

Б51.79(075.8)

1118

І.С.Паранько

**ОСНОВИ
ЧЕТВЕРТИННОЇ
ГЕОЛОГІЇ**

551.79(075.8)

П18

І.С. Паранько

ОСНОВИ ЧЕТВЕРТИННОЇ ГЕОЛОГІЇ

648012



Кривий Ріг
Видавничий центр КТУ
2008

ББК26.3

УДК 551.7(075.8)

П-18

Рецензенти: доктор геолого-мінералогічних наук, доктор географічних наук, доктор технічних наук, професор *Г.І.Рудько*;
доктор геолого-мінералогічних наук, професор
В.В.Колодій

Паранько І.С.

П-18 Основи четвертинної геології. Навчальний посібник.
- Кривий Ріг: Видавничий центр КТУ, 2008. – 99 с.

ISBN

Розкрито мету та задачі четвертинної геології, її фундаментальне і прикладне значення; охарактеризовано принципи та методи четвертинної геології; подано характеристику основних генетичних типів четвертинних відкладів; наведено основні принципи стратифікації та кореляції четвертинних розрізів; охарактеризовано корисні копалини пов'язані з утвореннями четвертинного періоду; подані відомості про поширення, склад і будову четвертинних відкладів у межах території України.

Для студентів геологічних, географічних і екологічних спеціальностей.

ББК 26.3

Рекомендовано міністерством освіти і науки України як навчальний посібник для студентів вищих навчальних закладів.

Гриф надано 04.04.2008 р. (№ 14/18-Г-805) заступником міністра Міністерства освіти і науки України В.Г.Шинкаруком.

ISBN 978-966-78-30-11-0

© Паранько І.С., 2008
© Видавничий центр КТУ, 2008

ВСТУП

Четвертинний, або як його ще називають антропогенний, період – це самий молодий етап геологічної історії Землі, який триває й понині. В цей період сформувалася сучасна географічна оболонка Землі з теперішніми морями, океанами, рельєфом континентів, рослинним та тваринним світом і, відповідно, людиною, як найбільшим творінням природи. Безумовно, що сьгоднішнє природне середовище є результатом закономірних діалектичних змін цілої низки подій в житті нашої планети, в основі яких лежать геологічні процеси. Це різкі коливання клімату, виникнення грандіозних льодовикових покривів на материках північної півкулі, значні коливання рівня світового океану, ріст гірських хребтів, що закарбувалося в утворенні покривних континентальних відкладів на всій території суходолу. Вивчення особливостей формування цих відкладів дозволяє глибше пізнати характер перебігу природних геологічних процесів, що дає можливість уточнити геологічні події минулих епох, а також прогнозувати подальший розвиток Землі. У зв'язку з цим вивчення відкладів четвертинного періоду має суттєве фундаментальне значення, особливо для вирішення планетарних екологічних проблем, пов'язаних з впливом діяльності людини на природний перебіг геологічних процесів і явищ.

В основу даного конспекту лекцій покладено фундаментальні праці з четвертинної геології Д.Боуена, Д.С. Кізева, М.П. Костенка, Г.В. Лазукова, К.К. Маркова, В.О. Ніколаєва, А.Г. Рижової, Є.В. Щанцера та вітчизняних вчених Б.Д. Возгріна, Л.О. Демехіна, С.А. Мороза, Г.І. Педанюка і В.М. Соловицького.

1. МЕТА І ЗАДАЧІ ЧЕТВЕРТИННОЇ ГЕОЛОГІЇ ТА ЇЇ ЗВ'ЯЗОК З ЕКОЛОГІЄЮ

Четвертинна геологія, або як її ще називають геологія четвертинного періоду, геологія антропогену, вивчає умови утворення і стратиграфію відкладів четвертинного періоду, самого молодого періоду геологічної історії Землі, який триває й сьогодні. З цим періодом, який розпочався 1 млн. 800 тис. років тому, пов'язана ціла низка значних подій у житті нашої планети. Це різкі коливання клімату, грандіозні зледеніння, коливання рівня моря, орогенні процеси, формування на всіх континентах різноманітних відкладів, а також виникнення сучасного географічного середовища, складовими якого є рельєф, атмосфера, гідросфера, педосфера, рослинний та тваринний світ.

Четвертинна геологія є складовою частиною, окремим розділом, історичної геології. Проте, відклади і вся історія цього періоду настільки своєрідні, що це посприяло виділити четвертинну геологію в самостійну наукову дисципліну. Причину надання четвертинній геології самостійного наукового статусу слід шукати в тому, що об'єктом її вивчення є своєрідні, різко відмінні від древніших геологічних періодів, продукти геологічних процесів, вивчення яких вимагає застосування дещо відмінних від традиційних геологічних методів і способів дослідження. Разом з тим четвертинний період поставив перед геологами низку проблем і задач, які не пересікаються з проблемами та задачами традиційної геології. Цікавим є те, що як проблеми, так і задачі четвертинної геології обумовлені практичною діяльністю людини, а також її впливом на геологічні процеси та явища. Саме людина своєю діяльністю внесла різ-

номаніття в геологічні процеси та явища на відміну від попередніх геологічних епох, що й знайшло своє відображення, як це вже зазначалось, в іншій назві четвертинної геології – *«антропогенна геологія»*, *«геологія антропогенного періоду»* (від терміну *«антропос»* – людина).

Четвертинні відклади майже повсюдно покривають земну поверхню і їх вивчення має суттєве як прикладне, так і фундаментальне значення.

Прикладна сторона вивчення четвертинних відкладів полягає, перш за все в тому, що до них відносяться ґрунти, які є основою розвитку рослинного світу. Будівництво будь яких споруд також вимагає вивчення четвертинних відкладів, так як вони практично повсюдно складають верхній шар літосфери. Четвертинні пісок, гравій, жорства, суглинки і супіски є сировинною базою для будівельної промисловості. Сучасні долини рік, піщані пляжі, алювіальні відклади є середовищем формування розсипних родовищ золота, алмазів, каситериту, кіноварі та інших мінералів, а четвертинні торфи і сапропель – якісною енергетичною сировиною. Окрім того, вивчення четвертинних відкладів має велике значення і при пошуках корінних родовищ корисних копалин, так як перші містять своєрідні геохімічні відомості про наявність цінних компонентів у вигляді вторинних ореолів розсіювання хімічних елементів.

Не менш важливим є і *фундаментальне* значення четвертинної геології. Вивчення четвертинних відкладів дає можливість реалізувати основний принцип геології – *принцип актуалізму*. Саме спостереження за сучасним перебігом природних геологічних процесів є основою для відтворення історико-геологічних подій в минулі епохи. Слід також згадати, що четвертинний період – це період розвитку людини і її культури, що пов'язує четвертинну геологію з археологією, антропологією, етнографією.

Особливо прикладна і фундаментальна роль четвер-

тинної геології зросла з появою екологічних проблем. Четвертинний період, як це вже зазначалось, – це період становлення фізико-географічних умов, які ототожнюються з природним середовище, що є одним з основних об'єктів вивчення екології. Цим і пояснюється зв'язок четвертинної геології та екології. Проте, якщо врахувати, що четвертинна геологія не тільки вивчає відклади, але й геологічні процеси, які формують ці відклади, то цей зв'язок більш тісний ніж на перший погляд.

Основними чинниками геологічних процесів, особливо екзогенних, є кліматичні умови, які включають зміни температури в приземних шарах атмосфери, атмосферні опади, вітер тощо, і зміна клімату позначається на природних геологічних процесах, активізуючи їх або мінімізуючи. Від перебігу останніх залежить стан геологічного середовища, складовою якого є ландшафти, а зміни в останніх безпосередньо знаходять своє відображення і в змінах природного середовища, яке є підконтрольне екології.

Запитання для самоконтролю

- 1. Розкрийте мету та задачі четвертинної геології.*
- 2. Обґрунтуйте зв'язок четвертинної геології з екологією.*
- 3. Розкрийте фундаментальне і прикладне значення четвертинної геології.*

Завдання для самостійної роботи

Скласти аналітичний реферат на тему «Становлення четвертинної геології як самостійної науки».

2. МЕТОДИ ЧЕТВЕРТИННОЇ ГЕОЛОГІЇ

Об'єктом вивчення четвертинної геології зазвичай є континентальні відклади, формування яких відбувалося в дуже мінливому середовищі – в умовах розчленованого рельєфу, зміни клімату, коливань рівня Світового океану, проявленні неотектонічних рухів тощо. Відповідно, наявність широкого спектру різних за природою відкладів, вимагає **комплексного** підходу до вивчення останніх. У зв'язку з цим методи вивчення четвертинних відкладів дуже різноманітні і їх вибір диктується задачами, які необхідно вирішувати.

До основних задач дослідження четвертинної геології належать:

- встановлення генезису (природи), умов залягання відкладів;
- стратиграфічне розчленування четвертинних товщ та кореляція розрізаних розрізів;
- палеогеографічні реконструкції умов осадконакопичення на певний час.
- виявлення корисних копалин, пов'язаних з четвертинними відкладами.

Перші три напрямки – генетичний, стратиграфічний і палеогеографічний взаємопов'язані. З цього випливає, що вирішувати конкретні задачі які стоять перед кожним з них, можна застосовуючи одні й ті ж методи, або їх групи. Враховуючи це, всі методи четвертинної геології діляться на вісім груп: геологічні, геоморфологічні, геофізичні, стратиграфічні, палеонтологічні, кліматостратиграфічні, геохронологічні та геологічного картування.

2.1. Геологічні методи

Геологічні методи скеровані на встановлення генетичної приналежності та речовинного складу порід.

При встановленні генетичної приналежності четвертинних відкладів першочергова роль належить стратиграфічним і фаціальним методам.

Стратиграфічні методи дозволяють встановити вікову послідовність накопичення відкладів і базуються на застосуванні закону Стенона, згідно з яким *верстви порід, які залягають внизу розрізу, древніші за верстви, які їх перекривають.*

Фаціальні методи скеровані на встановлення умов осадконакопичення. Серед континентальних фацій розрізняють: еолові, річкові, тимчасових водних потоків, льодовикові. Типовими ознаками еолових фацій є присутність в розрізах лесів або еолових пісків; річкові фації характеризуються присутністю алювіальних відкладів; фації тимчасових водних потоків встановлюються за наявністю пролювіальних відкладів; характерною ознакою льодовикових умов є поширення морених відкладів, тощо.

При вивченні речовинного складу четвертинних утворень застосовують **мінералого-літологічні методи** серед яких розрізняють літологічний, гранулометричний і мінералогічний.

Літологічний метод полягає у всебічному дослідженні породи з метою встановлення її мінерального складу, забарвлення, розмірів і форми уламків, типу цементу, структури, текстури, пористості, міцності, щільності, форми залягання тощо. Враховуючи, що серед четвертинних відкладів переважають теригенні утворення, за зазначеними ознаками серед останніх розрізняють – піски, алевроліти, глини, галечники, жорству, щєбінку і брили. Карбонатні породи зустрічаються рідко – зазвичай це хемогенні або органогенні утворення. До перших належать відкладення

мінералізованих вод – вапняковий туф і травертин, а другі репрезентовані черепашиковими вапняками, торфом і сапропелевим мулом. В районах проявлення сучасного вулканізму поширений вулканічний попіл, а серед відкладів солових фацій зустрічаються леси.

Однією з особливостей четвертинних відкладів є їх змішаний склад, що зумовлено особливостями зміни екзогенних процесів, а також нестійкими і мінливими умовами седиментації. Серед таких «змішаних» порід переважають піщано-гравійні відклади, суглинки, супіски і валунні глини.

Піщано-гравійні відклади складені з суміші піску та гравію.

Пісок – це пухка дрібноуламкова порода, яка складається з уламків кварцу, польових шпатів, слюди, рідше інших порід (магматогенних), розмір зерен яких коливається в діапазоні від 0,1 до 1 мм. Розрізняють крупнозернисті (0,5-1 мм), середньозернисті (0,25-0,5 мм) і дрібнозернисті (0,1-0,25) мм піски. Залежно від складу піски бувають мономіктові (мономінеральні), складені уламками одного мінералу; олігоміктові, у складі яких переважають уламки двох мінералів; поліміктові (полімінеральні), представлені сукупністю уламків різних мінералів і порід. За природою піски можуть бути еолові, алювіальні, пролювіальні, озерні, морські, гляціальні (льодовикові).

Гравій – це також пухка грубоуламкова осадова порода, складена обкатаними уламками розміром від 1 до 10 мм. Залежно від переваги уламків певної розмірності розрізняють крупний (5-10 мм), середній (2,5-5 мм) і дрібний гравій (1-2,5 мм). За природою гравій може бути річковим, озерним, морським і льодовиковим.

До грубоуламкових відкладів належить також і галечник, який складений з добре обкатаних уламків порід розміром більше 10 мм. Суміш гравію і галечника утворює гравійно-галечникові відклади, а піску і гравію – піщано-гравійні.

Суглинки належать до тонкоуламкових відкладів, складених уламками розміром 0,05-0,005 мм і глинистих часток, розмір яких менше 0,005 мм. При цьому глиниста складова не перевищує 10-30% об'єму породи, що надає останній пластичних властивостей. Такі породи є зазвичай результатом денудаційних процесів і складають делювіальні, пролювіальні, гляціальні і, рідше, алювіальні відклади.

Супіски за розмірністю уламкового матеріалу не поступаються суглинкам, але вміст глинистої складової в них не перевищує 10%, а основну частину об'єму займають уламки піщанистої та алевритистої розмірності. Вони також утворюються в результаті проявлення денудаційних, флювіогляціальних і ерозійних процесів.

Для точної діагностики таких уламкових відкладів важливе значення має визначення розмірів часток, які їх складають. Для досягнення цієї мети застосовують гранулометричний метод.

Гранулометричний метод базується на розділенні певного об'єму породи за групами часток різної крупності, які називаються фракціями, та встановлення їх кількісних співвідношень у породі. Існує дуже багато способів фракціювання. При вивченні піщаних фракцій (0,1-1 мм) застосовують ситовий аналіз, суть якого полягає в просіюванні породи через сита з отворами певного розміру. Глинисті та алевритисті відклади розділяють на фракції шляхом застосування способів відмучування осаду в спокійній воді.

Результати отримані шляхом вивчення порід цим методом дозволяють робити висновки стосовно відстані перенесення уламкового матеріалу, а також використовуються для точної характеристики фізико-механічних властивостей ґрунтів.

Мінералогічний метод застосовується не тільки при діагностиці мінерального складу порід, але й має велике значення для встановлення корінних джерел уламкового

матеріалу, умов та напрямків його перенесення. В його основі лежить розділення мінералів в осадку на дві групи – фракції: легку і важку.

Легка фракція включає головні породоутворюючі мінерали, які характеризуються щільністю 2,5-2,8 г/см³ і низькою питомою вагою. Це кварц, польові шпати, амфіболи, карбонати, піроксени та інші.

Важку фракцію представляють мінерали зі щільністю >3 і високою питомою вагою. Типовими серед них є рудні мінерали, епідот, рогова обманка, гранат, дістен, циркон, ільменіт, рутил та інші.

Склад легкої фракції, а також ступінь збереження нестійких до вивітрювання мінералів дозволяють робити припущення стосовно віддаленості їх перенесення, а склад важкої – про джерело живлення, тобто, які породи розмилися.

Слід також зазначити, що цей метод широко застосовується при стратиграфічних побудовах і пошуках корисних копалин.

Значні за розмірами уламки, такі як галька (10-100 м) і валуни (>10 см), вивчаються *валунним методом*, який базується на дослідженні їх петрографічних особливостей. Зазвичай галечниково-валунні породи властиві для льодовикових, пролювіальних (селевих), колювіальних, прибережно-морських відкладів, алювію гірських рік і їх вивчення дозволяє встановити напрямок руху льодовика, селевого потоку, складу берегової лінії, яка підлягала абразивному руйнуванню тощо.

