним шляхом – виникає на місці раніше утворених пор звітрювання, розширених шляхом розчинення.

Пористість тріщинуватості також може розвиватися не тільки в, наприклад, міцно зцементованих пісковиках, алевролітах, аргілітах і карбонатних породах, а й у вивержених і метаморфічних породах.

Питання для самоконтролю

1. Що розуміють під осадовими породами?
2. У чому полягають літологічні методи досліджень осадових порід?
3. Які ознаки осадових порід вивчають літологічними методами?
4. Які геоморфологічні, палеогеографічні проблеми дають змогу вирішувати літологічні дослідження осадових порід?
5. Як називають геометрично відокремлені нагромадження осадових порід?
6. Які типи явищ у геології позначають терміном шаруватість?
7. Перелічити відмінності ознак шару та прошарку.
8. У яких випадках можна використовувати термін "пласт"?
9. Як називається поверхня, яка обмежує шар зверху?
10. Як називається поверхня, яка обмежує шар знизу?

11. Як визначається потужність шару?
12. Які головні форми залягання шарів розрізняють? Перелічити та схарактеризувати їх.
13. Зміни яких характеристик складових частин породи формують внутрішню текстуру осадової породи?
14. Що розуміють під внутрішньою текстурою відкладів?
15. Відтворити схему класифікації внутрішніх текстур відкладів залежно від часу та умов їхнього формування.
16. Відтворити схему класифікації первинних текстур.
17. Перелічити текстури осадонагромадження.
18. Перелічити та схарактеризувати головні причини розвитку напластувань.
19. Перелічити та схарактеризувати типи горизонтальної шаруватості.
20. На які типи згідно з морфологічними критеріями поділяють горизонтальну шаруватість?
21. Якою може бути коса шаруватість за формою прошарків?
22. Які типи косої шаруватості виокремлюють на підставі розташування меж між серіями прошарків?
23. Перелічити та схарактеризувати ерозійні текстури.
24. Внаслідок яких процесів формуються деформаційні текстури?
25. Перелічити причини змін внутрішньої будови відкладів у прошарку.
26. Перелічити деформаційні текстури.
27. Описати процес формування порушеного нашарування.
28. Перелічити вторинні (діагенетичні) текстури.
29. Чим можуть бути представлені конкреції?
30. Які типи конкрецій розрізняють згідно з їхньою формою?
31. Перелічити епігенетичні текстури.
32. За якими ознаками вирізняються кріогенні текстури?
33. За яких умов розвиваються кріогенні текстури?
34. Внаслідок розвитку яких процесів формуються полігонально-жильні структури?
35. Внаслідок розвитку яких процесів формуються плями-медальйони?
36. У чому полягає процес соліфлюкції?
37. У яких умовах формуються тріщини висихання?
38. Які текстури належать до біогенних?
39. Що називається іхногеном?
40. Як поділяються сліди діяльності організмів за часом утворення?
41. Перелічити ідентифікаційні ознаки постдепозиційних слідів діяльності організмів.
42. Перелічити ідентифікаційні ознаки додепозиційних слідів діяльності організмів.

43. На які класи поділяють породи осадового походження згідно з розмірами частинок, які їх становлять?
44. У чому полягає гранулометричний аналіз відкладів?
45. Вирішення яких питань забезпечує проведення гранулометричних аналізів?
46. Які методи гранулометричного аналізу розроблено? Залежно від чого застосовують той або інший метод гранулометричного аналізу?
47. У чому полягає ситовий аналіз гранулометричного складу відкладів?
48. До якого класу відкладів застосовують ситовий аналіз?
49. До якого класу відкладів застосовують гідравлічні методи?
50. До якого класу відкладів застосовують мікрометрію окремих зерен?
51. До якого класу відкладів застосовують візуальний аналіз та обмірювання індивідуальних уламків?
52. Що називається пористістю осадової породи?
53. Від чого залежить пористість осадової породи?
54. Що характеризує загальна пористість осадової породи?
55. Що характеризує ефективна пористість осадової породи?
56. Що називається проникністю осадової породи?
57. Які типи порових систем розрізняють у товщах осадової породи?
58. Що називається первинною пористістю осадової породи? Від чого вона залежить?
59. Що називається вторинною пористістю осадової породи?

Розділ 5

МІНЕРАЛОГІЧНИЙ АНАЛІЗ

Мінералогічний аналіз товщ осадових порід використовують для вирішення проблем стратифікації осадових нагромаджень, відтворення палеогеографічних умов минулих епох і умов, які супроводжували утворення теригенних (осадових) порід, зокрема, клімату, тектонічних і вулканічних явищ, руху льодовиків, напрямів стоку рік тощо.

Метод забезпечує відтворення умов формування теригенних товщ шляхом з'ясування питань локалізації джерел уламкового матеріалу, умов і напрямів його транспортування. Для цього використовують найважливіші породоутворювальні мінерали: *кварц, польовий шпат,* які мають порівняно невелику питому вагу (2,5–2,8). Стосовно цих *еталонних мінералів* решту мінералів поділяють на *важкі* та *легкі* (табл. 11).

Кожна з товщ теригенних порід вміщує відклади з легких і важких мінералів, що пов'язані з зоною живлення відкладів, проте:

- в області живлення і поблизу неї у відкладах будуть усі мінерали, що характерні для цієї області;
- уздовж шляху міграції речовини мінерали зазнають диференціації;
- спочатку з мінералогічного спектра порід випадають *нестійкі,* далі – *помірно стійкі, менш стійкі* і якнайдалі переміщаються *стійкі* мінерали.

Зразки для мінералогічного аналізу відбирають та опрацьовують з урахуванням таких вимог:

- з певних горизонтів;
- за механічним складом породу розбивають на окремі фракції;
- окремі фракції за питомою вагою розбивають на мінерали;
- опорною під час мінералогічного аналізу є фракція, витримана у проміжку 0,1–0,05 мм.

Для розділяння мінералів за питомою вагою використовують рідини, питома вага яких більша від ваги легких мінералів і дорівнює або менша від ваги важких мінералів (легкі мінерали спливають, важкі – падають на дно, а мінерали з однаковою питомою вагою порівняно з рідиною плавають у товщі рідини); власне мінералогічний склад визначають під лупою або у шліфах під мікроскопом.

Таблиця 11

Класифікація стійкості мінералів [17]

Відносна стійкість	Головні породоутворювальні мінерали	Рідкісні (акцесорні) мінерали	
Стійкі	Кварц	Циркон Гранат Турмалін Корунд Топаз Ставроліт Халцедон Дистен Рутил	Стійкість зменшується
Менш стійкі	Мусковіт Ортоклаз, мікроклін	Шпінель Каситерит Флюорит Монацит	
Помірно стійкі	Мікроклінні амфіболи Мікроклінні піроксени Ромбічні амфіболи Ромбічні піроксени	Магнетит Ільменит	
Нестійкі	Фельдшпатити Олівін Біотит Кальцит Доломіт Гіпс	Пірит Піротин Гематит Апатит Глауконіт Кордієрит Марказит Андалузит	

За мінеральним і петрографічним складом виділяють такі породи:

1) *мономінеральні* – цілковито (або майже цілковито) складаються з одного мінералу. Рідкісна група порід;
2) *олігоміктові* – мають у своєму складі один яскраво домінуючий компонент, яким зазвичай є кварц. Це головно одна з найбільш розповсюджених груп порід, особливо на платформах;

3) *мезоміктові* – мають дещо домінуючий компонент, який як звичайно не досягає 50 % від загальної кількості уламків породи;
4) *поліміктові* – не мають яскраво вираженої домінуючої складової. Надзвичайно розповсюджена група порід, особливо у межах складчастих областей [17].