Петрографічний метод застосовується при вивченні твердих гірських порід як у корінному заляганні, так і в гальці та валунах. Залучення цього методу дозволяє встановити мінеральний склад та структурно-текстурні особливості порід і їх уламків. Базується він на вивченні під мікроскопом прозорих шліфів, пластинок гірських порід товщиною 0,025-0,030 мм.

Метод послідовності нашарування полягає в поперстному (пошаровому) вивченні розрізів і застосовується в тих випадках, коли у відслоненнях спостерігається чергування, або перешарування, різних верств порід, а також при вивченні похованих у западинах і прогинах товщ.

Текстурно-стратологічний метод передбачає вивчення текстурних особливостей відкладів і, перш за все, верстуватості. Застосовується він для діагностики генетичних типів відкладів, реконструкції палеогеографічних обстановок і стратиграфічних побудов. Розрізняють різні типи верстуватості: паралельну, косу, хвилясту, перехресну та інші, які характеризують процеси та умови седиментації, напрямок течії потоків, періодичність змін глибини басейнів осадконакопичення тощо. Вивчаються різні типи брижів на поверхні нашарування, розташування гальки, орієнтування гальки по відношенню до сторін світу та інші ознаки, що вказують на умови, при яких відбувалося накопичення осаду. При вивченні морен і продуктів солифлюкційних явищ особлива увага приділяється слідам текучості речовини в процесі її відкладення, а базальних (придонних) морен – смугастості, розлінзування верств, орієнтування довгих осей валунів, що дозволяє встановити напрямок руху льодовика.

Структурні методи застосовуються при вивченні структур залягання порід не тектонічної природи. До них належать гравітаційні складки (складки сповзання), лускоподібні насуви і осуви, причиною виникнення яких можуть слугувати гляціодислокації, спричинені напором льодовикових мас; складчасті і розривні порушення, які утворюються при осувах та карстових провалах.

Тектонічні методи і методи вивчення фацій та потужностей зокрема, застосовуються при вивченні четвертинних відкладів, які виповнюють неотектонічні міжгірські та крайові прогини.

Геоморфологічні методи мають суттєве значення при вивченні четвертинних відкладів, що утворилися внаслідок формуванням рельєфу і важливою особливістю яких є їх зв'язок з формами рельєфу, виражений через поширення та умови залягання. Саме ці методи є основою генетичного аналізу, а також картування четвертинних відкладів. Серед них розрізняють методи встановлення генезису та відносного віку відкладів, їх простеження і кореляції, аналізу денудаційних форм рельєфу.

Методи встановлення генезису відкладів включають: *аналіз форм акумулятивного рельєфу*, що дає можливість чітко виділяти льодовикові, еолові, алювіальні і пролювіальні відклади, всі типи селевих і багатьох флювіогляціальних відкладів; *метод корелятивності* відкладів і форм денудаційного рельєфу, як наприклад виявлення пролювію, завжди підтверджується положенням його в гирлових частинах ярів і балок, а обвальних відкладів – асоціюється зі стінками відриву тощо. Встановлення положення відкладів у рельєфі свідчить про динаміку розвитку останнього.

Методи встановлення відносного віку відкладів базуються: на вивченні послідовності нашарування різногенетичних утворень, ті що знаходяться внизу розрізів завжди будуть древніші за ті, які їх перекривають; на аналізі висотного положення відкладів у розрізах терас, де відклади, які складають більш високі тераси, будуть древніші за ті, що складають нижчі, а останні – за відклади надзаплавної тераси; на аналізі ступня збереженості акумулятивних форм, чим більш розчленовані ярами тераси, тим вони древніші за ті, на яких ерозійні процеси проявлені відносно слабо.

Методи простеження і кореляції відкладів передбачають аналіз територіального поширення акумулятивних форм рельєфу – річкових і морських терас, кінцевих морен і зіставлення поєднаних з ними відкладів інших генетичних типів – силових (осипи, делювій), флювіогляціальних

озерних, що формувалися у відокремлених заглибленнях рельєфу або на значних відстанях одні від одних.

Методи аналізу денудаційних форм рельєфу застосовуються з метою полеографічних реконструкцій та стратиграфічних побудов. Наприклад, наявність «баранячих лобів», «кучерявих» скель, льодовикових шрамів і інших слідів льодовикової діяльності вказує на присутність в минулому льодовика, послідовна зміна ерозійних трогових форм гірських долин – на зміну льодовикових та міжльодовикових епох і слугує основною ознакою для їх виділення.

2.2. Геофізичні методи

Геофізичні методи дозволяють встановити загальну потужність четвертинних відкладів, форму поверхні дочетвертинного рельєфу, провести літолого-стратиграфічне розчленування похованих розрізів, дослідити багатолітньомерзлі товщі тощо.

Для вирішення перших двох задач застосовують **електророзвідку** (електропрофілювання, вертикальне електричне зондування) і **сейморозвідку**, яка базується на аналізі швидкостей проходження сейсмічних хвиль, так як межа четвертинних і дочетвертинних відкладів фіксується різким перепадом питомого електричного опору і швидкості поширення пружних сейсмічних хвиль. Найбільш широко застосовують електророзвідку, яка характеризується низькою вартістю і простою технологією проведення, а сейсмічні роботи вимагають суттєво більших затрат і використання складної апаратури. Можливе також застосування **гравіроздавки**, але цей метод дозволяє встановити лише наближені потужності пухких відкладів і виявити значні за площею нерівності в рельєфі фундаменту.

Усі четвертинні відклади зазвичай знаходяться в пухкому стані, в зв'язку з цим розчленування їх за літологічним складом шляхом застосування геофізичних методів не

дає бажаних результатів.

Для вивчення багатолітньомерзлих гірських порід (вічної мерзлоти), найбільш ефективним є метод електророзвідки, а при дослідженні четвертинних відкладів морів, океанів, озер і великих рік застосовують *звукову геолокацію, сейсмоактивне профілювання і радіохвильовий* метод.

Для встановлення віку порід, розчленування розрізів і палеогеографічних побудов широко застосовуються методи стратиграфічного і палеонтологічного вивчення четвертинних відкладів, які включають: палеонтологічні, археологічні, кліматостратиграфічні і геохронологічні.

2.3. Палеонтологічні методи

Палеонтологічні методи в четвертинній геології застосовуються не тільки для біостратиграфічного розчленування відкладів, але й для реконструкції палеогеографічних і палеокліматичних умов їх утворення. Відповідно при цьому суттєве значення має не тільки встановлення видової приналежності похованих решток органіки, а також і реконструкція екологічних умов проживання встановленого виду. Методи і використання отриманих результатів вивчення викопних решток фауни та флори дуже різноманітні, що дозволяє об'єднати їх в дві групи – палеофауністичні і палеофлористичні.

Палеофауністичні методи базуються на вивченні викопних решток фауни. Враховуючи те, що серед четвертинних відкладів переважають утворення континентальних фацій, провідне місце належить вивченню викопних решток ссавців. Дослідженню підлягають також наземні, прісноводні та морські молюски, а для відкладів дна океанів найбільш інформативними є рештки форамініфер і нанопланктону.

Серед викопних решток ссавців найчастіше зустрічаються кістки, зуби, роги, а знахідки цілих скелетів і нако-

пичення кісток, так звані кістконосні верстви, які мають велике наукове значення, зустрічаються дуже рідко. Здебільшого вони приурочені до алювіальних відкладів великих рік і озер. Накопичення кісток зустрічаються також у печерах і на стоянках древніх людей. Поодинокі знахідки решток ссавців і навіть цілі скелети можна зустріти також у делювіальних відкладах, лесах, на торфовищах, в озокериті та бітумінозних утвореннях.

При вивченні знахідок решток ссавців особливу увагу звертають на характер розташування кісток, ступінь їх збереженості, співвідношення з вміщуючими товщами. Важливим моментом документації місця знахідки є визначення положення решток у вміщуючих верствах, а також рельєфі з зазначенням положення верстви над рівнем моря. Збір решток проводиться поверховно без змішування знахідок з різних верств.

Рештки морських і прісноводних молюсків зустрічаються у вигляді мушель двостулочок, або гастропод і несуть інформацію не тільки про вік порід, у яких вони виявлені, але й про палеогеографічні та екологічні умови, що існували на час їх проживання та вимирання.

У морських, лиманних і прісноводних відкладах збору підлягають також раковини остракод і форамініфер. Проте найбільш інформативним як для встановлення віку порід, так і палеогеографічних та екологічних умов, є комплексний підхід до вивчення решток фауни, який забезпечує об'єктивність висновків.

Палеофлорестичні методи базуються на вивченні решток рослин і продуктів їх життєдіяльності. Найбільш широко з цієї групи методів застосовуються спорово-пилковий (полінологічний), карпологічний і діатомовий.

Спорово-пилковий метод полягає у вивченні макрорешток наземних рослин – насіння, плодів, листя, стебел тощо. Проте значно краще у викопному стані в різних гене-

тичних типах відкладів зберігаються спори та пилок рослин. Найбільше їх у таких відкладах як торф, сапропеліт і викопні ґрунти. Спори та пилок за своєю морфологією дають можливість найбільш точно визначити рід і навіть вид рослини. Кількісний підрахунок і процентні співвідношення пилку різних рослин в межах певної верстви дають спорово-пилковий спектр, який дозволяє говорити про характер рослинного покриву одновікового з цими відкладами. Співвідношення теплолюбивих і холоднлюбивих форм дозволяє реконструювати кліматичну обстановку, а зміна складу спорово-пилкового спектру свідчить про палеокліматичні зміни в довіклі на певний час.

Спорово-пилковий аналіз являє собою один з важливих кліматостратиграфічних методів. Окрім того, за характером будови пилкової діаграми можна визначати міжльодовикові періоди, а також проводити кореляцію розрізів.

Проби на спорово-пилковий аналіз необхідно відбирати безперервною борозною на потужність всієї верстви, відслонення, розрізу розкритого свердловиною, що дає можливість простежити екологічні зміни впродовж всього часу накопичення відкладів. Проби відбираються поверстно з інтервалом 10-50 м.

Карпоботанічний метод полягає у вивченні решток плодів, шишок, насіння рослин, які зазвичай знаходяться в торфовищах.

Перевага цього методу полягає в тому, що макрорештки здебільшого є автохтонними. Тобто такими, що були похованими на місці в первинному заляганні, в той час як пилок може бути перенесений водою або вітром.

Діатомовий метод застосовується при стратиграфічному розчленуванні морських або озерних відкладів і базується на вивченні характеру зміни видового складу водоростей. Як і при застосуванні пилкового методу, проби відбираються поверстно. З них виділяються панцери діа-



томей, проводиться кількісна оцінка зміни їх видового складу і будуються відповідні діаграми. Зміна складу діатомей відображає не тільки зміну кліматичних умов, але й солоності води в басейні.

Біостратиграфічні методи в четвертинній геології доповнюються археологічними даними.

2.4. Археологічні методи

Археологічні методи базуються на вивченні залишків матеріальної культури людини (знарядь праці, зброї, прикрас), які збереглися у викопному стані. Це дозволяє виділити різні археологічні епохи та культури і встановити час відкладів в яких вони поховані, так як залишки матеріальної культури властиві відкладам останніх 150 тис. років. Окрім того більшість знарядь виготовлялося з каменю і вони дуже добре зберігаються. Для більш пізніх часів властиві залишки глиняних виробів, так звана кераміка. Відомі також наскельні малюнки, залишки житла. Близько шість тисяч років назад з'являються вироби з металу, пізніше скла, фаянсу тощо.

Археологічні знахідки за своїм значенням діляться на три типи: 1) стоянки (поселення), 2) окремі знаряддя, 3) перевідкладене знаряддя. Проте такі знахідки не можуть достеменно вказувати на вік порід, в яких вони виявлені, так як вони могли переноситись водами, переміщуватися разом з осипами, обвалами тощо. Їх цінність полягає в тому, що вони вказують на присутність на час осадконакопичення людини. Так, стоянки древніх людей встановлюються за знахідками у відкладах залишків кострищ, багаття, деревного вугілля, скупчення кісток тварин, мушель молюсків, черепків кераміки тощо. Особливе значення належить археологічним знахідкам виявленим на терасах рік і морів, що вказує на вік цих геоморфологічних елементів і, відповідно, є ознакою відносного віку відкладів.

2.5. Кліматостратиграфічні методи

Кліматостратиграфічні методи діляться на палеопедологічний, палеокріологічний і палеотемпературний.

Палеопедологічний метод базується на вивченні похованих ґрунтів. Останні свідчать про теплі кліматичні умови, в яких вони формувалися, що сприяло розвитку родючості. Залягаючи в середині утворень холодних епох і відображаючи корінні зміни фізико-географічних обстановок, ґрунти мають суттєве стратиграфічне значення. Простежуючись на значні відстані, вони дають можливість корелювати розрізнені розрізи одноманітних товщ, наприклад лесів. Окрім кліматичних ознак, наявність ґрунтів дозволяє уточнювати також і фізико-географічні умови їх утворення.

Палеокріологічний метод полягає у виявленні слідів похованої мерзлоти, що свідчить про різке похолодання клімату. Це можуть бути різноманітні кріологічні деформації – морозобійні тріщини, полігональні ґрунти, кам'яні вінки, горби пучення, бейджарахи, крижані жили тощо. Особливе значення належить соліфлюкційним елементам рельєфу, які виникають під впливом текучості ґрунтів, а також термокарсту.

Палеотемпературний метод, який ще називають *ізотопно-кисневим*, базується на визначенні відношення ізотопів ^{18}O і ^{16}O в мушлях морських форамініфер і в материкових льодовиках. Співвідношення цих ізотопів залежить від температури повітря, тобто від кліматичних умов, і зміна цього співвідношення в розрізі відкладів відображає кліматичні коливання в часі.

Охарактеризовані методи дають можливість говорити про відносний час утворення четвертинних порід, а абсолютний вік дозволяють встановити геохронометричні методи.

2.6. Геохронометричні методи

Геохронометричні методи в останні роки займають провідне місце при стратифікації четвертинних відкладів. Серед них розрізняють групу радіологічних методів і групу фізико-хімічних та фізичних методів.

Радіологічні методи базуються на вивченні процесу самовільного розпаду нестійких атомних ядер радіоактивних елементів, який відбувається з постійною швидкістю. Радіологічні методи, які застосовуються при стратифікації четвертинних відкладів, базуються на визначенні вмістів радіоізоотопів, період напіврозпаду яких співмірний з незначними за тривалістю відрізками четвертинного періоду. Найрезультативнішим для цієї мети є радіовуглець, період напіврозпаду якого становить 5700 років, а також ізотопи торію та урану – уран-234 з періодом напіврозпаду 250 000 років, іоній (75 000 років), протактиній (32 000 років), які характеризуються широким поширенням. Використовуються також калій і аргон.

Серед радіологічних методів найбільш широко на практиці застосовуються радіовуглецевий, методи «нерівномірно вагового урану», калій-аргоновий і метод треків.

Радіологічний метод полягає в визначенні вмісту радіоактивного ізоотопу ^{14}C у вуглєці викопної органічної речовини (деревне вугілля, деревина, торф і інші рослинні залишки, а також кістки, тканини тварин, мушлі молюсків тощо). Вік відкладів визначається по відношенню вмісту ^{14}C в сучасних і викопних організмах. Межа датування по радіовуглецю становить 45-55 тис. років і визначається можливістю заміру малих кількостей ^{14}C в породі.

Методи «нерівномірно вагового урану» базуються на визначенні надлишку або недостатку в породах радіоактивних ізоотопів урану і торію – урану-234, протактинію-231 і іонію по відношенню до рівновагової кількості материнського радіоеlementу. Найбільш точне датування можна

отримати застосовуючи уран-іонієвий метод в діапазоні від 20-30 до 600 тис. років. Недоліком цього методу є те, що найбільш достовірні дані можливо отримати лише при вивченні морських коралів.

Калій-аргоновий метод застосовується при встановленні віку більше 100-250 тис. років і базується на аналізі калієвмісних вулканічних порід. Для вивчення осадових порід він не застосовується.