Співвідношення кварцу, як стійкого головного породоутворюючого мінералу, до польових шпатів, як менш стійких головних породоутворюючих мінералів, є основою для характеристики *хімічної зрілості* відкладів тонкозернистої (тонкозернисті піски) фракції [17]. Однак в осадовому циклі спостерігається не лише диференціація мінералогічного складу, а й збільшення сортованості матеріалу та зменшення вмісту матриксу, тобто зміни *структурної (фізичної) зрілості* відкладів. Тому співвідношення уламків до матриксу є одним з найкращих показників фізичної зрілості відкладів.

Фізичне та хімічне дозрівання відкладів відбувається в осадовому циклі (циклах), однак ці види дозрівання між собою тісно не пов'язані. Найперше, хімічний (мінеральний) склад успадковується від порід джерела постачання уламкового матеріалу, а фізична зрілість формується в осадовому циклі. Процеси фізичного та хімічного дозрівання відкладів характеризуються такими особливостями:

– зі збільшенням *структурної зрілості* відклади (наприклад, пісок) вміщували б *все менше матриксу*;
– зі збільшенням *хімічної зрілості* у відкладах все менше було б зерен *нестійких мінералів*.

Оскільки дозрівання відбувається у цих двох напрямах, хоч і з різними швидкостями, то у відкладах загалом збільшується вміст зерен стійких мінералів.

Зрілість відкладів можна оцінювати і кількісно. Структурна (фізична) зрілість (*Mp*) може коливатися від 0, якщо вся порода представлена матриксом, до 100, якщо в породі є тільки зерна. Структурну (фізичну) зрілість обчислюють за формулою:

$$Mp = \frac{G}{G+M} \times 100,$$

де *Mp* – показник структурної (фізичної) зрілості; *G* – об'єм зерен; *M* – об'єм основної маси породи [17].

Хімічна зрілість (*Mc*) також може коливатись від 0 у відкладах, які не вміщують хімічно стійких зерен, до 100% у товщах, які представлені хімічно стійкими мінералами. Хімічна зрілість обчислюється за формулою:

$$Mc = \frac{Gs}{Gs+Gu} \times 100$$

Тут *Mc* – показник хімічної зрілості; *Gs* – об'єм хімічно стійких зерен; *Gu* – об'єм хімічно нестійких зерен [17].

Можна також оцінити ступінь загальної зрілості відкладів, який обчислюють за формулою:

$$Mn = \frac{Mc+Mp}{2},$$

де *Mn* – показник загальної зрілості [17].

Питання для самоконтролю

1. Для вирішення яких палеогеографічних, геоморфологічних проблем використовують мінералогічний аналіз ?
2. Відтворити схему класифікації стійкості мінералів.
3. Які породи виділяють за мінеральним і петрографічним складом?
4. Відтворити формулу, за якою можна обчислити ступінь загальної зрілості відкладів.
5. Відтворити формулу, за якою можна обчислити хімічну зрілість пісків.
6. Відтворити формулу, за якою можна обчислити структурну (фізичну) зрілість відкладів.
7. Співвідношення яких мінералів визначає хімічну зрілість відкладів?
8. Завдяки чому формується фізична зрілість відкладів?
9. Якими особливостями характеризуються процеси фізичного та хімічного дозрівання відкладів?

Розділ 6

ІНШІ ТИПИ ЛІТОЛОГІЧНИХ ДОСЛІДЖЕНЬ ВІДКЛАДІВ: КОМПЛЕКСНИЙ АНАЛІЗ УЛАМКІВ, ФІЗИКО-МЕХАНІЧНІ ВЛАСТИВОСТІ ВІДКЛАДІВ, КОЛІР ВІДКЛАДІВ

Комплексний аналіз уламків скерований на опис *морфології, петрографії зерен, їхньої орієнтації тощо*. Його виконують передусім для грубозернистих уламків – валунів, брил, гравію, щебеню, галечнику, жорстви, хоча можуть виконуватись і для пісків.

Морфологічні дослідження уламкового матеріалу мають на меті вирішити три завдання:

1) створити основу для опису та класифікації уламків;
2) відтворити історії уламків, що зазнали дії абразії в осадовому циклі;
3) визначити механічну та гідравлічну поведінку уламків у процесі перенесення.

Серед морфологічних характеристик уламкового матеріалу розрізняють *форму, орієнтацію, ступінь обкатаності, характер поверхні зерен* та ін.

Форма – це симетричність осей уламків; її визначають для грубоуламкового матеріалу, однорідного за петрографічним складом і розміром, оскільки обидва чинники суттєво впливають на форму уламків [3, 17]. Співвідношення між трьома взаємно перпендикулярними осями уламка, які позначають символами: ***A*** – довга вісь, ***B*** – середня вісь, ***C*** – коротка вісь і, які, відповідно, окреслюють довжину, ширину і товщину уламка, слугує основою для виділення *чотирьох класів* (форм) уламків:

– *округлі* (сферичні, ізометричні);
– *сплющено-циліндричні* (дископодібні);
– *сплющені* (пластинчасті);
– *циліндричні* (роликові) [17] (рис. 36, 37).

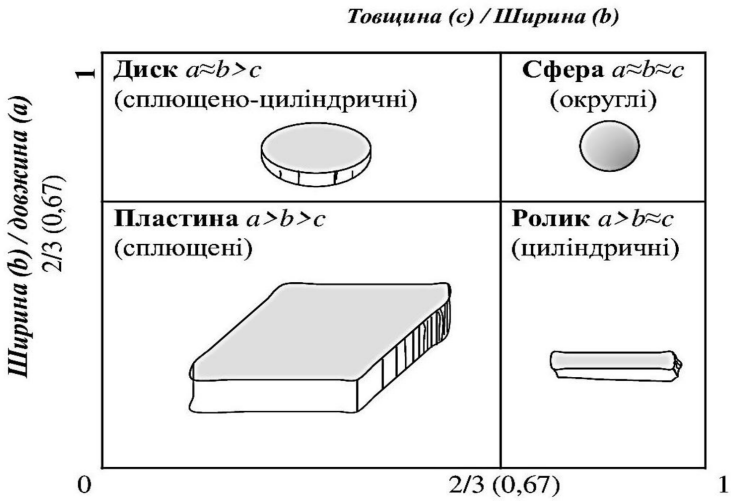

Рис. 36. Класифікація грубоуламкового матеріалу за формою [17]

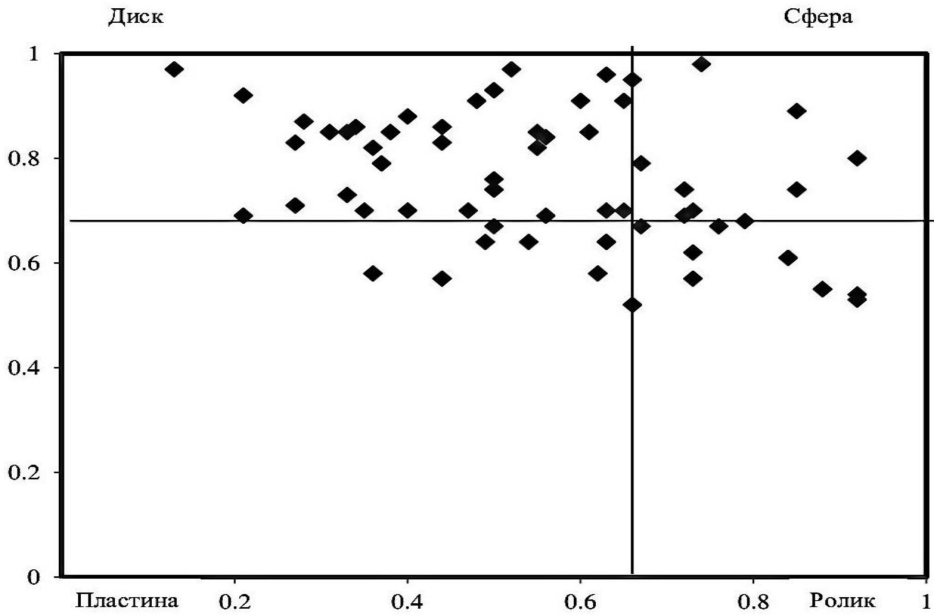

Рис. 37. Розріз Болехів. Розподіл за формою грубих гальок (діаметр уламків 100–40 мм) проби 4 [16]

Для опису форми уламків також використовують інші параметри, наприклад, *коефіцієнти сплющеності (Кп), подовгуватості (Кд)* та *ізометричності (Ка)* [17]. Згадані коефіцієнти обчислюють за формулами:

коефіцієнт сплющеності: $$Кп = \frac{a+b}{2c} - 1;$$

коефіцієнт подовгуватості: $$Кд = \frac{2a}{b+c} - 1;$$

коефіцієнт ізометричності: $$Ка = \frac{a+c}{2b} - 1,$$

де *a* – довга вісь; *b* – середня вісь; *c* – коротка вісь.

Форму уламків також використовують для вимірювання їхньої орієнтації. *Орієнтація уламків – це впорядкованість елементів системи у просторі* [17]. У відповідно підібраній системі координат орієнтація уламків у товщі відкладів є одним з критеріїв, який дає змогу визначити напрям потоку транспортувального середовища (води, льоду, вітру) за умови, що внутрішня будова відкладів не зазнала постседиментаційних перетворень (рис. 38).

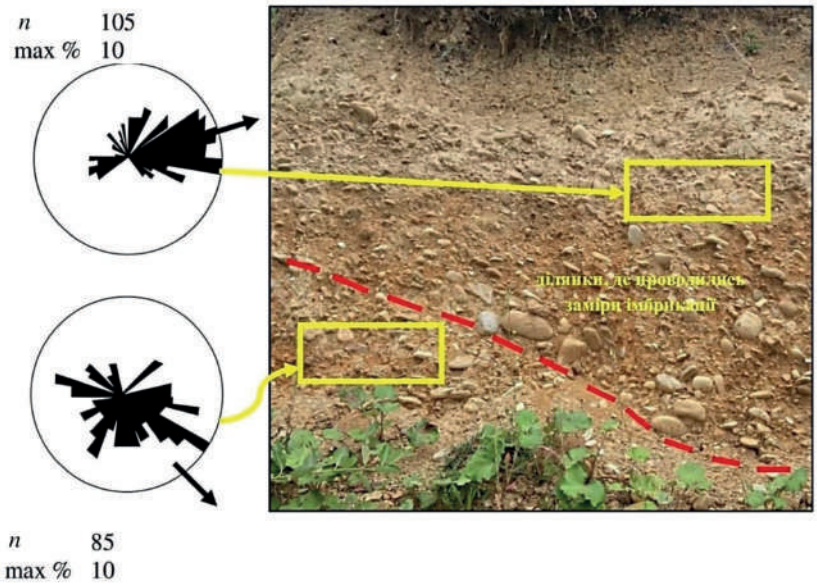

Рис. 38. Рози-діаграми і вектори орієнтації грубозернистого матеріалу в розрізі алювію Болехів:

n – кількість замірів імбрикації; max % – крок усереднення азимутів через 10°; – ерозійна поверхня, яка відділяє дві частини товщі алювію (два етапи нагромадження алювію) [16]

Розташування уламків у просторі можна визначити за допомогою трьох взаємно перпендикулярних осей, осі ***A***, ***B*** і ***C***. Для визначення орієнтації уламків у відкладах найчастіше використовують їхню довгу вісь (вісь ***A***). Напрями орієнтації осі ***A*** у більшості випадків належать до таких трьох типів:

– *поздовжня орієнтація* – переважне розташування осі ***A*** паралельно до напряму перенесення *а* (***A*** ‖ *а*);
– *поперечна орієнтація* – переважне розташування осі ***A*** перпендикулярно до напряму перенесення *а* (***A*** ‖ *в*);
– *бімодальна орієнтація* – зафіксовано два напрями орієнтації осі ***A***, але одне з них переважає [17–20].

Поздовжнє розташування порівняно стабільніше для подовгуватих уламків у потоці. У такому положенні вони повертаються перпендикулярно до потоку своїм найменшим перерізом, створюючи найменший опір.

Поперечна орієнтація формується під час транспортування уламків перекочуванням. Її найчастіше набувають уламки подовгуватої форми, у яких осі ***B*** і ***C*** мають приблизно однакові розміри – циліндричні, веретеноподібні, еліпсоподібні. Однак це розташування малостійке, тому є можливість, що перед остаточним захороненням уламок у потоці займе *поздовжню* орієнтацію.

Бімодальна орієнтація найчастіше виникає під час переробки відкладів двома потоками, які протікають у різних напрямах, наприклад, у місцях впадіння бокових приток у головну річку. Вона також може бути зумовлена різною поведінкою уламків відмінних форм. Поздовжньої орієнтації набувають подовгуваті плоскі уламки, а поперечної – циліндричні та веретеноподібні.

Оскільки всі заміри орієнтації уламків мають значення тільки в статистичному вираженні, то для точності отриманого результату важливий розмір вибірки. Мінімальна кількість замірів, необхідних для отримання достовірних даних про орієнтацію уламків у відкладах, становить 60–80.

Однак заміри азимуту осі ***A*** не дають змоги однозначно визначити напрям течії палеопотоку. Тому для відтворення напряму транспорту уламкового матеріалу доцільно використовувати іншу класичну седиментаційну структуру – черепицеподібний уклад уламків, так звану *імбрикацію* (ухили площини ***A–B*** уламків за течією, або проти неї) (рис. 39).