Метод треків характеризується широким хронологічним діапазоном. Він полягає у вивченні під електронним мікроскопом кількості слідів пробігів протонів, які утворюються при спонтанному розділенні урану і торію, що містяться в мінералах вулканічних порід.

Фізико-хімічні і фізичні методи включають термолюмінесцентний і палеомагнітний.

Термолюмінесцентний метод базується на властивості деяких мінералів світитися при нагріванні від 100 до 400°C. Цей процес називається термолюмінесценцією. Свічення мінералів відбувається внаслідок накопичення в кристалічній решітці світлосуми радіоактивного опромінення. Після нагрівання зразка й заміру його природної люмінесценції шляхом радіоактивного опромінення в ньому знову спричиняють термолюмінесценцію. Через підбір дози опромінення, яка б викликала люмінесценцію, що відповідала б природній, і замірявши природну радіоактивності зразка, можна розрахувати його вік при певній швидкості накопичення світлосуми.

Палеомагнітний метод базується на властивості ефузивних і теригенних порід набувати і зберігати тривалий час залишкову намагніченість по відношенню до геомагнітного поля, яке в історії Землі неодноразово змінювало свою полярність. На базі замірів залишкової намагніченості створена палеомагнітна шкала, на якій виділені палеомагнітні епохи, що відрізняються за прямою або оберненою

полярністю. Порівняння отриманих результатів при вивченні конкретного зразка зі шкалою дає можливість встановити в яку палеомагнітну епоху утворилися породи, що підлягають вивченню.

Окрім охарактеризованих методів на практиці також застосовують варохронологічні і дендрохронологічні методи.

Варохронологічні методи включають *метод підрахунку річних верств і стрічкових глин* прильодовикових озер, в яких влітку наслідок інтенсивного танення криги накопичується відносно крупний (піщанистий) уламковий матеріал, а взимку більш тонкий – глинистий. За кількістю таких верств (стрічок) визначають час накопичення осадків по роках.

Дендрохронологічний метод полягає в підрахунку річних кілець на поверхні зрізаних стовбурів сучасних і викопних дерев і його застосування обмежується віковим діапазоном тривалістю 8 тис. останніх років.

2.7. Геологічне картування

Геологічне картування один з сучасних, найбільш оптимальних і комплексних методів вивчення четвертинних відкладів. Він полягає в створенні карти поширення четвертинних відкладів, геологічних розрізів, стратиграфічних колонок тощо. Геологічне картування скеровує весь процес вивчення четвертинних відкладів є найкращим способом узагальнення всіх матеріалів з геології четвертинних відкладів.

Запитання для самоконтролю

1. *Охарактеризуйте геологічні методи дослідження четвертинних відкладів.*
2. *Дайте характеристику геоморфологічним методам вивчення четвертинних утворень.*
3. *Розкрийте геофізичні методи дослідження четвертинних відкладів.*

4. Охарактеризуйте палеонтологічні методи вивчення четвертинних утворень.
5. Дайте характеристику археологічним методам вивчення четвертинних відкладів.
6. Розкрийте кліматостратиграфічні методи четвертинної геології.
7. Охарактеризуйте геохронологічні методи вивчення четвертинних утворень.

Завдання для самостійної роботи

Скласти аналітичний реферат на тему «Континентальні і морські фації».

3. ГЕНЕТИЧНІ ТИПИ ЧЕТВЕРТИННИХ ВІДКЛАДІВ

Об'єктом вивчення четвертинної геології є континентальні утворення, в зв'язку з чим нижче наводиться класифікація саме цієї генетичної групи, в складі якої виділяються уламкові, біогенні, хемогенні, вулканогенні і техногенні відклади. Присутність останніх є прерогативою тільки четвертинного періоду, серед утворень всіх інших, більш древніх геологічних періодів, вони відсутні.

Група **уламкових** четвертинних відкладів включає: елювій, делювій, пролювій, колювій, алювій, льодовикові, водно-льодовикові, покривні суглинки, печерні, еолові відклади, а також ґрунти.

Елювій – це пухкі не переміщені продукти вивітрювання гірських порід, які формують кору вивітрювання. Розрізняють термофракційний, кріогенний і хемогенний елювій.

Термофракційний елювій є результатом температурного вивітрювання і характерний для аридних та семиаридних кліматичних зон.

Кріогенний елювій утворюється при морозному вивітрюванні в обстановці полярного та нівального клімату.

В обох випадках елювіальні відклади репрезентовані грубоуламковими утвореннями, серед яких переважають щебінка, жорства, брили і підпорядковано поширені піщано-алевритисті породи. Другою особливістю цих утворень є незначна їх потужність, яка складає 1-3 м.

Хемогенний елювій є результатом хімічного вивітрювання гірських порід в умовах волого теплого і волого жа-

рого клімату. В першому випадку формується так званий алітний елювій, представлений зазвичай глинистими утвореннями, складеними каолінітом або іншими глинистими мінералами, а в другому – алітний елювій, репрезентований оксидами алюмінію та заліза.

Делювій утворюється на схилах і в їх підніжжі внаслідок перенесення пухкого матеріалу (елювію) водами поверхневого площинного змиву, джерелом яких є атмосферні опади (дощ і талі снігові води). Гранулометричний склад делювію залежить від характеру вихідних порід і крутизни схилів. На пологих схилах переважають супіщано-суглинисті відклади, а на більш крутих – супіщано-щебінчасті. Потужність делювію збільшується зверху до низу схилу від перших сантиметрів до 5 – 10 м. Для нього також властиві ознаки водної диференціації (сортування), вираженої в зменшенні крупності матеріалу донизу схилу.

Пролювій – це кінцеві відклади тимчасових потоків, які формують конуси виносу, або, як їх ще називають, наземні дельти. Вершинні частини таких конусів (потокова фація) складені галькою з лінзами валунників, глинистої щебілки і суглинків. Зовнішню зону конусів (віялова фація) репрезентує асоціація супісків, суглинків і пісків. Крайні периферійні частини конусів, які відносяться до ластійководної фації, представлені карбонатними глинами, супісками і мергелями. Максимальна потужність пролювію характерна для вершинної частини конусів, де може складати від декількох метрів до десятків і сотень метрів, а до периферії вона поступово зменшується до повного вклинювання.

Колювій являє собою нагромадження уламкових відкладів переміщених під впливом сил гравітації. Розрізняють *колювій обрушення*, який об'єднує обвальні накопичення, що сформувалися внаслідок обрушення гірських порід, або осипів, а також *колювій сповзання*, до якого від-

носяться осувні та соліфлюкційні накопичення.

Обвальні накопичення – це невідсортовані за розміром зазвичай щебінчасто-брилеві відклади накопичені біля підніжжя крутих гірських схилів, які утворюються при періодичному обрушенні крупних блоків скельних порід. При катастрофічних обрушеннях об'єми порід можуть складати багато мільйонів кубічних метрів.

Осипні накопичення представлені нагромадженням брил і щебілки, які відокремлюються від скельних гірських порід поступово внаслідок розвитку фізичного вивітрювання і осипаються по схилах під впливом гравітації. Ці відклади, як і обвальні, поширені в гірських районах аридного і семіаридного клімату.

Осувні накопичення формуються внаслідок проявлення осувів, які проявляються в осуванні крупних блоків (блокові осуви) або пухких мас (потоків осуви) гірських порід. Осуви характерні для гірських районів, де схили складені перешаруванням піщанистих і глинистих верств. Вони також можуть проявлятися і на схилах долин рівнинних великих рік та розвиваються зазвичай в областях гумідного клімату.

Соліфлюкційні накопичення досить різноманітні за складом (від глин і суглинків до щебілки та брилевих нагромаджень). Це зазвичай невідсортовані відклади потужністю від 1-2 м до декількох десятків метрів. Формуються при поступовій текучості перезволоженого пухкого матеріалу схилів. Характерні для областей розвитку вічної мерзлоти, а також волого екваторіального клімату.

Алювій – це генетичний тип складних за складом і умовами утворення відкладів рік. Серед них розрізняють утворення руслової, заплавної фації і фації стариць.

Руслова фація, яка формується внаслідок турбулентних потоків в межах русла ріки, зазвичай репрезентована сортованими гравійно-піщанистими косоверстуватими від-

кладами на рівнинах, або галькою в гірських областях.

Заплавна фація пов'язана з осадженням дрібноуламкового матеріалу впродовж часу затоплення заплави під час повеней і представлена малопотужними покривними супісками та суглинками з лінзами пісків.

Фацію стариць складають відклади, які виповнюють відокремлені частини русел рік в процесі їх міандрування. Представлені вони алеврито-глинистими утвореннями з прошарками торфу.

Найбільш повно всі ці фації розвинені в алювії рівнинних рік, а для гірських рік властива тільки руслова фація і слабо виражена заплавна, фація стариць тут відсутня.

Озерні уламкові відклади, залежно від гідрологічного режиму озера, зазвичай репрезентовані галькою, гравієм, пісками і глинами. При перевазі озерної абразії формуються грубоуламкові відклади, а спокійні умови сприяють накопиченню тонкозернистих пісків і глин.

Льодовикові відклади представлені моренами, складеними грубоуламковим матеріалом, серед якого переважає щебінка, брили і пісок, які складають моренні горби і друмлини.

Водно-льодовикові відклади включають флювіогляціальні і озерно-льодовикові утворення.

Флювіогляціальні відклади формуються з осадків потоків талих льодовикових вод, що робить їх подібними до річкового алювію. Серед них розрізняють внутрішньольодовикові і прильодовикові відклади.

Внутрішньольодовикові флювіогляціальні відклади представлені косо- і горизонтальноверстуватими пісками, гравієм, галечником і валунами, які складають ози (вали і пасма висотою до 20-50, поперечно орієнтовані до кінцевих морен), а також пісками, супісками і суглинками, що складають пагорби з пологими і крутими схилами висотою 10-20 м, які називаються камами. Розрізняють флювіаками,

зв'язані з водними потоками, і лімноксами, які утворюються в льодовикових озерах і характеризуються горизонтальною верствуватістю.

Прильодовикові флювіогляціальні відклади репрезентовані зазвичай пісками зандрових рівнин, які в бік льодовика змінюються гравійно-галечниковими відкладами, а до периферії – суглинками.

Озерно-льодовикові відклади представлені тонко- і горизонтальноверствуватими пісками, алевритами та глинами, які накопичуються в прильодовикових озерах. Серед них найпоширенішими є так звані стрічкові відклади, представлені ритмічним чергуванням тонкозернистих пісків та алевритів, які утворюються в літній період танення льодовика, а також темнозбарвлених глин потужністю до перших міліметрів, що накопичуються в зимові періоди.

Покривні суглинки належать до проблематичних утворень, які традиційно відносять до відкладів льодовикового ряду. Це позбавлені верствуватості суглинки, які покривають значні території, в тому числі і пласкі вододіли. Поширені вони зазвичай в льодовикових і прильодовикових областях завдяки чого і відносяться до відкладів льодовикового ряду, але їх природа вивчена недостатньо. Можливо частина з них і відкладалася в льодовикових озерних басейнах, а частина належить до відкладів віддалених фацій стоків талих вод і їх можна відносити до делювіальних утворень.

Печерні уламкові відклади представлені обвальними накопиченнями, які формуються внаслідок обрушення склепіння і стін печер (брили, щебінка), а також уламковим матеріалом підземних рік та озер (галька, пісок, глинисто-алеєвритові утворення).

Генетичний ряд *еолових уламкових відкладів* включає еолові піски і еолові леси.

Еолові піски утворюються наслідок перевідкладення

вітром морських, озерних і річкових піщаних відкладів, а також формування піщанистого матеріалу під впливом корозії. Це добре відсортовані піски складені округлими, нерідко відшліфованими уламками, зазвичай, кварцу, які складають бархани, дюни, пасма та пагорби.

Еолові леси пов'язані з перенесенням вітром і осадженням тонких часток карбонату і кварцу розміром 0,005-0,05 мм. Це неверствуваті, високопористі відклади, які легко підлягають розмиву і просіданню при зволоження. Їх потужність може сягати багатьох десятків метрів.

Грунти являють собою результат складного процесу перетворення зазвичай кінцевого продукту елювію. В їх формуванні значна роль належить органічному вивітрюванню. Вони характеризуються збагаченням органічною речовиною (гумусом), вертикальною зональністю і різноманітним складом, який залежить від складу гірських порід, що підлягали вивітрюванню, та незначною потужністю, яка зазвичай становить 1-2 м. Суттєва роль у формуванні ґрунтів належить також клімату і геоморфологічній будові території, на якій вони утворюються.

Хемогенні четвертинні відклади поширені дуже підпорядковано. Серед них розрізняють печерні (підземно-водні) відклади, а також утворення лагун та озер аридних кліматичних зон.

Печерні хемогенні відклади формуються в карстових порожнинах вапняків, доломітів, гіпсів та інших порід, які легко підлягають розчиненню. Вони зазвичай представлені патічними субаквальними утвореннями у вигляді сталактитів, сталагмітів, сталагматів, а також покривають стінки тріщин, печер тощо.

До хемогенних утворень слід відносити також вапняковий туф і травертини, які утворюються з високомінералізованих вод і являють собою високопористу або кристалічну породу карбонатного складу.

В озерах і лагунах сухих і жарких кліматичних зон, де випаровування перевищує кількість атмосферних опадів, хемогенне мінералоутворення сприяє формуванню значних покладів різноманітних солей. Сучасні солончаки також належать до хемогенних утворень.

Біогенні четвертинні відклади окрім ґрунтів включають також торфи, які широко розвинені в заболочених районах.

Вулканогенні четвертинні відклади характерні для районів розвитку сучасних вулканів. До них відносяться: лави, пірокластичні відклади, а також лахари і відклади гейзерів та фумарол.

Лави – це рідкі продукти вулканічних вивержень, які утворюються внаслідок виливання на поверхню магми. Вони утворюють покриви різних потужностей, які покривають прилеглі до вулканів території.

Пірокластичні відклади діляться на дві групи: пухкі, які включають вулканічні бомби, лапілі, вулканічний пісок, попіл, і зцементовані – представлені туфами і туфобрекчіями.

Вулканічні бомби – це шматки лави, які викинені під час виверження і застигли в повітрі. Внутрішня їх поверхня зазвичай пориста, а зовнішня склуката. Залежно від в'язкості лави вони різноманітної форми і розмірів: для в'язких лав характерні округлі або кутасті бомби помережені з поверхні серією відкритих тріщин; базальтові, більш рідкі, лави утворюють веретеноподібні, грушоподібні тіла; дуже рідкі лави, які довгий час зберігають пластичність, формують коржико- і таблеткоподібні бомби, що зумовлено їх ударом об земну поверхню. Розміри бомб коливаються від 5-10 до декількох десятків сантиметрів.

Лапілі – це округлі, або кутасті частки застиглої в повітрі лави розміром від горошини до грецького горіха. Зазвичай вони накопичуються навколо вулканічного конуса,

а також на його схилах.

Вулканічний пісок являє собою незцементований піро-кlastичний матеріал, розмір часток якого складає від 0,1 до 1 мм. Складений він як вулканогенним матеріалом (уламками вулканічного скла, лави), так і уламками подрібнених вміщуючих порід

Вулканічний попіл утворюється внаслідок осадження тонких вулканічних часток розміром від 0,1 до 2 мм, що віднесені вітром за межі вулканічної області. Він складає прошарки, які залягають серед відкладів інших генетичних типів і різко відрізняються від останніх присутністю уламків вулканічного скла, кутастими формами часток, а також темно-сірим забарвленням.

Туфи – це зцементована вулканічна порода, яка складена з вулканічного попелу, піску, лапів, бомб, а також уламків вміщуючих порід. Обов'язковою складовою туфів є вулканічне скло.

Туфобрекчії, як і туфи, належать до зцементованих продуктів вулканічних вивержень і складені з кутастих уламків брил лави, вулканічних бомб, шлаку, зцементованих більш дрібнозернистим туфовим матеріалом – вулканічним попелом, туфопісковиком або туфом.