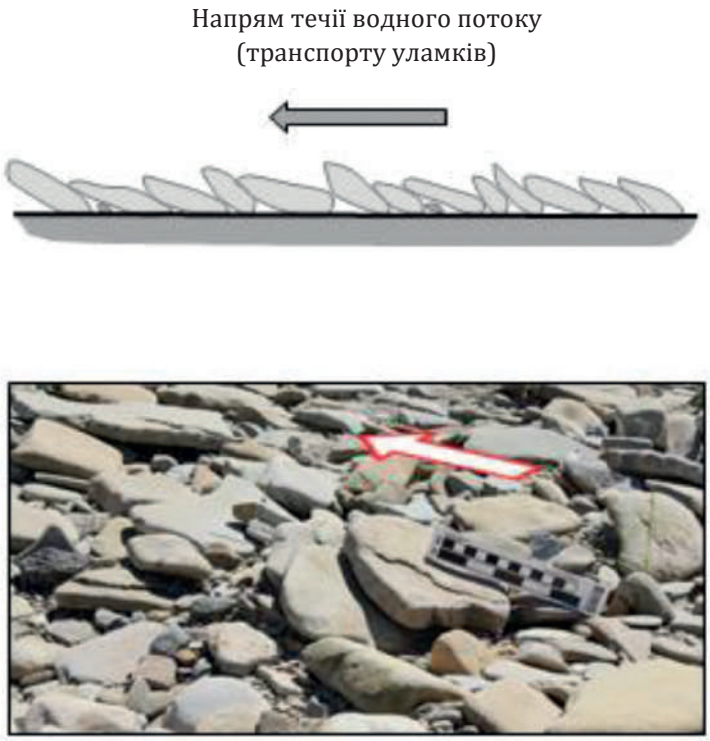

Рис. 39. Черепицеподібний уклад (імбрикація) уламків на прирусловій відмілині р. Дністер в околицях с. Бачина

Для відтворення напряму транспорту уламкового матеріалу на підставі імбрикації визначають напрями ухилів площин ***A–B*** уламків, а також кути ухилів цієї площини стосовно горизонтальної поверхні [17–20].

Треба розрізняти імбрикацію та псевдоімбрикацію або так звану навскісну імбрикацію. Навскісна імбрикація виникає у випадку нагромадження уламків на схилах русел – це так званий ефект берега [13, 14, 17–20]. Тут уламки набуватимуть ухил, згідно з ухилом схилу каналу, по якому транспортуються уламки. Заміри псевдоімбрикації уламків, тобто ухилів площини ***A–B*** на схилах каналів, де уламки лежать на похилій площині, по якому тече вода, засвідчують, що уламки у цьому випадку мають характерно стабільні ухили порівняно з замірами в осі каналу (власне імбрикація) [17–20].

Треба також уникати виконання замірів у косошаруватих товщах алювію, а виконувати їх необхідно в осях (пристрижневих частинах) каналів або у приповерхневій, горизонтально шаруватій, частині алювіальних товщ, де імбрикація найточніше відповідає напряму течії палеопотоку [17–20].

Обкатаність – це міра стирання гострих граней, виступів уламків, а також згладжування їхньої поверхні [12]. Вона є наслідком транспортування уламків порід у рухомому середовищі, ударів і тертя їх між собою і до дна. За ступенем обкатаності класифікуються тільки грубоуламкові зерна [12]. У пісках і дрібніших уламках обкатаності зерен неозброєним оком практично не видно.

Обкатаність уламкових частинок залежить від багатьох чинників: від первинної форми уламків, від фізичних і хімічних властивостей порід, умов транспортування і відкладання, від вторинних процесів [17]. З іншого боку, вплив кожного з цих чинників значно залежить від розмірів уламків. Крім того, варто враховувати абразійну стійкість уламків. Максимально швидке обкатування уламків відбувається на початкових етапах перенесення матеріалу, поступово, з часом і відстанню, воно послаблюється.

Для визначення обкатаності грубоуламкового матеріалу треба дотримуватись таких правил:

а) матеріал відбирають з уламків двох розмірів – одну пробу у 400–500 зерен беруть з матеріалу діаметром 2–3 см, а другу – 200 зерен – розміром уламків 9–10 см. Уламки сильно звітрілих порід, що не мають стійкої форми, у зразки не беруть;

б) розсортовують уламки у кожній пробі за ступенем обкатаності на п’ять класів, підпасовуючи описуваний уламок під відповідний опис, який подано у таблиці (табл. 12, рис. 40).

Таблиця 12

Характеристика уламкового матеріалу за ступенем обкатаності [12, 17]

Клас	Характеристика	Обкатаність, %
0	Немає слідів обкатаності, уламки з гострими кутами і ребрами	0
1	Кутасті уламки зі слабко обтертими кутами і ребрами	25
2	Слабко обкатані уламки, збереглася первинна форма, але кути і ребра згладжені	50
3	Добре обкатані уламки із заокругленими кутами, стертими ребрами та набутими округлими формами	75
4	Надзвичайно добре обкатана галька з відшліфованою поверхнею, еліпсоподібною, або сферичною формою	100

Рис. 40. Розріз Синьків. Розподіл уламків карпатських пісковиків діаметром 40–10 мм за ступенем обкатаності (1–4 класи)

Далі для кожного класу підраховують кількість уламків, це число множать на номер класу (від 0 до 4), результат підсумовують і отримують коефіцієнт обкатаності всієї проби, вираженої у відсотках стосовно надзвичайно добре обкатаних уламків [12, 17].

Для кількісної оцінки обкатаності також можна обчислити коефіцієнт обкатаності за формулою:

$$K_0 = \frac{(0n_1+1n_2+2n_3+3n_4+4n_5\%)}{50} \; 25\%,$$

де K_0 – коефіцієнт обкатаності; n_1; n_2; n_3; n_4; n_5 – кількість уламків, зачислених відповідно до 0, 1, 2, 3 та 4 класів [18].

Коефіцієнт обкатаності можна обчислити і за іншою формулою:

$$K_0 = \frac{0n_1+1n_2+2n_3+3n_4+4n_5}{\Sigma n} \; 100\%.$$

Тут K_0 – коефіцієнт обкатаності; n_1; n_2; n_3; n_4; n_5 – кількість уламків, зачислених відповідно до 0, 1, 2, 3 та 4 класів; Σn – сума підрахованих уламків.

Ступінь обкатаності визначають також візуально, порівнюючи уламок з еталонами, які зображені у відповідних схемах Крумбейна і Слосса, або Петтіджона, або Пауерса [12, 17].

На обкатаність піщаних зерен суттєво впливає спайність мінералів. Наприклад, серед кварцових зерен обкатаних більше, аніж серед зерен польових шпатів. Ступінь обкатаності піщаних зерен також залежить від способів транспортування матеріалу: найліпше обкатує зерна піску вітер; помірно – вода під час волочіння піску по дну; слабше – вода або лід під час перенесення піску у завислому стані.

Ступінь обкатаності зростає пропорційно до довжини шляху, пройденого уламком.

На обкатаність уламків дрібніших від піщаних умови транспортування впливають значно менше.

З обкатуванням тісно пов'язана така характеристика уламкового матеріалу – *характер поверхні*. Характер поверхні визначається головно для піщаних зерен. Зокрема, розрізняють такі види поверхонь:

1) *полірована, блискуча* – на поверхні уламків трапляються лише окремі ямки, штрихи та борозни зі згладженими бортами. Ця поверхня притаманна для піщаних зерен, які тривалий час транспортувались водою (флювіальними та іноді флювіогляціальними водами);
2) *ямкова*, з чітко видимими навіть за невеликого збільшення ямками. Цей тип поверхні утворюється на піщаних зернах внаслідок сильних ударів під час швидкого руху флювіогляціальних вод;
3) *матова* – поверхня з безліччю дрібних подряпин, отриманих під час зіткнення частинок між собою. Притаманна для еолових пісків;
4) *огранена* – притаманна кристалам і характерна для зерен з доброю спайністю, наприклад, польовим шпатам. Цей тип поверхні притаманний для пісків льодовикового походження;
5) *роз'їджена* – характеризується тим, що нерівності мають надзвичайно неправильну форму і нагадують сліди травлення кислотою. Така форма притаманна головно уламкам льодовикового походження, перетворених ґрунтотвірними процесами [17].

Треба наголосити, що поверхня уламків малостійка і змінюється швидше аніж їхня форма. Поверхня зерен змінюється майже під час кожного перевідкладання. Найстійкішою серед перелічених вище різновидів поверхні піщаних зерен є матова.

У грубших, гравійно-галечникових, уламків розрізняють такі типи поверхонь: *горбисту, ямкову, згладжену і гладку* [17].

Горбиста поверхня формується заглибленнями від 2 до 5 мм і притаманна для необкатаних і слабко обкатаних уламків.

Ямкова поверхня формується заглибленнями від 0,5 до 2 мм і притаманна для середньообкатаних уламків.

Згладжена поверхня, з окремими заглибленнями до 0,1–0,5 мм, притаманна для добре обкатаних уламків.

А гладенька поверхня, без заглиблень і виступів, притаманна для дуже добре обкатаних уламків.

Пакування зерен. Теоретично є шість геометричних способів пакування зерен однакового розміру [17]. Характеристики пакування зерен можна подати у вигляді таблиці (табл. 13).

Таблиця 13

Характеристики пакування зерен [17]

Якісні характеристики	
Характеристика	**Визначення**
Ввігнуто-випуклий контакт	Контакт видно у розрізі як криву лінію
Прямий контакт	Контакт видно у розрізі як пряму лінію
Точковий контакт	Зерна стикаються у точці
Зубчастий контакт	Контакт видно як стілолітову лінію взаємопроникнення зерен; такий тип контакту уламкових зерен утворюється під впливом постседиментаційних процесів
Показник контактів	Кількість контактів, які припадають на одне зерно
Показник густоти	Відсоткове співвідношення кількості стабільних зерен до кількості нестабільних
Близькість пакування	Відношення кількості контактів зерен до кількості всіх контактів (зерно–цемент, зерно–зерно) вздовж лінії спостережень
Типи обмежень зерен	
Зв’язаний край	Частина контуру зерна у контакті з одним або кількома зернами
Вільний край	Частина контуру, яка не дотикається до інших зерен
Типи зерен	
Зерно стабільне	Довжина зв’язаного краю більша від вільного
Зерно не стабільне	Довжина вільного краю більша від зв’язаного
Зерно вільне	Зерно не має контактів з іншими уламками, воно оточене цементом
Типи контактів зерен	
Густота пакування	Відношення суми довжини розрізів зерен, заміряних вздовж лінії спостережень, до довжини лінії спостережень

Комплексний аналіз *зцементованих порід*, найперше середньо,-дрібноуламкових, не завершується на етапі визначення форми, сортованості уламків тощо, а продовжується такими кроками:

1) описують структуру породи, зокрема, розмір зерен, що переважають у породі, їхню приблизну кількість;
2) вимірюють максимальні та мінімальні розміри зерен, їхню кількість (з урахуванням поправки);
3) за вмістом фракцій уламків у породі з'ясовують характер відсортованості породи;
4) визначають форми зерен;
5) описують текстурні ознаки, зокрема шаруватість:
   – коса;
   – хвиляста;
   – горизонтальна й інші;
   – причини їхнього формування;
6) характеризують склад уламкової (теригенної) частини породи;
7) з'ясовують склад цементу;
8) визначають тип цементації:
   – базальний – зерна вільно розташовані серед цементу і становлять приблизно половину об'єму породи;
   – дотику – частина зерен розташована впритул, а інші – вільно;
   – виповнення пор – об'єм цементу досягає 50% від об'єму породи;
9) виявляють мінеральний склад цементу:
   – кременистий (опаловий, халцедоновий, кварцовий);
   – карбонатний (кальцитовий, сидеритовий, доломітовий);
   – глинистий;
   – змішаний (кременисто-глинистий, глинисто-карбонатний, кременисто-слюдистий);
10) перевіряють наявність включень органічного походження.

На підставі отриманих результатів опису структури зцементованої породи з'ясовують її назву та походження.

Сортованість відкладів – це групування у процесі перенесення більшої частини уламкового матеріалу за розміром, формою і масою [17]. Способів визначення сортованості, градацій сортованості породи є кілька. Наприклад, однією з градацій сортованості матеріалу є така:

– коли понад 70% об'єму породи представлено уламками однієї фракції вважається, що порода добре відсортована;
– від 70 до 50% – середньо відсортована порода;
– жодна з фракцій не переважає – погано відсортована порода.

Сортування осаду також може бути визначене з допомогою різноманітних статистичних способів. Найпростіший з них – це підрахунок середніх значень, для чого визначають три параметри: *медіану, моду* та *середнє арифметичне* [17].

Медіана – це такий розмір, який розділяє зразок на дві рівні половини, тобто медіана дорівнює 50 процентилю.

Мода – це розмір домінуючої фракції.

Середній арифметичний розмір зерна визначається по-різному, але здебільшого як середнє з 25 і 75 процентилів.

Характеристика кривої розподілу зерен за розміром називається *ексцесом*, або *мірою гостроти піка*. Для визначення ексцесу використовується формула:

$$k = \frac{P_{75} - P_{25}}{2\,(P_{90} - P_{10})},$$

де *P* – відповідні процентилі.

Криві з гострішим піком, аніж з нормальним розподілом, називаються кривими з ексцесом більшим від нормального, тоді як зі згладженим піком – кривими з ексцесом меншим від нормального [23].

Ще однією характеристикою кривої гранулометричного складу є її *асиметрія,* або *ступінь косості*. Коефіцієнт асиметрії обчислюють за формулою:

$$SK = \frac{P_{25} \times P_{75}}{P_{50}},$$

де *P* – відповідні процентилі.

Криві, пік яких зміщений у бік грубших фракцій, називають *позитивно асиметричними*, а криві з піком, зміщеним до тонких фракцій, – *негативно асиметричними*.