Лахари – це відклади грязьових потоків, які формуються на схилах вулканів внаслідок змішування холодного або розпеченого пірокlastичного матеріалу з дощовими та талими водами, а також водами річок і кратерних озер.

Відклади гейзерів утворюються з мінералізованих вод гарячих джерел – гейзерів і представлені кременистим туфом, який називається гейзерит, основним мінералом якого є опал.

Відклади фумарол – це продукти діяльності вулканічних газів при конденсації яких хімічним шляхом відбувається мінералоутворення. Найпоширенішими серед них є сірка.

До вулканогенних відкладів слід також відносити продукти діяльності грязьових вулканів, які виділяються в окремих *псевдовулканічний* генетичний ряд. Це здебільшого так звані *сопочні брекчії*, які являють собою затверділі продукти виверження грязьового вулкану, а також мулисті відклади.

Техногенні четвертинні відклади формуються внаслідок діяльності людини. До них відносяться відходи гірничодобувної та збагачувальної промисловості, які нагромаджуються у відвалах, териконах, шламосховищах, ставках-накопичувачах, а також при проведенні будівельних і іригаційних робіт.

Запитання для самоконтролю

1. *Охарактеризуйте групу уламкових четвертинних відкладів.*
2. *Дайте характеристику хемогенним четвертинним відкладам.*
3. *Охарактеризуйте вулканогенні четвертинні відклади.*
4. *Дайте характеристику техногенним четвертинним відкладам.*

Завдання для самостійної роботи

Скласти аналітичний реферат на тему «Техногенні четвертинні відклади України».

4. СТРАТИГРАФІЯ ЧЕТВЕРТИННИХ ВІДКЛАДІВ

Стратиграфія – це розділ історичної геології, який охоплює питання історичної послідовності, первинних взаємовідношень і географічного поширення осадових, вулканогенних та метаморфічних утворень. Термін стратиграфія походить від латинського *stratus* – верства. Тобто стратиграфія вивчає характер нашарування верств осадових, вулканогенних і метаморфічних порід. Основна її мета полягає у встановленні первинної послідовності залягання та вікових співвідношень гірських порід у межах окремих ділянок земної кори.

4.1. Принципи та методи четвертинної стратиграфії

В основі стратифікації четвертинних відкладів лежать *палеокліматичні* та *біостратиграфічні* принципи. Саме кліматична періодичність визначала не тільки характер породоутворення в четвертинний час, але й напрямок розвитку біосфери. Зміна клімату впливала на перебіг процесів вивітрювання, що знаходило своє відображення в рельєфоутворенні, а також на зміну розвитку та поширення холодно- і теплолюбивих видів представників фауни і флори, що у вигляді викопних решток присутні в четвертинних відкладах. Найбільш яскравим вираження кліматичних змін є льодовикові та міжльодовикові періоди, які закарбовані в розрізах у вигляді відповідних генетичних рядів відкладів. У зв'язку з цим в основі стратифікації утворень четвертинного періоду лежать *кліматостратиграфічні методи*.

Кліматостратиграфічна методика базується на палео-

кліматичній інтерпретації палеонтологічних і літологічних особливостей верств порід, які послідовно змінюються в розрізах. При цьому неможна ігнорувати і геоморфологічний аналіз. Палеонтологічний матеріал, який представлений викопними рештками органіки, аналізується з *палеоекологічної* позиції, тобто як показник кліматичних умов існування тих чи інших видів організмів. Для відкладів суходолу важливе значення має *палеофлористичний* аналіз, який базується на *спорово-пилковому* і *карпоботаничному* (вивчення решток плодів, шишок, насіння рослин) методах. Найбільш об'єктивні результати можна отримати при вивченні торфовищ і похоронених ґрунтів, але не слід забувати, що органічні рештки можуть бути присутні і в інших генетичних типах відкладів. Рослинність дуже чутлива до кліматичних коливань, і зокрема зміни температури та вологості. Зміни клімату зумовлюють зміну не тільки видового складу флори, але й ступінь (густоту) заселення територій, що дає можливість простежити як загальний процес потепління чи похолодання, так і встановити кліматичні оптимуми, тобто періоди особливо сприятливого клімату, максимального потепління, похолодання чи зволоження.

При вивченні четвертинних відкладів важливе значення має встановлення характеру зміщення рослинних (палеофітоценозних) зон під впливом кліматичних змін. Вони, перш за все, є надійними ознаками масштабності зміни клімату. Наприклад, під час середньочетвертинного зледеніння тундрова зона була поширена на південні терени України і проходила південніше широти Дніпропетровська.

При стратифікації озерних відкладів суттєве значення належить методу *діатомового аналізу* з виділенням в розрізі комплексів холодно- і теплолюбивих діатомей. Проте, при цьому слід не забувати, що на зміни видового складу діатомових може впливати і зміна хімізму води (підвищення концентрації солей тощо), а ще також залежить від кліма-

тичних умов. При аридизації клімату рівень концентрації солей у воді внаслідок випаровування підвищується, а при збільшенні вологості, тобто при гумідизації клімату, навпаки знижується.

Палеофауністичні дані, тобто рештки виконних представників тваринного світу, також можуть бути використані при стратифікації четвертинних відкладів, але їх кліматичне тлумачення значно складніше. Як показує досвід найбільш об'єктивно можна проводити палеокліматичні реконструкції використовуючи комплекси наземних молюсків. Саме вони реагують на найменші кліматичні зміни.

Наземні ссавці зазвичай пристосовуються до зміни клімату, або можуть проживати в різних кліматичних зонах. Прикладом можуть слугувати слони та носороги, які були пристосувались до проживання в прильодокових умовах, або олені, лемінги, коні тощо, котрі можуть існувати в різних кліматичних зонах. Проте не слід забувати, що зниження температури може призвести до вимирання теплолюбивих представників фауни. Паприклад, четвертинне зледеніння призвело до вимирання в північних широтах багатьох південних форм і загального збіднення фауни.

У морських прибережних відкладах зміни біоценозів донної фауни молюсків вказують на зміщення зон їх проживання, тобто на зміну фацій осадконакопичення. Для глибоководних відкладів океанічного дна чітко проявляються зміни в розрізі тепло- і холоднолюбивих форамініфер. Враховуючи наявність безперервних розрізів четвертинних відкладів у межах океанів, аналіз таких утворень дає більш повну картину кліматичних змін в порівнянні з континентальними утвореннями, характер поширення яких підпорядкований ступеню розчленування рельєфу.

Важливим засобом кліматостратифікації морських відкладів є визначення температур води шляхом застосування *гіпотонного методу*, який базується на співвідношенні ізо-

топів кисню ^{16}O і ^{18}O в карбонаті мушель планктонних форамініфер.

Характер кліматичних змін можна визначати також через літологічні особливості четвертинних утворень і історію рельєфоутворення. Провідна роль тут належить встановленню генетичних типів відкладів. Чергування в розрізі льодовикових утворень – морен, флювіо- і лімногляціальних відкладів з річковим алювієм, або породами озерного чи морського походження, є суттєвим підтвердженням корінних кліматичних змін, що дозволяє виділяти горизонти, які відповідають зледенінням і міжльодовиковим періодам.

Палеокліматичне значення мають також соліфлюкційні відклади, які вказують на наявність багатолітньої мерзлоти; значні потужності і поширення делювію є ознакою семіаридних кліматичних умов, а еолові піски вказують на аридний клімат пустель. Пористість, інтенсивна карбонатизація, відсутність пелітизації карбонатів свідчить про посушливі обстановки осадконакопичення.

Палеокліматичні умови можна реконструювати також аналізуючи викопні ґрунти, які містять інформацію не тільки про зміни кліматичних періодів, але й фіксують більш дрібні коливання. Глинистий і червонобарвний елювій є ознакою жаркого але волого клімату, а широкий розвиток жорстк'яно-щербінчастого елювію вказує на сухі холодні або жаркі умови його утворення.

У похоронених ґрунтах добре зберігаються сліди багатолітньої мерзлоти – це різноманітні кріогенні текстури, псевдоморфози на крижаних клинах, мікроліти тощо, які є ознакою різкого похолодання.

Відомості про зміни кліматичних умов можна також отримати шляхом застосування геоморфологічних методів. Так, наприклад, в горах при загальних висхідних рухах, добре проявляються перетворення ерозійних долин, що сформувалися в міжльодовикові періоди, в трогові долини,

які виникають в епохи зледенінь. Проте, слід не забути, що геоморфологічні методи відіграють суттєву роль при діагностиці генетичних типів відкладів, а вже через аналіз останніх, застосовуючи літологічні ознаки, можна побічно отримувати відомості про кліматичні зміни.

З наведеного вище випливає, що геологи володіють цілим арсеналом методів, які дозволяють зробити палеокліматичну інтерпретацію відкладів. Разом з тим, планетарні коливання клімату Землі також можуть бути використані при стратифікації четвертинних відкладів, так як глобальні кліматичні умови дають можливість проводити широкі кореляції кліматостратиграфічних підрозділів.

Біостратиграфічний принцип в стратиграфії четвертинного періоду вимагає більш ретельного вивчення відкладів у порівнянні з кліматостратиграфічним.

Найбільш поширеним в практиці стратифікації четвертинних утворень з біостратиграфічних методів є *палеонтологічний аналіз* континентальних розрізів. Саме стратиграфія антропогену базується на розчленуванні континентальних відкладів, а не морських, як це робиться для всіх більш древніх систем. Слід зазначити, що значимість палеонтологічного методу полягає в швидкості еволюції і широкому поширенні керівних форм. Чим швидше відбувається еволюція якої-небудь групи організмів, тим забезпечується детальніше розчленування розрізів. Швидка міграція, розселення нових видів організмів також забезпечує об'єктивність виділення стратиграфічних границь і кореляцію розрізнених розрізів.

Для стратиграфічного поділу четвертинного періоду, враховуючи його незначну тривалість (до 2 млн. років), еволюція морських організмів відбувалася дуже повільно. Відповідно, всі морські відклади четвертинного періоду належать за форамініферами до *однієї* біостратиграфічної зони, що не може забезпечити детальну стратифікацію

розрізів. На відміну від морських організмів, континентальні в четвертинний період еволюювали значно швидше, в зв'язку з чим перевага їх використання для стратиграфічного поділу антропогенових розрізів беззаперечна. Але, якщо врахувати незначну поширеність викопних залишків, знижується можливість їх застосування при побудові стратиграфічних схем. Однак, незважаючи на це, біостратиграфічний принцип зберігає своє провідне значення при стратифікації четвертинних відкладів, що пояснюється незворотністю розвитку органічного світу і можливістю міжрегіональних кореляцій. Розвиток матеріальної культури людини дозволяє доповнити цей принцип через застосування *археологічних* даних.

Допоміжне значення при стратифікації четвертинних утворень має **тектонічний принцип**, який базується на тісному зв'язку між утворенням континентальних відкладів з розвитком рельєфу і з коливними рухами земної кори. Він виражається через геоморфологічні і ритмостратиграфічні методи розчленування відкладів і застосовується зазвичай на початкових стадіях вивчення територій. Проте, тектонічний принцип не може мати загального значення, так як ритми коливних рухів у різних структурах і на різних ділянках земної кори можуть бути різними.

Геоморфологічний метод вказує на періодичність змін коливних рухів земної кори і їх стабілізації, що дає можливість визначати відносний вік алювіальних відкладів на річкових терасах. Тектонічні рухи знаходять своє відображення в розрізах прогинів, які розташовані по сусідству з підняттями. Реальним вираженням періодичних коливань є ритмічна будова розрізів, представлених закономірним чергуванням однакових за складом верств, що чітко встановлюється шляхом застосування *ритмостратиграфічних методів*. Епохам висхідних рухів в гірських областях відповідає накопичення в прогинах крупноуламкового матеріалу (га-

лечників, гравію, крупнозернистого піску), а епохам стабілізації – відносно тонкоуламкових відкладів (середньо- і дрібнозернистого піску, супісків, глинистого матеріалу).

Геоморфологічний метод дозволяє не тільки встановлювати відносний вік алювіальних товщ, але й шляхом геоморфологічної кореляції поєднаних з ними відкладів інших генетичних типів, створювати місцеві стратиграфічні схеми.

Сьогодні серед методів стратиграфічного розчленування четвертинних відкладів провідне місце належить *геохронометричним методам* визначення «абсолютного» віку. Радіологічні та інші фізичні датування, а також палеомагнетизм лежать в основі стратиграфічних побудов і можуть бути підтвердженням стратиграфічного поділу четвертинних розрізів, отриманого шляхом застосування інших методів.

Зазначене вище засвідчує, що створення геохронологічних, стратиграфічних і хроностратиграфічних схем четвертинного періоду базується на всебічному вивченні літологічних, мінералогічних, генетичних, палеонтологічних особливостей відкладів з залученням відомостей про кліматичні, палеогеографічні умови їх формування, а також результатів аналізу характеру будови земної поверхні. Тільки при такому комплексному підході можна добитися об'єктивності при стратифікації четвертинних розрізів і їх міжрегіональній кореляції.

4.2. Стратиграфічна шкала четвертинних відкладів

Стратиграфічна шкала відображає історичну послідовність формування відкладів четвертинного періоду в межах певної ділянки земної кори, або Землі загалом. Розрізняють міжнародну, загальні, регіональні та місцеві шкали.

Міжнародна стратиграфічна шкала відображає стратиграфічну послідовність формування відкладів у глобальному та субглобальному масштабі.

Для окремих великих територій на рівні частин континентів таких як Західна Європа, Центральна Азія тощо, в межах яких спостерігаються будь-які відмінності від міжнародної шкали, складають *загальні стратиграфічні схеми*.

Регіональні стратиграфічні шкали складаються для окремих регіонів. Наприклад, України, Польщі, Білорусі тощо.

Місцеві шкали відображають послідовність формування відкладів на конкретній території (наприклад, Криворізький басейн, Дніпрово-Донецька западина, Донбас, Карпати тощо) і на основі їх узагальнення складаються регіональні.

Графічним відображенням стратиграфічної шкали є *стратиграфічні схеми*. Розрізняють *місцеві* стратиграфічні схеми, які складаються для конкретної ділянки земної кори, і *кореляційні* стратиграфічні схеми, котрі відображають просторово-часові співвідношення стратиграфічних підрозділів у регіоні. Створюються вони на основі зіставлення і узагальнення стратиграфічних схем.

Враховуючи той факт, що найхарактернішою рисою четвертинного періоду є досить різкі зміни клімату, пов'язані з періодичними змінами льодовикових і міжльодовикових «епох», які фіксуються на всіх континентах Світу, в основу стратиграфічної шкали четвертинної системи покладено кліматостратиграфічний принцип.

Кліматостратиграфічна схема четвертинних відкладів була започаткована так званою «льодовиковою стратиграфією Альп» на початку ХХ століття фундаторами якої були австрійські вчені А. Пенк і Е. Брикнер. Однак сам термін «*четвертинна система*» як основна стратиграфічна одиниця шкали в сучасному трактуванні вперше був використаний в літературі французьким вченим Ж. Денуайє у 1825 р. Згодом, у 1832 р., відомий англійський природодослідник Ч. Лайель, запропонував термін «*плейстоцен*», який

в певній мірі був синонімом терміна «четвертинна система» і об'єднував усі відклади сформовані впродовж четвертинних зледенень. Пізніше, у 1846 р., за пропозицією швейцарського геолога Е.Фобра відклади віком до 10 000 років були віднесені до «голоцену».

Згадані терміни знайшли своє відображення в сьогоднішній міжнародній стратиграфічній шкалі, згідно з якою четвертинна система розділена на два відділи: *плейстоцен*, нижня вікова межа якого складає 1800 млн. років, і *голоцен* – відлік якого розпочинається з 9 000 років тому і який триває сьогодні (табл. 4.1).