На процес сортування впливає стабільність динамічних умов середовища, у якому відбувається сортування, наприклад, зміна швидкості течії води, кількості води і кількості перенесеного матеріалу, сили і напряму вітру тощо. Найліпше відсортовують уламковий матеріал вітер, море та озера, серед матеріалу домінують зерна однієї фракції, з поступовим зменшенням суміжних фракцій у бік дрібніших і грубших. Сортування піщаного матеріалу часто виражається у шаруватості матеріалу, про що йшлося вище. Середньосортованими є відклади рік – серед уламків домінують зерна двох розмірів з потужним інтервалом розмірів між ними. Практично не відсортовані відклади льодовиків і флювіогляціальних вод.

До головних **фізико-механічних властивостей відкладів** зачисляють: *щільність ґрунту, вологість, пластичність, міцність* та низка інших показників, які визначають передусім під час інженерно-геологічних досліджень. Фізико-механічних властивостей відклади набувають у процесі

осадонагромадження, тому їхній детальний аналіз дає додатковий матеріал для виконання палеогеографічних реконструкцій.

Щільність ґрунту – це маса одиниці об'єму породи природної структури на одиницю площі (г/см^3). Вона залежить від мінералогічного складу породи, її пористості та вологості [17]. Особливо великі корективи у щільність ґрунту породи вносить вологість: що більша вологість, то більша щільність ґрунту, і навпаки. Тому визначають дві щільності ґрунту: щільність вологого ґрунту і щільність сухого ґрунту. Щільність сухого ґрунту називають ще щільністю скелета ґрунту. *Щільністю вологого ґрунту вважається вага одиниці об'єму породи з природною вологістю та структурою*. Вона залежить від мінералогічного складу породи, пористості і вологості. *Щільністю скелета ґрунту вважають вагу одиниці об'єму абсолютно сухого ґрунту*. Вона залежить від пористості та мінералогічного складу породи.

Вологість (природна вологість) – це вся кількість води, яка міститься у порах породи [17]. Вологість – величина змінна, особливо у породах, які залягають вище рівня ґрунтових вод, у зоні аерації. Є загальнорегіональні зміни вологості, зокрема добові, сезонні, річні коливання, та місцеві коливання, які тісно пов'язані з певними геологічними, геоморфологічними, гідрологічними та іншими особливостями території досліджень.

Пластичність – це здатність породи змінювати форму під дією зовнішнього навантаження і зберігати знову набуту форму після зняття цього навантаження [17]. Вона залежить від гранулометричного і мінералогічного складу породи. Розрізняють межі пластичності – верхню і нижню. *Верхня межа пластичності,* або межа плинності – це значення, за якого порода переходить з пластичного у плинний стан. *Нижня межа,* або межа розкачування, – це межа, за якою порода переходить з пластичного стану у твердий. Різницю між верхньою та нижньою межами пластичності називають *числом пластичності*, яке характеризує діапазон коливань вологості, у якій ґрунт має пластичність. Що більше число – то більша пластичність породи.

Серед *загальних властивостей і структури відкладів* найважливішим є *колір*, який відображає особливості речовинного складу відкладів, умови осадонагромадження, також його досить часто використовують як маркувальний (реперний, який дає змогу орієнтуватись у товщі відкладів) горизонт під час кореляції розрізів.

Колір осадових порід залежить від багатьох чинників: мінералогічного та гранулометричного складу (ступеня тонкозернистості) відкладів, їхнього стану (вологості, подрібненості) тощо.

Розрізняють *первинний, сингенетичний, успадкований* і *вторинний кольори* [12].

Первинний колір є сумою кольорів уламків і мінералів, які містяться у породі. З мінералів, які трапляються у породах у вигляді великих скупчень і які впливають на колір порід, варто згадати глауконіт і хлорити. З їхньою наявністю пов'язується зелене або синювато-зелене забарвлення деяких глин, пісковиків і вапняків.

Колір залізистих сполук визначається найперше мірою їх окиснення. Закисні сполуки заліза мають блакитно-зелений колір, окисні – жовтий, помаранчевий, червоний і бурий. Ступінь окиснення сполук заліза відіграє значно важливішу роль, аніж абсолютна кількість заліза, яка може бути майже однаковою у породах найрізноманітнішого забарвлення.

Прикладом формування кольору відкладів з суми кольорів уламкових зерен є калієві польові шпати, які надають аркозовим піскам червонувато-коричневий колір [12].

У процесі формування порода набуває *сингенетичного* кольору, який утворюється з кольорів уламків і цементу, що з'єднує ці уламки. Сингенетичний колір свідчить про фізико-географічні умови часу накопичення відкладів, передусім режим зволоження. Зокрема, виділяють такі кольори:

а) гідроморфні – чорний, темно-сірий, сталевий, блакитно-сірий, сірувато-зелений;
б) аероморфні – охристий, палевий, кавовий, червонувато-бурий, малиновий;
в) перехідні – зеленкувато-жовтий, а також різні комбінації кольорів, які надають плямистого та смугастого забарвлення товщі порід.

Також сингенетичний колір визначається гранулометричним складом порід, зокрема, тонкозернисті породи темніші порівняно з грубозернистими. Сингенетичний колір чітко підкреслюється шаруватістю.

Вторинного кольору порода набуває вже після формування у процесі розвитку гіпергенних процесів, тобто просякнення її розчинами різного хімічного складу. *Гіпергенними – є процеси, які суттєво перетворюють склад висхідної породи, до них належать процеси гідратації, гідролізу, вилуговування, окиснення* [17].

Для палеогеографічних реконструкцій принципово важливе значення має аналіз первинного і сингенетичного кольорів. Якщо у породі зберігся колір її складових частин – уламків, мінералів, тобто первинний колір, то це свідчить про домінування процесів фізичного звітрювання або про швидке перекриття товщі відкладів зверху наступним, стратиграфічно молодшим шаром.

Більшість осадових порід характеризується тьмяними кольорами. Якщо оцінювати яскравість забарвлення за десятибальною шкалою, то значна частина осадових порід має яскравість забарвлення у 2–4 бали і лише деякі

порівняно яскраво забарвлені породи мають 5–6 балів. Під час окомірного визначення кольору яскраво забарвленими породами доцільно вважати ті, в яких абсолютно чітко помітний той або інший кольоровий тон без видимої домішки сірого кольору [12]. Породи, у забарвленні яких чітко відстежуються сірі відтінки, які роблять нечіткими кольорові тони, треба зачислити до тьмяно забарвлених порід.

Отже, повне найменування породи у складних поєднаннях кольорів має бути тричленним, наприклад, яскравий світло-жовтий або тьмяний темно-зелений. Хоча зазвичай колір досліджуваного шару описують у вигляді комбінації з двох характеристик, наприклад, темно-сірий, де друге слово відображає основний колір породи, а перше характеризує насиченість або відтінок кольору.

Під час визначення кольору породи перше визначення треба робити за природної вологості породи, а друге – у сухому стані, оскільки колір деяких порід суттєво залежить від вологості [12]. Хоча колір більшості осадових порід безпосередньо не залежить від їхньої вологості, вологість порід змінює лише ступінь насиченості цього кольору. Наприклад, зволоження перетворює світло-зелену породу у темно-зелену. На визначення кольору породи впливають також умови освітленості, характер поверхні породи, ступінь її звітрілості тощо.

Окомірне визначення кольору породи найбільш розповсюджене і водночас найменш точне. Тому для визначення кольору породи застосовують стандартну шкалу з набором еталонів визначення кольорів, з яких шляхом порівняння підбирають колір, який найближчий до кольору досліджуваної породи.

Питання для самоконтролю

1. Які складові елементи розрізняють у осадових породах?
2. Які характеристики уламкового матеріалу зачисляють до морфологічних?
3. Вирішення яких завдань забезпечує виконання морфологічних досліджень уламкового матеріалу?
4. Які чотири класи уламків виділені на підставі аналізу їхньої форми?
5. За якою формулою обчислюють коефіцієнт сплющеності уламків?
6. За якою формулою обчислюють коефіцієнт подовгуватості уламків?
7. За якою формулою обчислюють коефіцієнт ізометричності уламків?
8. Що розуміють під терміном обкатаність?
9. Від яких чинників залежить обкатаність уламків?

10. Яких правил треба дотримуватись для визначення обкатаності грубоуламкового матеріалу?
11. Які види поверхонь розрізняють у піщаних зернах? Схарактеризувати ці види поверхонь.
12. Які види поверхонь розрізняють у гравійно-галечникових зернах? Схарактеризувати ці види поверхонь.
13. Відтворити характеристики пакування зерен.
14. Відтворити порядок проведення комплексного аналізу зцементованих середньо,-дрібноуламкових порід.
15. Що розуміють під сортованістю відкладів?
16. Які чинники впливають на процес сортування уламків?
17. Перелічити фізико-механічні властивості відкладів?
18. Як визначають щільність ґрунту?
19. Як визначають вологість ґрунту?
20. Як визначають пластичність ґрунту?
21. Як визначають міцність ґрунту?
22. Від яких чинників залежить колір осадових порід?
23. Який колір відкладів називають первинним?
24. Який колір відкладів називають сингенетичним?
25. Який колір відкладів називають вторинним?

СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ

1. *Байрак Г.* Методи геоморфологічних досліджень : навч. посібник / Галина Байрак. – Львів : ЛНУ імені Івана Франка, 2018. 292 с.
2. *Бермес А.* Морфометричні особливості рельєфу Кременецьких гір // Вісник Львівського університету. Серія географічна. 2015. Випуск 49. С. 3–13.
3. *Богуцький А., Ланчонт М., Яцишин А. та ін.* Опорний розріз Торгановичі 1 : рівень Лоєвої, озерно-льодовикові відклади, морена, леси // Гляціал і перигляціал Українського Передкарпаття : зб. наук. праць (до XVII укр.-пол. семінару. Самбір, 15–18 вересня 2011 р). Львів, 2011. С. 62–68.
4. *Богуцький А., Ланчонт М., Яцишин А. та ін.* Опорний розріз Торгановичі 2 : рівень Лоєвої, лесові покриви, поховані ґрунти // Гляціал і перигляціал Українського Передкарпаття : зб. наук. праць (до XVII укр.-пол. семінару. Самбір, 15–18 вересня 2011 р). Львів, 2011. С. 69–78.
5. *Богуцький А., Ланчонт М., Яцишин А. та ін.* Опорний розріз Дубрівка : льодовиковий комплекс, лесовий покрив, дольодовикові відклади // Гляціал і перигляціал Українського Передкарпаття : зб. наук. праць (до XVII укр.-пол. семінару. Самбір, 15–18 вересня 2011 р). Львів, 2011. С. 87–96.
6. Геологія загальна та історична. Лабораторний практикум: навч. посібник / А. Богуцький, А. Яцишин, Р. Дмитрук, О. Томенюк. – Львів: ЛНУ імені Івана Франка, 2018. 138 с.
7. ГІС в екологічних дослідженнях та природоохоронній справі [Текст] : навч. посіб. / Ю. М. Андрейчук, Т. С. Ямелинець. – Львів : Простір-М, 2015. 284 с.
8. *Горішний П. М.* Морфологічний аналіз рельєфу : навч. посібник / Павло Горішний. – Львів : ЛНУ імені Івана Франка, 2022. 120 с.
9. *Кравчук Я.* Геоморфологічне картографування : навч. посібник. – Львів : Видавничий центр ЛНУ імені Івана Франка, 2006. 176 с.
10. *Стецюк В. В.* Основи геоморфології: навч. посібник / В. В. Стецюк, І. П. Ковальчук – Київ, 2005. 495 с.
11. *Яцишин А., Богуцький А.* Етапи плейстоценового морфогенезу долини Дністра у Галицькому Придністер'ї на основі аналізу лесово-ґрунтових покривів терас // Вісник Ін-ту археології. 2008. Вип. 3. С. 3–7.
12. *Яцишин А. М.* Методи дослідження четвертинних відкладів: навч.-методич. посібник / А. Яцишин, Р. Дмитрук, А. Богуцький. – Львів: Видавничий центр ЛНУ імені Івана Франка, 2009. 177 с.

13. *Яцишин А., Бомбель М., Ольшевська-Нейберт Д., Богуцький А., Васьків С.* Літологічна і седиментологічна характеристики алювію шостої тераси Дністра (поверхні Лоєвої) у розрізі Торгановичі 1 // Вісник Львів. ун-ту. Серія геогр. 2012. Випуск 40. Ч 2. С. 245–254.
14. *Яцишин А., Бомбель М., Ольшевська-Нейберт Д., Богуцький А., Васьків С.* Літологічна і седиментологічна характеристики алювію шостої тераси Дністра (поверхні Лоєвої) у розрізі Торгановичі 2 // Вісник Львів. ун-ту. Серія геогр. 2013. Випуск 41. С. 382–395.
15. *Яцишин А.* Будова, історія формування поверхонь вирівнювання Північно-Західного Передкарпаття // Вісник Львів. ун-ту. Сер. геогр. 2014. Вип. 47. С. 306–319.
16. *Яцишин А., Хрипта О.* Літологічна характеристика алювію руслової фації ранньоплейстоценової тераси пра-Стрию в розрізі Болехів // Вісник Львів. ун-ту. Сер. геогр. 2019. Вип. 53. С. 322–336.
17. *Яцишин А. М.* Навчальна програма, лабораторні, самостійні та тестові завдання з курсу "Літологічні методи досліджень" для студентів географічного факультету. URL: http://geography.lnu.edu.ua/wp-content/uploads/2015/07/litologichni_metodu.pdf
18. *Яцишин А. М.* Навчальна програма, лекційні, лабораторні, самостійні та тестові завдання з курсу "Основи седиментології та гідрогеології" (частина 1 "Основи седиментології"). URL: http://geography.lnu.edu.ua/wp-content/uploads/2015/07/sedumentologia_1.pdf
19. *Kauffman M. Ritter D.* Cobble imbrication as a sensitive indicator of subtle local changes in river flow direction // Geological Society of America. – 1981. Vol. 9. P. 299–302.
20. *Wittenberg L.* Structural Patterns in Coarse Gravel River Beds: Typology, Survey and Assessment of the Roles of Grain Size and River Regime // Geografiska Annaler. – 2002. Ser. A. Vol. 84. № 1. P. 25–37.
21. https://marsemfim.com.br/wp-content/uploads/2017/11/mapa-mundi.jpg