Таблиця 4.1

**Загальна стратиграфічна шкала
четвертинних відкладів України**
(за Стратиграфічним кодексом України, 1997)

Міжнародна стратиграфічна шкала		Регіональні хроностратиграфічні підрозділи четвертинних формувань України			
Система	Відділ	Розділ	Ланка	Вік нижньої границі (в тис.р.)	
Четвертинна (Q)	Голоцен (H)				
	Плейстоцен	Верхній	Неоплейстоцен (P)	Верхня	140
				Середня	440
				Нижня	820
	Нижній	Еоплейстоцен (E)	Верхня	1350	
			Нижня	1800	

Відділ розділений на три *підвідділи*: *нижній* з віковими межами 1 800-820 тис. років, *середній* – 820-140 тис. р., і *верхній* 140 – 9 тис. років.

Регіональні стратиграфічні схеми включають таксономічні одиниці більш вищих рангів – розділ, ланку і ступінь, етап, кліматоліт, горизонт, які разом з геохронологічними еквівалентами термохрону.

Розділ охоплює декілька великих кліматичних ритмів. У стратиграфічній схемі України (табл. 4.2) плейстоценовий відділ ділиться на *нижню* (18500-1350 тис. років) та *верхню* (1350-820 тис. років) ланки, а неоплейстоцен поділяється на *нижню* (820-440 тис. років), *середню* (440-140 тис. років) і *верхню* (140-9 тис. років).

Ланки розчленовуються на *ступені*, які об'єднують комплекс гірських порід, що утворилися впродовж кліматичного циклу потепління - похолодання.

Розділи діляться на *ланки*, які відповідають кліматичним ритмам, що включають потепління (міжльодовиків'я, арид) та похолодання (зледеніння). Еоплейстоценовий розділ ділиться на *нижню* (18500-1350 тис. років) та *верхню* (1350-820 тис. років) ланки, а неоплейстоцен поділяється на *нижню* (820-440 тис. років), *середню* (440-140 тис. років) і *верхню* (140-9 тис. років).



Ступені поділяються на *етапи*, що відповідають окремому глобальному похолоданню чи потеплінню. Іноді етапи називають кліматолітами, які ототожнюють з горизонтами.

За «Стратиграфічним кодексом України» *кліматоліт* – це сукупність гірських порід, які сформувалися протягом одного кліматичного півритму (півциклу) в регіональному масштабі (впродовж зледеніння або потепління). Їм присвоюється назва за географічним об'єктом, де встановлений їх стратотип.

Таблиця 4.2

**Крива мінливості клімату на території
України упродовж четвертинного періоду
(за С.А.Морозом)**

Розділ(Фаза)	Ланка(Доба)	Абсолют. вік (тис. років)	Етап ("Горизонт")	Клімат			Археологічна шкала	Характерні стоянки древньої людини					
				Холодний	Сучасний	Теплий							
Плейстоцен	Пізня	10	Сучасний				Залізо Бронза Єнеоліт	Межиричі, Мізині Пушкарі, Клюси, Осокорівка, Липа, Гінці, Тимонівка					
		20	Причорно- морський				Неоліт Мезоліт Азель						
		30	Дофінівський				Пізній палеоліт (Мадлен, Солягре, Орин'як)		Куличівка Радомишль Володимирівка				
		50	Бузький										
		60	Витачівський				Середній палеоліт (Муст'є)	Молюдова Буковинська, Холодна Балка Кам'янка Дніпровська Кодак Киїк-Коба					
		80	Удайський										
		110	Прилуцький										
		130	Тясминський										
		Рання	Пізня				180	Кайдацький				Ашель	Старосілля, Хотильове, Ріхта, Суха Меїтка, Антонівка, Лабушне
							270	Дніпровський					
							410	Завадівський					
							520	Тилігульський					
							650	Лубенський					
							780	Сульський					
Пізня	Пізня	920	Мартоносський				Шель	Городище Лука-Врублевська					
		1000	Приазовський										
		1400	Широкин- ський						Ранній палеоліт	Дошель	Шутнівці Королево		

 1  2

1 – північні райони; 2 – південні райони

Кліматоліти включають *стадіали*, які об'єднують сукупність гірських порід, що сформувалися впродовж нетривких кліматичних коливань в регіональному масштабі: похолодань в міжльодовиків'я, кліматичних оптимумів, потеплінь в час зледеніння тощо. Стадіали так як і кліматоліти називають за географічними назвами.

У межах стадіалів виділяють *педогоризонти*, тобто сукупність викопних ґрунтів, які сформувалися в складі субаеральних, субаквально-субаеральних відкладів (*субаеральні відклади – це ті, які сформувалися в повітряному середовищі – на суходолі, субаквальні – це відклади, які осаджені у водному середовищі – морі або озері*) протягом теплої фази кліматичного ритму. Називають педогоризонти за назвою населеного пункту, або області, де вони встановлені. Позначаються вони двома літерами латинського алфавіту з найменування педогоризонту. Наприклад, прилуцький – pl, завадівський – zv, криворізький – kr, тощо.

Ґрунти педогоризонту позначаються цифрами знизу догори.

Стадіали і педогоризонти виділяють вже на рівні місцевих стратиграфічних схем.

У межах території України, враховуючи дніпровське зледеніння, доцільно складати регіональні стратиграфічні схеми для північних районів, які підлягали зледенінню і південних. Однак, як засвідчує аналіз кривої мінливості клімату на території України впродовж четвертинного періоду (табл. 4.2) загальна тенденція хронологічних кліматичних змін буде витриманою для обох районів.

Запитання для самоперевірки

- 1. Розкрийте основні принципи четвертинної стратиграфії.*
- 2. Охарактеризуйте методи стратифікації четвертинних утворень.*

3. Розкрийте хронологію четвертинної системи.

4. Поясніть відмінності між міжнародною, регіональною і місцевою стратиграфічними схемами, а також поясніть доцільність їх виділення.

5. Розкрийте суть кліматостратиграфічного принципу, покладеного в основу створення стратиграфічних схем.

6. Дайте характеристику загальній стратиграфічній схемі четвертинних відкладів України.

Завдання для самостійної роботи

Скласти аналітичний реферат на тему «Стратиграфія четвертинних відкладів України».

5. ІСТОРІЯ РОЗВИТКУ ЗЕМЛІ В ЧЕТВЕРТИННИЙ ЧАС

5.1. Загальні історико-геологічні особливості четвертинного періоду

Четвертинний період належить до тих періодів геологічної Землі, своєрідність якого полягає в тому, що в творенні геологічної історії бере безпосередню і активну участь *людина*. На початку XX століття В.І.Вернадський зазначав, що з появою на Землі людини, з'явилася нова геологічна сила, яка може корінним чином перебудувати своєю працею та думкою область свого життя (тобто Землю) в порівнянні з тим, що було раніше.

Історико-тектонічні особливості четвертинного періоду були продиктовані проявленням *альпійської фази складчастості*. Її вираженням є формування таких гірських складчастих споруд як Альпи, Балкани, Карпати, Кавказ, Памір, Гімалаї, Західні Кордильєри, Анди тощо. Одночасно істотним зануренням підлягали обширні регіони південної частини Каспію, Чорне, Егейське, Мармурове моря, Мексиканська затока і низка міжгірських западин.

У межах платформних областей відбувалося проявлення висхідних тектонічних рухів, а також епіплатформний орогенез, та евстатичні (переважно гляціоевстатичні) зміни рівня Світового океану з коливаннями до 100 м. У ранньому антропогені через істотне скорочення морських акваторій відбулося короткотривале об'єднання Європи і Північної Америки через Ісландію, Азія з'єдналася з Аляскою, Європа – з Африкою і Малою Азією. Проте, вже піз-

ніше, встановилися сучасний рельєф суходолу і дна Світового океану.

Характерною особливістю четвертинного періоду є широкомасштабне гірське і покривне зледеніння. За часів максимального поширення льодовиків їхня площа майже втричі перевищувала сучасну. Крига покривала обширні простори Світового океану, а область розповсюдження мерзлих ґрунтів досягала півдня Франції.

На континентах під час покривного зледеніння виникали обширні перигляціальні зони з тундровими і степовими ландшафтами, які досягали передгір'я Криму і Кавказу. Тут формувалися властиві для антропогену леси і лесоподібні відклади, мешкали холоднолюбиві представники фауни і флори.

Міжльодовикові періоди характеризувалися відновленням близької до сучасної ландшафтно-кліматичної зональності, а також підвищенням рівня моря внаслідок танення льодовиків.

На межі плейстоцену і голоцену, тобто близько 9-10 тис. років тому, відбулося глобальне потепління, що призвело до підвищення рівня води Світового океану майже на 100 м.

Кліматична обстановка плейстоцену була визначена змінами фізико-географічних особливостей, виражених через формування рельєфу і ландшафтів. Мороз С.А. відзначає наступні загальні закономірності розвитку плейстоценового клімату: 1) етапи похолодання і потепління віддзеркалювались у відповідних просторово-часових змінах глобальних характеристик природних умов; 2) протягом етапів похолодання границі кліматичних (географічних) поясів зміщувалися в бік екватора, а термічний екватор перерсувався на південь; упродовж етапів потепління границі цих поясів і термічний екватор зміщувалися у зворотному

напрямку; 3) за часів існування покривних льодовиків північна півкуля була холоднішою за південну, й тому термічний екватор розташовувався в південній півкулі; 4) у льодовикові епохи різниця між температурами низьких і високих широт у північній півкулі становила 55-70°C, а у міжльодовикові епохи – тільки 30-35°C.

Пізньопліоценове масштабне похолодання клімату зумовило формування крижаного покриву на значних просторах північної Європи і Північної Америки. В епохи найсильнішого похолодання границя льодовикових покривів досягала в північній півкулі 57⁰ північної широти, а окремі язики просувалися до 40⁰ північної широти. У Північній Америці материкове зледеніння доходило до 40⁰ північної широти. А в Європі – до 50⁰ північної широти. Протягом льодовикових епох рівень Світового океану знижувався на 100-150 м порівняно з сучасним, що призводило до виникнення своєрідних сухопутних «мостів». Такий «міст» існував між Чукоткою і Аляскою, що давало можливість людині і тваринам десь близько 30 тис. років тому потрапляти з Азії і Америку. В Антарктиді шельфові льодовики лягали на морське дно, перетворюючись на продовження континентального льодовикового щита. Під час максимального плейстоценового зледеніння, яке відбулося 230-187 тис. років тому і дістало назву дніпровського, загальний континентальний крижаний покрив займав площу 45 млн. км², з яких 13,9 млн. км² припадало на Антарктиду, 13,13 млн. км² – на Європейський льодовиковий покрив. У північній півкулі кригою було вкрито 25% площі Європи та 60% площі Північної Америки.

За часів існування континентального покривного зледеніння змін зазнавала кліматична зональність. Пояси помірного, субтропічного і тропічного поясів суттєво звужувались, зміщуючись у низькі широти, а в посушливих регі-

онах зростала вологість, що сприяло виникненню проливних дощів. Проте, не тільки зростала континентальність клімату, але й відбувалося прогресуюче зниження температури, що було спричинене високим альбедо в межах льодовикових просторів, що, відповідно, привело до зниження рівня снігової лінії. Це було однією з причин виникнення гірських льодовиків не тільки в помірному, а й у субтропічному і тропічному поясах Азії, Африки, Південної Америки і на островах Тихого океану.

Органічний світ плейстоцену успадкував систематичний склад пліоцену неогенового періоду і проявився в суттєвій адаптивній мінливості, зумовленій періодичними різкими змінами кліматичного режиму через виникнення льодовикових покривів у північній півкулі планети.

Розширення зледеніння зумовило міграцію фауни і флори на південь, але у дещо змінених угрупованнях. Причиною цього були процеси нового формоутворення, вимирання окремих видів і комплексів тварин та рослин, які відбувалися у відповідності з еволюцією органічного світу.

Аналізуючи загальну еволюцію органічного світу в четвертинний період С.А.Мороз звертає увагу на масове вимирання ссавців впродовж вікового діапазону пізній пліоцен – ранній голоцен. У цей час тільки в Північній Америці щезло 338 видів, що належали до 38 родин. На цьому ж континенті протягом пізнього плейстоцену масово вимирали також птахи. Більшістю дослідників це пояснюється різкими змінами кліматичних умов на теренах північних континентів. Саме в цей час у Північній Америці повністю вимерли мегатерії, гігантські броненосці (гліптоданти), гігантські бобри, мастодонти, шерстисті носороги, шаблезубі коти, верблюди, лами, сайгаки, яки, водосвинки, лучкові ведмеді і коні.

Розвиток наземної фауни в південній півкулі, де не бу-

ло льодовикових покривів, відбувався закономірним еволюційним шляхом. Так, в Австралії та островах Індійського океану в плейстоцені з'явилися представники варанових, сучасних лемурів, ківіподібних безкрилих птахів і каузароподібних безкильових птахів.

Найтиповішим регіоном формування наземної фауни ссавців Євразії впродовж антропогену була територія півдня Східної Європи (південь України і Молдова). Тут в еоплейстоцені існувала своєрідна савана, в якій проживали різні види хоботних (мастодонт Борзона, овернський мастодонт, слон Громова, південний слон), гіпаріони, носороги, бобри, верблюди, бізони, коні, шаблезубі тигри і своєрідні дрібні гризуни.

Протягом антропогену міграційна тенденція була властива і розвитку рослинного покриву. Наземна флора неодноразово змінювалася в просторі й часі, пристосовуючись до періодичних кліматичних змін. При цьому збіднювався її систематичний склад, а роль трав'янистої рослинності зростала. Зникали лісові масиви, пригнічувалися і зникали теплолюбіві форми, їхнє місце займали своєрідні арктичні, тундрові та високогірні фітоценози.

В морському середовищі четвертинного періоду еволюціонували усталені наприкінці пліоцену угруповання хребетних (різноманітні риби, морські ссавці, прибережні птахи) і безхребетних (розмаїття молюсків, форамініфер, радіолярій, остракод, голкошкірих, кишковопорожнинних, губок, моховаток тощо) і різноманітних водоростей, у тому числі планктонних (золотаві, діатомові, диноцисти тощо). Періодичні зледеніння в північній півкулі також впливали на стан водної маси Світового океану, що виражалось у скороченні площі морських акваторій, в ускладненні зв'язку з океанічним резервуаром залишкових басейнів Паратетісу (Чорне, Азовське, Каспійське моря), які зазна-

вали скорочення та опріснення, відбувалася перебудова системи океанічних течій тощо.

Загалом четвертинний період в палеогеографічному відношенні характеризувався обширністю площ, значною висотою суходолу та різкою диференціацією клімату.

Особливою подією четвертинного періоду була поява *людини*. Згідно з гіпотезою Ч. Дарвіна людина є еволюційною гілкою від високорозвинутих людиноподібних мавп *понгід*, які жили в палеогеновий період. Припускається, що ранні етапи еволюції людини в олігоцені представлені північноафриканськими *египтопитеками*, а в міоцені й ранньому пліоцені – *дріопитеками*. Останні заселяли простори Західної Європи, Південної Азії і Східної Африки та Австралії. Близько 12-14 млн. років тому існували *рамапитеки*, рештки яких виявлені в Індії, Кенії, Угорщині та Туреччині. Припускається, що виокремлення власне гоміноїдної (антропоїдної) гілки еволюції людини відбулося не раніше 14-15 млн. років, але не пізніше 6 млн. років тому. *Австралопитеки*, предками яких були рамапитеки, як найбільш яскраво виражені представники цієї гілки, з'явилися близько 5 млн. років тому. Саме від австралопітеків 3-4 млн. років тому виокремився рід *Homo*. Близько 2 млн. років тому з'явився вид *Homo habilis* (людина уміла), пізніше через 0,5 млн. років появився вид *Homo erectus* (людина, що прямо ходить), до якого належать так звані архантропи (*питекантропи, синантропи, атлантропи, гейдельберзька людина тощо*), а від *Homo sapiens* (людина розумна) змінив архантропів близько 40 тис. років тому. Представники останнього виду, до якого належали *палеоантропи* і *неоантропи*, і є прашурами сьгоднішніх європейців.

Характер біотичного тренду четвертинного періоду був зумовлений, в першу чергу, періодичними масштабними зледеніннями, які визначали як кліматичні, так і палеогеографічні зміни на планеті.

5.2. Територія України в четвертинний період

Четвертинний період геологічної історії України, який розпочався 2 млн. років назад і триває до сьогоднішнього дня, закарбувався здебільшого у континентальних відкладах. Характер останніх в значній мірі був підпорядкований не стільки тектонічним, як кліматичним змінам, які безпосередньо впливали на хід екзогенних геологічних процесів і формування сьогоднішніх фізико-географічних особливостей території.

На початку четвертинного періоду в межах південної частини України до широти м. Києва ще існувала своєрідна савана, успадкована від пліоценової епохи. Середньорічна температура не перевищувала 12–13°C, що сприяло утворенню червоно-брунатних, сіро-брунатних, лугово-брунатних ґрунтів покритих степовою рослинністю ковильно-типчакового і полинного характеру, у складі якої домінували ксенофільні форми. Північніше від Києва знаходилася зона лісостепу. Серед лісових фітоценозів переважали сосна, дуб, в'яз, липа, граб. Для суто степових ландшафтів були притаманні злаки, лободові, хрестоцвіті, бобові.

Тваринний світ південної частини України на початку четвертинного часу представляли мастодонт овернський, слон Громова, гіпаріон, кінь Стенона, струський носоріг, верблюд, шаблезубий тигр (махайрод), страус тощо. Річкові акваторії населяли теплолюбні різноманітні шарівки, своєрідні скульптуровані червоногі молюски (фаготія). В озерах проживали характерні легеневі молюски, ставковики, численні котушки, які вели амфібіальний спосіб життя. Рослинність річкових долин та приозерних ділянок була представлена болотним кипарисом, восковиком, осоковими, жовтоцевими та сумаховими.

На півночі України у цей час основними представника-

ми тваринного світу були характерні види биків, коней, оленів, дрібних гризунів, а також хижаків, серед яких зустрічалися печерний лев, борсук, ласка, куниця та інші.

Початок власне четвертинного періоду, а точніше *плейстоценової епохи*, ознаменувався відчутним похолоданням. Середньорічна температура в південних регіонах України знизилася до $+6^{\circ}\text{C}$, а в північних – до $+3^{\circ}\text{C}$. Така зміна клімату була спричинена початком так званої чаудинської регресії Чорного моря.

У *ранньоплейстоценовий* час в межах України вже чітко проявилися ландшафтно-кліматичні зони. Північну частину її території займала лісова зона, яка в південному напрямку змінювалася лісостеповою і степовою. Північна межа останньої проходила приблизно по широті Запоріжжя – Кіровоград – Луганськ. В її межах переважали рівнинні степові ландшафти, формувалися жовто-палеві лесові породи, потужність яких місцями досягала до 3 м, а в річкових долинах – потужні (до 8 м) товщі алювіальних відкладів. На суходолі домінували ксерофітні злакополинні асоціації, характерні для так званого “холодного степу”, і тільки у долинах річок та в балках траплялися невеликі масиви широколистої флори, серед якої переважали дуб, граб, ясен і тополя.

Тваринний світ включав слона В'юста, широколобого лося, носорога Мерка, коня Мосбаха, бізона Шетензака, ведмедя Денінгера, різноманітних гризунів тощо.

Лісостепова ландшафтно-кліматична зона простягалася до широти Черкаси – Полтава. Рельєф цієї зони в значній мірі успадкував пізньоплеоценові ландшафти, які характеризувалися незначними абсолютними висотами та широкими неглибокими річковими долинами. Такі палеогеографічні умови сприяли формуванню товщ, потужністю до 5 м, сизо-палевих лесів і лесоподібних суглинків, а в річ-

кових долинах – піщано-глинистих відкладів, потужність яких досягала до 10 м. У фітоценозах переважали сосна, береза, вільха, тополя, лободові, полинні та злакові рослини. Тваринний світ представляли бізон Шетензака, гігантський олень, носоріг Мерка, куниця лісова, карликовий ведмідь і різноманітні гризуни.

Лісова зона займала північну частину платформної України. Вона характеризувалася рівнинно-аккумулятивними формами рельєфу, формуванням товщ потужністю до 5 м палево-жовтих і сизо-палевих лесоподібних суглинків переважно озерного походження, а також піщано-глинистих алювіальних відкладів. Ліси були представлені сосною, ялиною, березою, вільхою, ліщиною тощо, а трав'янисті фітоценози складали осокові, лободові, зонтичні, сфагнові та мохи. Тваринний світ цієї зони включав бізонів, носорогів, слонів, гризунів, болотних птахів і амфібій. Річки та водоймища населяли щуки, окуні, жерех, судак і представники корошових риб.

У віковому діапазоні 920–780 тис. років тому клімат південної частини України наближався до субтропічного з середньорічними температурами $+12$ – $+14^{\circ}\text{C}$. Північніше широти Житомир – Прилуки – Ромни – Недригайлів мало місце зниження середньорічних показників температури до $+9$ – $+11^{\circ}\text{C}$, а річна сума атмосферних опадів тут становила 800–1000 мм. Такі кліматичні умови сприяли розвитку тут рудих глинистих відкладів. Сьогодні це так звані поховані ґрунти, потужність яких досягає 5 м. Останні в південному напрямку заміщувалися темно-кольоровими оглеєваними луговими ґрунтами, а в самих південних районах переважали їхні червоно-брунатні відміни. У межах річкових долин накопичувалися алювіальні піщано-глинисті відклади, середня потужність яких досягала 15 м.

Упродовж зазначеного вікового діапазону, який назива-

пають *мартоноським термохроном*, в басейні Дунаю на місці Середньодунайської низовини панували лісові ландшафти, а в межах Нижньодунайської – лісостепові. Клімат нагадував сучасний клімат Середземномор'я з річною сумою атмосферних опадів 750–850 мм.

Рослинний світ лісостепової та степової зони мартоноського часу представляли сосна, береза, вільха, ліщина, липа, граб, дуб, злакові, полинні, лободові та бобові. У степовій зоні переважали асоціації злакових, полинних, складноцвітих, а в заплавних лісах росли сосна, дуб, рододендрові. Територію Надпорожистого Придніпров'я і до південних відрогів Подільської височини покривали широколисто-хвойні ліси, які в південному напрямку поступово змінювалися лісостеповими ландшафтами, котрі на початку раннього плейстоцену займали значну частину теперішнього Південноукраїнського степу. Основними представниками тогочасного тваринного світу були слони, носороги, бізони, бабаки, ховрахи тощо. Особливої уваги заслуговує той факт, що вже у мартоноський час південні райони України почали заселяти архантропи. Сліди їхньої життєдіяльності зафіксовані поблизу с. Шутнівці на Подністрівщині та у с. Королево у Карпатах.

Мартоновське потепління у так званий *сульський час* (780–650 тис. років тому) змінилося похолоданням, коли середньорічна температура у північних районах знизилася на широті м. Києва до $+6^{\circ}\text{C}$, а на півдні України (широта Запоріжжя) – до $+8^{\circ}\text{C}$. Це призвело до формування у межах північної лісової ландшафтно-кліматичної зони, південна межа якої проходила по лінії Тернопіль – Черкаси – Конотоп, палево-жовтих лесоподібних суглинків, потужність яких досягала 3 м. Лісостепова зона у цей час змістилася до широти Кіровоград – Дніпропетровськ – Ізюм і характеризувалася перевагою світлих лесоподібних суглин-

ків, які утворювали товщі потужністю до 1–5 м. Для південної степової зони були властиві темнозабарвлені лесоподібні суглинки, потужність яких не перевищувала 2 м. В межах річкових долин відбувалося накопичення товщ, потужністю до 2 м, алювіальних і озерних піщано-глинистих відкладів.

Похолодання призвело до змін у рослинному покриві. У межах лісової зони переважали сосна, ялина, береза та вільха, а у відкритих заплавах річок росли лободові, зонтичні, мохи і папороті. У лісостеповій зоні переважали граб і дуб, а хвойні займали підпорядковане положення. Трав'янисту рослинність тут представляли злакові, полинові та бобові. Для степової зони були характерні злаково-трав'янисті ценози. Окрім того тут місцями мали місце і невеликі лісові масиви, в яких переважали дуб, ясен та ліщина.

Тваринний світ сульського часу представляли слон, носоріг, кінь, ведмідь, бізон, які населяли степову та лісостепову ландшафтно-кліматичну зони, де поряд з ними існували полівки, ховрахи та інші дрібні ссавці. У лісовій зоні основними були великі олені та лосі.

Протягом сульського часу на півдні України продовжували проживати архантропи. Їхні стоянки виявлені в басейні ріки Бодрак Кримського півострова, а також біля с. Лука-Врублевська на Подністровщині.

Істотні зміни ландшафтно-кліматичних умов на території України відбулися протягом так званого *любенського часу*, який охоплює віковий діапазон 650–520 тис. років тому. Цей час характеризується потеплінням і збільшенням вологості клімату, коли середньорічні температури північних і південних районів були близькими до сучасної доби. Такі кліматичні умови сприяли значному розширенню меж лісостепової зони і формуванню чорноземоподібних ґрун-

тив. У північних лісових районах переважали малопотужні руді, місцями чорноземоподібні ґрунти, а в південному степу домінували своєрідні рудувато-брунатні відміни. Для Середньодунайської низовини були характерні лісові ландшафти, а в межах Нижньодунайської низовини панівне положення належало степовим ксерофітним ландшафтам.

Рослинний світ лісової зони, яка охоплювала значну частину території басейнів Дніпра та Дністра до лінії Могилів – Подільський – Умань – Дніпропетровськ – Харків, представляли сосна, ялина, вільха, клен і граб, а серед трав'янистої рослинності переважали різні злаки, лободові, зонтичні, а також траплялися папороті та сфангові мохи.

Для лісостепового Подніпров'я були характерні широколисто-соснові асоціації, серед яких переважали граб, дуб, клен, липа і сосна. Трав'яний покрив складали здебільшого злакові та лютикові.

У південних степах, північна межа яких проходила по лінії Балта – Кіровоград – Харків, домінували типчаково-ковильові злаки, полинові, розоцвіті, а в лісових масивах, що зустрічалися в долинах рік та балок, росли каштанові, дуб і бук.

Тваринний світ любенського часу степової частини України представляли різноманітні гризуни, сайгаки, слон, носоріг і бізон. У лісостеповій та лісовій ландшафтно-кліматичних зонах мешкали коренезубі полівки, схожі на тарпана коні, бізони, олені Карпа, гігантські олені та європейські косулі.

Архантропи в цей час вже розселилися далеко на північ, що підтверджується їхніми стоянками, виявленими поблизу с. Городище на Житомирщині.

Близько 520 тис. років тому Україна зазнала найбільш значного за весь ранньоплейстоценовий час похолодання,

яке збігалось з закінченням чаудинської регресії Чорного моря і тривало близько 90 тис. років (до 410 тис. р. тому). Цей період геологічної історії України відомий як *тилігульський час*.

За тилігульського термохрону середньорічні температури у північних районах не перевищували $+3^{\circ}\text{C}$, а на півдні становили $+6 - +7^{\circ}\text{C}$. Це спричинило збільшення площ лісових масивів, де переважали хвойні та широколисті дерева. Південна межа смуги лісів проходила по лінії Хмельницький – Вінниця – Чигирин – Суми, а південна межа лісостепової зони досягла межі Тирасполь – Ново-Миргород – Барвенково – Луганськ. Значні площі були покриті своєрідними сизувато-сірими, здебільшого озерного походження суглинками, потужність яких досягала 8 – 14 м. У південному степу переважали палево-жовті суглинки. Водночас у долинах численних рік і річок інтенсивно формувалися алювіальні відклади, потужність яких у районах Середнього Придніпров'я досягала 10 – 60 м.

Тилігульське похолодання спричинило відчутні зміни серед тваринного світу. В північних районах з'явилася специфічна форма слона, яку І.Г.Підоплічко вважав прашуром мамонта, а також волохатий носоріг, вовк, лисиця, печерний ведмідь, лісова кішка, сова, заєць, бобер і лемінг копитний. У цей час також архантропи з північних холодних районів змушені були мігрувати на південь, де їхні стоянки виявлені поблизу с. Лабушне на Одещині.

Слід також зазначити, що А.П. Ромадонова, М.Ф. Веклич та інші дослідники похолодання тилігульського часу зв'язують з існуванням так званого *окського* покривного зледеніння, яке, на їх думку, охоплювало Сянсько-Дністровське межиріччя, Волинське Полісся і долину Дніпра до широти м. Канева. Південніше, на території Середнього Придніпров'я та Придністров'я, повинні були

розташовуватися перигляціальні тундро-степові, а в Причорномор'ї – ксенофітні ландшафти.

Кінець раннього плейстоцену, відомий як *завадівський час* (410 – 270 тис. років тому), ознаменувався початком так званої евксинської трансгресії Чорного мор'я, яка обумовила потепління клімату. Середньорічна температура на Київщині підвищилася в порівнянні з тилігульським термохроном до $+10^{\circ}\text{C}$, а на півдні України вона становила $+14 - +15^{\circ}\text{C}$. Водночас відбулася істотна зміна ландшафтно-кліматичної зональності. Лісова зона перемістилася в басейн Верхнього Дніпра, а північна межа південного степу проходила по лінії Тернопіль – Біла Церква – Суми. Теплий та вологий клімат сприяв формуванню на території Полісся та північного Придніпров'я, які являли собою рівнину з великою кількістю озер, боліт та лук, своєрідних бурих і чорноземноподібних ґрунтів, які за своїм виглядом та загальними особливостями наближалися до сучасних субтропічних.

Лісостепова зона, яка займала Середнє Придніпров'я і Придністров'я, характеризувалася наявністю лісових угруповань представлених сосною, ялиною, березою, вільхою, ліщиною, дубом, в'язом, липою та буком. Серед трав'янистої рослинності переважали лободові, полинні, злакові та різнограв'я лучного типу. Заселяли лісові масиви та луки *завадівського* термохрону своєрідні хохулі, землерийки, полівки, хом'яки, бобри, водяні щурі, а також зустрічалися трогонтерієві слони та великорогі олені.

У межах південних степів України в *завадівський час* відбувалося формування брунатних, червонувато-брунатних і лучно-червонувато-брунатних ґрунтів, подібних до сучасних брунатно-червоних ґрунтів, характерних для регіонів з теплим і вологим середземноморським кліматом.

Рослинний покрив степової зони був представлений злаковими, лободовими, гречковими, зонтичними, а в долинах рік та балках росли сосна, дуб, граб, ясень, горіх, шовковиця, сумаха, вощанка, каштан, які склали невеликі лісові масиви.

Тваринний світ представляли коренезубі полівки, лягуриди, кроти, зінське щеня та інші дрібні хребетні, а серед великих ссавців в цей час існували довгоногий бізон, верблюд Кноблоха, великорогі олені (мегалоцерос), сайга, кінь кабалюс, еласмотерійський носоріг, трогонтерієвий слон та інші.

Наприкінці завадівського часу відбулося погіршення кліматичних умов, що спричинило не тільки зміни у палеогеографічних обстановках, але й міграцію представників тваринного світу та рослинних угруповань. На Поліссі з'явилися холодостійкі сосново-березові фітоценози, а сосна, ліщина, дуб, липа та в'яз розширили свої ареали на південь. Світ хребетних тварин суттєво не змінився, виняток складає лише поповнення його зайцеподібними та лемінгами.

За завадівського термохрону відбулися корінні зміни в еволюції древньої людини. У цей час з'явилися палеоантропи, які швидко заселили рівнинну частину України. Їхні стоянки виявлені біля сіл Старолісся, Хотилбове, Піхта, Суха Меїтка на Житомирщині, а також поблизу с. Антонівка Донецької області.

Докорінна зміна палеогеографічних умов на території платформної України припадає на *дніпровський час*, який охоплює віковий діапазон від 270 до 180 тис. років тому. Цей період, перш за все, ознаменувався так званим дніпровським зледенінням, яке спричинило не тільки зниження середньорічної температури до $+1 - 2^{\circ}\text{C}$, але й перебудову ландшафтно-кліматичної зональності та появу своєрідних

болотно-тундрових ландшафтів.