ПРЕДМЕТНИЙ ПОКАЖЧИК

А

Абсолютна висота 24
Абсолютне літочислення 9
Азимут падіння 64
Азимут простягання шару 63
Амінокислотний метод 15

Б

Базисна поверхня 43
Біогенні текстури 57, 64

В

Верхня межа пластичності 94
Вершинні поверхні 43
Видовжені форми 33
Виклинювання 62
Відносний вік 15
Відносні відмітки 24
Вітровий (еоловий) парагенетичний ряд 53
Власне гравітаційні схили 31
Внутрішні текстури осадових порід 57
Внутрішньочасточкова пористість 75
Водний парагенетичний ряд 50
Вологість (природна вологість) ґрунту 94
Вторинна пористість 75
Вторинний колір 95
Вторинні текстури 57, 65
Вулканічні схили 29

Г

Гіпергенні процеси 95
Глибина розчленування 40
Горизонтальна шаруватість 62
Гранулометричний аналіз 69
Густота (інтенсивність) горизонтального розчленування 38

Д

Деформаційні седиментаційні текстури 57, 64

Е

Екзогенні рельєфотвірні процеси 45
Екзогенні схили 29
Елювіальний парагенетичний ряд 47
Еолові схили 29
Епігенетичні текстури 57, 66
Ерозійні розмиви 64
Ерозійні текстури 57, 64
Ефективна пористість 73

Ж

Жеодова пористість 76

З

Загальна пористість 73
Залишковий рельєф 43
Замкнуті форми рельєфу 33
Зерна 68

І

Ізотопи 9
Ізотопно-кисневий метод 11
Імбрикація 86

К

Комплекс форм рельєфу 34
Конкреції 65
Коса шаруватість 62, 63
Кріогенні текстури 57, 66
Крутість земної поверхні 41

Л

Лімнічна (озерна) група відкладів 50
Лінійні елементи рельєфу 26
Літологія 55
Лодовикові схили 29
Льодовиковий (гляціальний) парагенетичний ряд 51

М

Матрикс 68
Медіана 93
Мезоміктові породи 81
Мерзлотні схили 29
Метод вікових рубежів 16
Метод керівних форм 19
Метод корелятних відкладів 16
Міжзернова пористість 75
Міжкристалічна пористість 76
Мода 93
Мономінеральні породи 80
Морські схили 29
Морфологія 7
Морфологічні межі 27
Морфометрія 6
Морфологічний аналіз рельєфу 7

Н

Негативно асиметричні криві 93
Незамкнуті форми рельєфу 33
Нижня межа пластичності 94

О

Обкатаність уламків 88
Озерні схили 29
Озерно-льодовикові відклади 52
Ознаки осадових порід 53
Округлі (ізометричні) форми 33
Олігоміктові породи 80
Орієнтація уламків 85
Осадові породи 45

П

Падіння шару 63
Пакування зерен 91
Палеоботанічні методи 19
Палеозоологічні методи 19
Палеомагнітний метод 14
Палеонтологічні методи 17
Первинна пористість 74
Первинний колір 95
Первинні текстури 57, 58
Петрографічний метод 17
Пластичність 94
Площинні елементи 28
Плями-медальйони 66, 67
Позитивно асиметричні криві 93
Полігонально-жильні структури 66
Поліміктові породи 81
Пори 69
Пористість 73
Пористість всихання 75
Пористість розчинення 75
Пористість тріщинуватості 76
Порядок річкових долин 37
Пролювіальні відклади 50
Проникність 73
Прості форми рельєфу 33
Простягання шару 63
Псевдоморфози по полігонально-жильних структурах 67

Р

Рельєф 6

С

Середній арифметичний розмір зерна 93
Складні форми рельєфу 33
Соліфлюкція 67
Сортованість відкладів 92
Стратиграфічний метод датування 16

Структурна (фізична) зрілість відкладів 81
Схили блокових рухів гірських мас 31
Схили делювіальні 31
Схили масового зміщення чохла уламкового матеріалу 31
Схиловий (колювіальний) парагенетичний ряд 49

Т

Текстури течій 64
Тектонічні схили 29
Термокарстові заглиблення 67
Термолюмінісцентний метод 15
Типи рельєфу 34
Точкові елементи 24
Тріщини висихання 57, 67

У

Умови залягання шару 63

Ф

Флювіальна парагенетична група 50
Флювіальні схили 29
Флювіоглаціальні відклади 51
Форма уламків 83

Х

Хімічна зрілість відкладів 81

Ц

Цемент 69

Ч

Число пластичності 94

Ш

Шар 58
Шаруватість 59

Щ

Щільність ґрунту 94
Щільність вологого ґрунту 94
Щільність скелета ґрунту 94

ЗМІСТ

ПЕРЕДМОВА 3
РОЗДІЛ 1. Зміст та значення морфологічного аналізу рельєфу. Роль ендогенної і екзогенної складової у розвитку рельєфу 6
РОЗДІЛ 2. Морфологічний аналіз рельєфу 22
2.1. Морфологічні класифікації окремих елементів і форм рельєфу 22
2.2. Морфометричний аналіз рельєфу 37
РОЗДІЛ 3. Етапи і шляхи транспортування матеріалу в континентальних умовах 45
РОЗДІЛ 4. Методи літологічних досліджень 55
4.1. Форми й умови залягання відкладів 55
4.2. Розміри уламків. Методи гранулометричних аналізів. Пористість і проникність 68
РОЗДІЛ 5. Мінералогічний аналіз 79
РОЗДІЛ 6. Інші типи літологічних досліджень відкладів: комплексний аналіз уламків, фізико-механічні властивості відкладів, колір відкладів 83
СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ 98
ПРЕДМЕТНИЙ ПОКАЖЧИК 100

Навчальне видання

ЯЦИШИН Андрій Михайлович,
ДМИТРУК Роман Ярославович

МОРФОЛІТОЛОГІЧНИЙ АНАЛІЗ

Навчальний посібник

Редактор *Н. Й. Плиса*
Комп'ютерне верстання *І. Б. Куліненко*
Обкладинка *В. О. Рогана*

На обкладинці зображено фрагмент Подільської височини в околицях м. Скала-Подільська

Формат 70×100/16. Умовн. друк. арк. 8,39. Тираж прим. Зам.

Видавець і виготовлювач:
Львівський національний університет імені Івана Франка,
вул. Університетська, 1, Львів, 79000
СВІДОЦТВО
про внесення суб'єкта видавничої справи до Державного реєстру видавців, виготівників і розповсюджувачів видавничої продукції:
Серія ДК № 3059 від 13.12.2007 р.

ISBN 978-617-10-0811-3
9 786171 008113