У північних районах України до лінії Рівне – Бердичів – Дніпропетровськ накопичувались моренні та флювіогляціальні відклади, які утворювали товщі потужністю до 10 м. Південніше зазначеної широти формувалися товщі потужністю 1,5–4,0 м жовтувато-палевих лесоподібних суглинків. Такий склад літооснови обумовив зміни у фітоценозах території України. В межах лісової та лісостепової зон домінували холодостійкі сосни, береза, вільха і верба, а у відкритих заплавах росли лободові, зонтичні, осокові, сфангові та зелені мохи і папороті. Асоціацію ссавців тут представляли копитний і сибірський (обський) лемінги, північний олень, шерстисті носороги, бізони, вівцебики, специфічні різновиди кабалоїдних коней, а також з'явилися справжні мамонти.

У межах степової зони впродовж дніпровського часу пододільні частини території займали полинні, злакові та інше різнотрав'я, а для долин були характерні невеликі лісові масиви, де росли береза, дуб, в'яз і липа. Фауна ссавців включала різноманітних гризунів, підвиди кабалоїдних коней, гієн і псчерних ведмедів.

Істотне погіршення кліматичних умов за дніпровського термохрону заставили палеонтопів залишити північні райони України. Шляхи їхньої міграції залишаються невідомими, так як стоянки не виявлені, можливо вони на час зледеніння покинули Україну.

Дніпровське похолодання змінилося потеплінням *кайдацького часу*, віковий діапазон якого вкладається у межі 180–130 тис. років тому. Середньорічна температура впродовж цього термохрону становила $+6^{\circ}\text{C}$ на півночі України та $+8^{\circ}\text{C}$ в південних районах.

Сприятливі кліматичні та палеогеографічні умови зумовили формування в межах території України чітко ви-

раженої зональності ґрунтів. Так, для території, яку сьогодні займають лісова та лісостепова зони, на той час були властиві дерново-підзолисті, сірі та лучні ґрунти. Південніше до широти м. Каховка формувалися бурі лесові та вилюговані чорноземи, а далі на південь, аж до Чорного моря, поширювалися ґрунти подібні до звичайних та південних чорноземів.

У кайдацькій степовій зоні, яка займала територію Північного Причорномор'я, розвивалася типова степова рослинність з байрачними лісами, в яких домінували в'яз, дуб, береза, липа, ліщина, кизил і верескові. У лісостеповій зоні, яка розташовувалася північніше, в лісових масивах переважали соснові (ялина, сосна) та широколисті (дуб, в'яз, граб), а ділянки між ними займали злакові. Перехід від лісостепових ландшафтів до лісових був поступовим і проходив у межах лінії Тирасполь – Кривий Ріг – Запоріжжя – Часів Яр – Старобільськ. У лісовій зоні росли сосни, берези та вільхові, а серед трав'янистої рослинності були поширені лободові, складноцвітні, жовтцеві, рогозові тощо. Лісові ландшафти домінували в басейні Верхнього Дніпра, а також охоплювали територію Середнього Придніпров'я і Придністров'я. Видовий склад рослинності був схожий на рослинний покрив теперішньої Середньодунайської низовини і південного передгір'я Карпат.

Фауна хребетних ландшафтно-кліматичних зон кайдацького термохрону за систематичним складом відрізнялася від дніпровського часу відсутністю представників тундрових форм (північний олень, росомаха), а лемінги збереглися лише у найбільш північних районах.

З настанням *тясминського часу*, який тривав 20 тис. років (130–110 тис. р. тому), на території України відбулося чергове погіршення кліматичних умов у бік похолодання. У північних районах приблизно до широти м. Канева

середньорічна температура знизилася до $+2^{\circ}\text{C}$, а на півдні до $+5^{\circ}\text{C}$.

Лісова ландшафтно-кліматична зона, в якій відбувалося формування темно-палевих і світло-сірих лесоподібних суглинків, на той час займала практично всю північну частину України. Південна її межа проходила по лінії Вінниця – Кіровоград – Полтава. Серед лісових угруповань переважали сосна, ялина, береза і вільха. На відкритих заплавах річок проростали лободові і жовтцеві.

Лісостепова та степова зони, які відповідно займали південні терени України, характеризувалися розвитком бурувато-палевих, бурувато-сірих, бурувато-брунатних, брунатно-бурих лесоподібних суглинків, а в долинах річок відбувалося накопичення озерних і алювіальних піщано-глинистих відкладів, які утворювали товщі потужністю до 10–15 м. У лісостеповій зоні рослинний світ був представлений лісовими масивами, в яких переважали дуб, в'яз та липа, а серед трав'янистих угруповань – злаки та полини. Рослинні асоціації степової зони склалися здебільшого зі злаків та полинів, а в долинах річок і балках мали місце невеликі лісові масиви, де росли дуб і лох.

Територію лісової та північної частини лісостепової зони заселяли представники тундрових видів – лемінги, північні олені, мамонти і шерстисті носороги. У південних районах України переважали полівки, бізони, коні та інші представники степової зони.

За даними І.В.Мельничука в басейні Верхнього Дніпра у тясминський час існували відкриті тундрово-степові та тундрово-лісостепові ландшафти. На території Середнього Придніпров'я і Придністров'я панували степові з ксерофільним різнотрав'ям, а у долинах річок – лучні та болотно-тундрові ландшафти з бідною трав'янистою рослинністю. У межах Причорномор'я переважали степові ксерофітні

ландшафти, характерні для помірно холодних кліматичних зон.

Холодний клімат тясминського термохрону сприяв розселенню палеоантропів на півдні України, куди вони мабуть повернулися після дніпровського зледеніння. На це вказують виявлені поблизу Кам'янки-Дніпровської на Запоріжжі, Кодаку на півдні Дніпропетровщини, а також в районі с. Киїк-Коба у Криму стоянок цих предків людини.

За прилуцького часу, який змінив тясминський і тривав 30 тис. років (110–80 тис. років тому), на території України наступило найвідчутніше у середньому плейстоцені потепління з середньорічними температурами, які на $+2^{\circ}\text{C}$ перевищували сучасні. Це, в першу чергу, сприяло розширенню площі степової і лісостепової зон. Лісові масиви того часу переважали на території Українського Полісся. В них окрім сосни та берези росли дуб, липа, граб, в'яз, ясен і ліщина. На території Середнього Придніпров'я та Придністров'я ширилися хвойно-широколисті ліси, які покривали вододільні ділянки, утворюючи своєрідний ландшафт лісостепу. Рослинність степової зони за прилуцького часу відрізнялася порівняно багатим флористичним складом. У складі трав'янистих угруповань переважали різнотрав'я, злакові, губоцвіті, подорожникові, лободові і полинні. Лісові масиви займали невеликі за площею ділянки у долинах річок та в балах. Основними їх представниками були дуб, липа, в'яз, граб, але в незначних кількостях зустрічались також сосна, береза і ліщина.

Серед ссавців в цей час домінували мамонт, волохатий носоріг, печерний ведмідь та різноманітні дрібні гризуни.

Палеоантропи (неандертальці) упродовж прилуцького часу селилися здебільшого на півдні та південному заході України. Їхні стоянки виявлені поблизу м. Судака в Криму (район мису Меганом), у гроті Шайтан-Коба, розташова-

ного в Холодній балці що поблизу Бахчисараю, а також на околиці с. Молодова Буковинська Чернівецької області.

Погіршення палеогеографічної обстановки в межах платформної України, зумовлене гігантською регресією Чорного моря, відбулося за *удайського часу* (80-60 тис. р. тому) пізньоплейстоценової доби. Для цього часу був властивий чітко виражений континентальний клімат з холодними зимами і помірно теплим літом з незначними кількостями опадів. Середньорічні температури становили $+3-4^{\circ}\text{C}$ на півночі і $+5-6^{\circ}\text{C}$ на півдні України. Основу частину її території займали ліси та степи розділені незначною смугою лісостепу. Переважали степи ксеротичного типу, в північній частині степової зони та на півдні лісостепу панували полинові, злакові, лободові трав'янисті угруповання, які доповнювали ефедри та різнотрав'я. Деревовидну рослинність у цих зонах представляли дуб, граб, в'яз, ліщина, на півночі росли сосна та береза. Слід зазначити, що площі удейських лісових масивів у лісостеповій та степовій зонах порівняно з прилуцьким термохроном значно зменшилися. Вони зустрічалися лише на схилах річкових долин, у глибоких балках і ярах. У лісостеповій зоні, північна межа якої досягала широти Канева, на лісових терасах і байраках росли соснові ліси з домішками широколистих порід. Суттєво лісова зона займала територію Українського Полісся, яке суцільно було вкрите сосною, ялиною, березою та вільхою, а невеликі відкриті ділянки – жовтецевими, лободовими та різнотрав'ям.

Видовий склад удайської фауни містив роди і види тварин, які існують і сьогодні. У південній частині лісової і лісостепової зон селилися сучасні види гризунів (полівки, білки, ховрахи, лемінги), зайцеподібні, а також різноманітні види великих ссавців, які пізніше вимерли (мамонт, шерстистий носоріг, гігантський олень, печерний ведмідь, ві-

вцебик, зубр).

Удейський термохрон змінився *витачівським часом*, який тривав 10 тис. років (60–50 тис. р. тому) і характеризувався потеплінням клімату. Середньорічна температура була вищою за сучасну, що разом з відносно високою вологістю сприяло формуванню бурих лесових, темно-бурих, брунатно-рудих, сірувато-брунатних і червонувато-бурих ґрунтів.

Степова зона витачівського термохрону характеризувалася поширенням степової рослинності і наявністю байрачних та долинних широколистих лісів, в яких росли дуб, в'яз, граб і ліщина. На високих вододілах, засолених ділянках, сухих схилах ярів розвивалися ксерофільні трав'яні асоціації, представлені полиновими, ковиловими і злаковими. Деревні рослини домінували на півночі України. У лісостеповій зоні панівне положення належало широколистим, а у лісовій – хвойним.

У витачівський час серед ссавців домінували мамонти, шерстисті носороги, своєрідні різновиди коней, ведмеді, ховрахи, полівки тощо.

В наступний *бузький час* (50–30 тис. років тому) відбулося чергове погіршення кліматичних умов у вік відчутного похолодання. Середньорічна температура в північних районах до лінії Хмельницький – Канів – Полтава становила $+3^{\circ}\text{C}$, а південніше вона не перевищувала $+6^{\circ}\text{C}$. Такі кліматичні умови сприяли формуванню у північній та середній частинах платформної України лісів і піскуватих лесоподібних порід палевого та жовто-палевого кольору з 2–5 метровими гумосовими прошарками у нижній частині товщ, потужність яких досягала 10 м.

Лісова та лісостепова рослинність бузького часу глибоко проникала на територію сучасного степу і досягала Приазов'я, а такі представники північних лісів як сосна,

ільха, клен, береза і липа склали значний відсоток лісових масивів Причорномор'я. В цих районах досить поширеними були чагарникові (ліщина, кизил, верескові) та різноотрав'я (лободові, полинові, складноцвіті, хрестоцвіті, шаківі).

Досить своєрідною була і бузька фауна. Тут, як і за улейського часу, проживали представники тваринного світу тундрової природної зони (обський і копитний лемінги, великі вузькочерепні полівки) і поряд з ними існували степові ховрахи та лісова темна полівка. Окрім того серед великих ссавців домінували мамонт, шерстистий носоріг, песець, вівцебик, північний олень, бізон, рососомаха, а серед птахів – біла куріпка і полярна сова.

Впродовж бузького термохрону на значній території України формувалися перигляціальні ландшафти, пов'язані з існуванням валдайського льодовикового покриву. Панував суворий, холодний сухий клімат і переважали кріогенні процеси. Це був несприятливий для органічного світу час, який окрім холодного клімату характеризувався ще і наявністю частих лесотворних пилових буревіїв. На користь останнього припущення свідчать поховані в лесовій товщі стоянки налеоліту, виявлені поблизу сіл Володимирівна на Чернігівщині та Куличівка на Волині, а також біля м. Радомишль Житомирської області.

У басейні Верхнього Дніпра ландшафти були подібні на сучасні субарктичні пустелі, котрі в південному напрямку змінювалися тундро-лучно-лісостеповими ландшафтами. На Середньому Придніпров'ї та Придністров'ї на широті лінії Могилів-Подільський – Кіровоград – Красноград – Харків домінували тундро-лісостепові ландшафти. Кліматичні умови Волинського Поділля в бузький час нагадували теперішній клімат Тунгуської провінції Сибіру. Тут найнижча температура становила -20°C , а в літні міся-

ці підвищувалася до $+7-8^{\circ}\text{C}$, при цьому середньорічна кількість атмосферних опадів не перевищувала 250 мм. Територія Причорномор'я в бузький час нагадувала своєрідний степ з сухим і помірно холодним кліматом.

Поліпшення кліматичних умов на території України відбулося у дофінівський час (30–20 тис. років тому). У цей час середньорічні температури становили на півдні $+10^{\circ}\text{C}$, а на півночі $+7^{\circ}\text{C}$. Такі кліматичні умови сприяли формуванню так званих дофінівських викопних ґрунтів, які характеризуються підвищеною карбонатністю і збагаченням легкорозчинними солями та гіпсом. На Поліссі і в Причорномор'ї формувалися чорноземоподібні та чорноземні ґрунти. У північно-східних районах були поширені бурі глейові ґрунти.

Вже у дофінівський час на території України чітко визначилася рослинна зональність. Для північних районів (широта Білої Церкви) були характерні лісові асоціації, у складі яких домінували сосна, ялина, береза і вільха. В межах Надпорожистого Придніпров'я деревні рослини були представлені сосною, березою, дубом, ліщиною, липою і грабом, а трав'янисті угруповання – різноманітними видами складноцвітних, лободових, жовтоцевих, папоротей та справжніх мохів. У південному степу невеликі лісові масиви складали дуб і липа, а з трав'янистих представників рослинності переважали злаки, полини і розоцвітні.

Серед хребетних у дофінівських степах домінували кріт звичайний, зінське щеня, крапчастий ховрах і звичайний хом'як. У лісостеповій та лісовій зонах поряд з великими ссавцями, панівне положення серед яких належало бізону, туру та звичайному коню, мешкали хохуля, лісова полівка, садова соня та інші дрібні гризуни.

У дофінівський час на Лівобережній Україні та в сусідніх районах продовжувалося формування Дніпровської рі-

чкової системи, яке розпочалося ще наприкінці бузького термохрону.

Під кінець плейстоценової епохи у *причорноморський час*, тривалість якого складає 10 тис. років (20–10 тис. років тому), в межах України відбулося чергове похолодання. Середньорічні температури на півночі країни становили $+5^{\circ}\text{C}$, а в південних районах – $+9^{\circ}\text{C}$. Помірно прохолодний і зволожений клімат сприяв формуванню лесоподібних суглинків жовто-палевого, палевого, палево-брунатного кольору. Такі кліматичні умови призвели до виродження в лісовій зоні теплолюбивої флори і в лісах того часу домінували сосна, береза, вільха та верба. Серед трав'янистої рослинності переважали різні злаки, лободові, жовтцеві, траплялися папороті, а також сфангові і зелені мохи. Ландшафти лісостепової та степової зон зберегли загальні риси дофінівських.

Для степів півдня України були характерні сучасні гризуни (хом'яки, ховрахи, полівки), коні, тури та інші ссавці, які існують і сьогодні. В лісовій та лісостеповій ландшафтно-кліматичних зонах мешкали зубри, олені, косулі, а також ще збереглися мамонти та шерстисті носороги.

Природні умови причорноморського термохрону характеризувалися значною мінливістю. Під час так званого потепління Бьолінга (12,4–12,1 тис. років тому) у басейні Верхнього Дніпра значного поширення набули сосново-ялинові та сосново-березові ліси, дрібні водойми поступово заростали, що призводило до формування торфовищ. Впродовж вікового діапазону 12,1–11,9 тис. років тому клімат змінився у бік похолодання, що спричинило зникнення широколистих порід дерев, а з настанням наступного потепління (11,9–11,1 тис. років тому) мішано-лісові ландшафти поширилися до широти м. Дніпропетровська. Чергове похолодання, яке тривало від 11,1 до 10,3 тис. ро-

ків тому, призвело до виникнення в північній частині України і в межах Середнього Придніпров'я та Придністров'я своєрідних холодних ксерофітних ландшафтів. В Причорномор'ї в зазначений час холодні степові ландшафти чергувалися з лісостеповими, що виникли під час потеплінь.

Упродовж причорноморського термохрону в північних районах України селилися неоантропи (кроманьйонці), сліди життєдіяльності яких виявлені поблизу сіл Мізин, Пушкарі, Ключи, Осокорівка на Чернігівщині, Липа на Волині, Гінці на Полтавщині, а також Межиріччя на Черкащині.

У *голоценову епоху*, яка розпочалася 10 тис. років тому, на території України почали формуватися сучасні ландшафтно-кліматичні зони, річкові системи та акваторії Чорного й Азовського морів. Існуючі екосистеми, як випливає з наведеної геологічної історії території України, є результатом складних еволюційних перетворень впродовж всієї історії розвитку Землі. В основі цих перетворень завжди протягом всієї геологічної історії лежали геологічні процеси, які не тільки формували гірські породи і структурні елементи, але й прямо впливали на зміни кліматичних умов, розвиток органічного світу тощо, тобто безпосередньо обумовлювали особливості географічного середовища в цілому і ландшафтно-кліматичних зон зокрема. Поява в антропогені людини спричинила суттєві мінливості у просторово-часових закономірностях розвитку ландшафтно-кліматичних зон, і в наш час, з кожним роком, завдяки інтенсивному росту на довілля техногенного навантаження ця тенденція набуває провідного значення у формуванні екосистем. Останні прямо підпорядковані змінам абіотичних факторів і дуже швидко трансформують ці зміни та

їхні наслідки у мінливість своїх характеристик та строків існування взагалі. З цього можна зробити висновок, що подальший розвиток нашої планети прямо залежить від узгодженого розвитку природних і техногенних процесів. У зв'язку з цим, прогнозуючи подальшу еволюцію існуючих екосистем на території України необхідно насамперед враховувати історичну тенденцію їхнього становлення і мінливості залежно від змінності ландшафтно-кліматичної (екологічної) основи, яка сьогодні невпинно зазнає антропогенного тиску через інтенсивний розвиток техногенезу. Як ілюстрацію зазначеного вище можна навести приклад прогнозних змін кліматичних умов.

Вважається, що міжльодовиковий оптимум голоценового часу відбувся 5–6 тис. років тому і нове зледеніння може проявитися у найближчу тисячу років. Проте сьогодні вже ціла низка факторів свідчать про можливість планетарного потепління, першопричиною якого є інтенсивне насичення атмосфери вуглекислим газом. Підраховано, що за умови подальшого зростання вмісту останнього можливе підвищення середньорічної температури на 1,5–2,0°C, а це призведе до зміщення ландшафтно-кліматичних зон в межах України в північному напрямку на 150–200 км і до формування в Причорномор'ї напівпустельних ландшафтів. Підвищення середньорічної температури на 3–4°C, яке вчені прогнозують через 30–50 років, матиме для території України непередбачені наслідки.

З наведеного прикладу чітко впливає, що подальші історико-геологічні і, відповідно, географічні зміни не тільки на території України, але й на нашій планеті взагалі, прямо залежать від мудрої діяльності людини і від характеру взаємовідношення техногенних і природних процесів та явищ.

Запитання для самоперевірки

1. Охарактеризуйте стратиграфічну шкалу четвертинного періоду.
2. Назвіть основні принципи стратифікації четвертинних відкладів.
3. Поясніть роль клімату в еволюції органічного світу четвертинного періоду.
4. Розкрийте послідовність формування людини, як основного представника біологічного світу четвертинного періоду.
5. Охарактеризуйте зміни палеогеографічних обстановок в четвертинний час на теренах України.

Завдання для самостійної роботи

Скласти аналітичний реферат на тему «Льодовикові періоди четвертинного часу».

6. КОРИСНІ КОПАЛИНИ ЧЕТВЕРТИННОЇ СИСТЕМИ

З четвертинними відкладами пов'язана значна кількість корисних копалин, головна особливість яких полягає в тому, що вони залягають безпосередньо або майже на поверхні Землі, тектонічно не порушені і дуже слабо діагенетично змінені. Майже всі родовища четвертинного віку локалізуються в пухких породах, що суттєво полегшує їх розробку.

Утворення четвертинних родовищ корисних копалин залежить від геологічної будови території, що визначає їхній речовинний склад. Окрім того до важливих чинників утворення четвертинних корисних копалин належить неотектонічний, який проявляється через утворення нових елементів рельєфу, і фізико-географічна обстановка, особливо кліматична. Ці ж чинники також визначають характер і перебіг екзогенних процесів, тому можна з впевненістю стверджувати, що основну роль при формуванні корисних копалин четвертинного часу відіграють екзогенні процеси.

Закономірності поширення корисних копалин підпорядковані цілій низці чинників, серед яких на перше місце слід поставити наявність у регіоні корисних копалин пов'язаних з древніми породними комплексами, клімат, фізико-географічні особливості, характер геоморфологічної будови тощо.

До найбільш поширених корисних копалин четвертинного періоду слід віднести: торф, розсипища дорогоцінних і рідкісних металів, дорогоцінного каміння, будівельні матеріали, піски, солі, діатоміти, мінеральні фарбники, сап-

ропелі, лікувальні грязі, мінеральні і прісні води.

Торф пов'язаний з озерно-болотними відкладами, приуроченими до понижених ділянок рельєфу в льодовиковій та прильодовиковій областях. Серед них розрізняють *нижні торфовища*, які формуються в умовах підвищеного обводнення території жорсткими водами зі значною кількістю залишків деревини, осоки та очерету, і *верхові торфовища*, які утворюються на вододілах і терасах покритих сфанговими мохами, залишками сосни та інших дерев і кущів за умови перезволоження їх немінералізованими водами.

Торф належить до групи горючих корисних копалин, а також він використовується як сировина для хімічної промисловості, в будівництві при виготовленні ізоляційних плит і як добриво в сільському господарстві.

У межах території України родовища четвертинних торфів поширені на Поліссі.

Розсипища мінералів благородних, рідкісних металів (золота, платини, каситериту, кіноварі, ільменіту, циркону, монациту, рутилу, ільменіту, ортиту), а також дорогоцінного каміння (алмазів, рубінів, сапфірів тощо) являють собою результат руйнування гірських порід, які містять ці компоненти. Завдяки високій протидії процесам вивітрювання, а також щільності і питомій вазі, мінерали, які складають розсипища, не руйнуються, а накопичуються зазвичай в алювіальних, делювіальних, морських прибережних, пролювіальних, флювіогляціальних пісках.

Четвертинних розсипищ, які б мали промислове значення, на теренах України не виявлено.

Родовища **будівельних матеріалів** представлені галечниками, гравієм, пісками, глинами, суглинками, супісками, вулканічним туфом, травертином тощо. Серед них широке застосування мають *будівельні поліміктові піски* та природні *піщано-гравійні суміші* флювіогляціального походжен-

ня. Видобутку підлягають також алювіальні та еолові піски, які використовуються для виготовлення бетону. В якості наповнювача при виготовленні бетону застосовують алювіальний і прибережно-морський гравій та галечник.

Глини, суглинки, сугілки і леси слугують сировиною для виробництва цегли, черепиці, а також гончарних виробів. Найякіснішими серед них є озерно-льодовикові стрічкові глини, а також моренні глини та суглинки, проте розробляються також делювіальні і пролювіальні суглинки, леси і лесоподібні суглинки.

Вулканічний туф використовується в якості стінового каменю.

Травертини і вапняковий туф є якісною сировиною для виготовлення гашеного вапна. З цією ж метою використовується також і *гожа* – луговий мергель або вапняк, які утворилися в результаті виносу солей ґрунтовими водами на заболочених ділянках заплавл і рівнин.

Баластною сировиною для будівництва доріг слугують галечники, гравій, різноманітні піски, жорства і щєбінка.

Нерудні корисні копалини четвертинного віку дуже різноманітні. Серед них суттєве економічне значення мають *кварцові піски* еолової і алювіальної природи, які використовуються в скляній промисловості, *формовочні піски*, що застосовуються при ливарному виробництві, в якості яких можуть виступати піски будь-якого генетичного типу з домішками глинистого матеріалу. Окрім того *піски* використовуються також як фільтрувальний і абразивний матеріал. Для цього найкращою сировиною є добре відсортовані еолові та алювіальні піски.

На Україні родовища зазначених корисних копалин мають підпорядковане значення і розробляються виключно з метою забезпечення місцевих потреб.

Діатоміти, які приурочені до озерних четвертинних розрізів, використовуються в харчовій, хімічній, будівель-

ній промисловості і як шліфувальний матеріал.

Сапропели, що належать до донних пелітових осадків озер збагачених планктоном, рослинними залишками і анаеробними бактеріями, є сировиною для хімічної промисловості, а також використовуються в тваринництві як харчова добавка до їжі тварин.

Четвертинні родовища діатомітів і сапропеля на Україні не виявлені.

Солі є основною корисною копалиною четвертинних відкладів аридних кліматичних зон. Серед них зустрічаються кухонна сіль, мірабіліт, борати, сода озерного або лагунного походження.

На теренах України антропогенні родовища солі локалізуються в районі Сиваша.

Мінеральні фарбники, серед яких найбільш поширені *вохра* і *сурик*, добуваються з болотних залізних руд, де вони утворюють поклади потужністю до 0,5 м в крайових частинах боліт. Сьогодні такі родовища практичного значення не мають. На Україні залізні болотні руди поширені в межах Полісся.

Лікувальні грязі приурочені до територій, які характеризуються виходом на поверхню мінералізованих вод, або високим рівнем підземних водоносних горизонтів з підвищеною мінералізацією води. Це зазвичай території приморських рівнин, де широко розвинені так звані реліктові озера з підвищеною солоністю води. На Україні такі родовища поширені на південному заході території в Причорномор'ї, а також у Рівнинному Криму.

Мінеральні води поширені в молодих вулканічних областях, а також в районах неотектонічної активізації. Горизонти мінеральних вод можуть формуватися також і в межах льодовикових областей.

На Україні четвертинні мінеральні води не виявлені.

Підземні води зв'язані з розрізами четвертинних від-

кладів мають велике народногосподарське значення. Вони є основним джерелом питної води для більшості сільських населених пунктів. Основу роль серед них відіграють алювіальні води сучасних і древніх річкових відкладів. Суттєве значення в районах розвитку зледенінь належить флювіогляціальним відкладам як колекторам прісної води.

Особливо слід відзначити родовища корисних копалин четвертинних *шельфових зон* морів та океанів, які в майбутньому можуть стати для людства основним джерелом мінеральної сировини.

У мілководній частині шельфу найбільш перспективними для розробки є затоплені водами морів і океанів алювіальні розсипища, а помірно глибоководні і глибоководні ділянки характеризуються формуванням покладів *марганцевих і залізисто-марганцевих конкрецій*.

Сьогодні вже настала нагальна потреба у виділенні в якості самостійної генетичної групи *техногенних родовищ* корисних копалин. Інтенсивний розвиток гірничодобувної та переробної промисловості сприяє накопиченню колосальних об'ємів відходів, які містять промислові концентрації цілої низки металевих і неметалевих корисних копалин. Прикладом може слугувати Криворізький басейн, де техногенні форми рельєфу стали типоморфною ознакою антропогенних ландшафтів. Такі ландшафти змінюються залежно від інтенсивності розвитку промисловості і практично позбавлені однієї з основних властивостей – властивості саморегулювання. Це робить їх відмінними від власне антропогенних ландшафтів, у межах яких з часом можливе самовідтворення природних екосистем, і надає їм статусу *техногенних*. Розвиток останніх негативно відображається на екологічному стані довкілля, що вимагає постійного контролю, спрямованого на контроль діяльності людини і мінімізації техногенного навантаження на природні компоненти.

Криворіжжя, завдяки локалізації в його надрах унікальних запасів залізних руд, сьогодні перетворилося на неймовірно спотворений техногенезом регіон степової України з характерним рельєфом і критичним екологічним станом доквілля, на регіон, у якому природні ландшафти і екосистеми на 70% перетворені на природно-техногенні та, здебільшого, техногенні. Причиною цього є, в першу чергу, нераціональне використання мінеральних ресурсів. За останні десятиліття річні об'єми вилученої з надр і переміщеної гірської маси досягли 410-480 млн. т (160-170 млн. м³). У відвалах заскладовано понад 13 млрд. т розкривних порід і некондиційних залізних руд, а у хвостосховищах накопичено понад 4 млрд. т відходів збагачувальних фабрик. Щорічно останній показник збільшується на 50-70 млн. т.

Безумовно, такі темпи зростання техногенного навантаження на доквілля вже через декілька років можуть призвести до виродження природних компонентів ландшафтів і повної втрати їх здатності до саморегулювання, що є однією з передумов екологічних катастроф. Вихід з цього положення можливий тільки через мінімізацію кількості відходів видобувної та переробної промисловості.

Багаторічне вивчення будови і складу відвалів і хвостосховищ показало, що це не просто склади відходів гірничо-збагачувальних комбінатів, а техногенні родовища корисних копалин. Позитивним є те, що їх розробка вимагає набагато менших капіталовкладень у порівнянні з освоєнням корінних природних родовищ.

Основними компонентами відвалів є некондиційні та гіпергенно змінені (так звані "окислені") залізисті кварцити, які за відсутності технічно і економічно адекватних технологій не можуть знайти використання як металургійна сировина, а також безрудні гірські породи: силікатні кварцити, діабазы, амфіболіти, амфіболові, гранатові, слю-

дисті, талькові сланці, граніти, мігматити і осадові породи, серед яких переважають глини, піски, суглинки та вапняки. У поточний час всі названі породи вивчені в якісному і кількісному відношеннях і визначені як неметалеві корисні копалини, які можуть скласти альтернативну залізородній сировинну базу регіону. Для багатьох з них розроблені технологічні схеми отримання високоякісних концентратів. Прикладом можуть бути гранат-, мусковіт- і тальквмісні сланці, питання використання яких всебічно вивчено, а доцільність їх розробки обґрунтована. Саме концентрати зазначених мінералів можуть стати сировиною для вітчизняної абразивної (гранат), лако-фарбової, паперової та гумової (тальк, мусковіт) галузей промисловості. Амфіболіти, діабазы, граніти, мігматити, безрудні кварцити є сировиною для отримання щебеню, а також облицювального, тротуарного та іншого будівельного каменю. Крім того, амфіболіти і діабазы за хімічним і мінеральним складом придатні для виробництва кам'яного литва, мінеральної вати, базальтового волокна. Хлоритові сланці можна зі значним економічним ефектом використовувати для виготовлення сланцепориту – цінного будівельного матеріалу. Низка мінералів і мінеральних комплексів залізородної і вміщуючих товщ родовищ Криворізького басейну застосовуються як індустріальні (сурик, вохра) і художні (рибекіт, селадоніт, магнетит, мартит, гетит та ін.) фарбники.

Детально досліджені і рекомендовані до впровадження у виробництво технології збагачення нетрадиційної техногенної залізородної сировини: гематитових кварцитів з відвалів кристалічних порід шахт і кар'єрів, крупнозернистого відсіву дробарно-сортувальних фабрик шахт, лежалих хвостів гірничо-збагачувальних комбінатів і декількох шахт.

Хвостосховища Кривбасу мають чітко проявлений характер родовищ, що утворились шляхом техногенного на-

копичення корисних компонентів і які технологічно можливо і економічно доцільно розробляти. Хвостосховища являють собою складні гідротехнічні споруди, створені в крупних балках. На початкових стадіях формування для них властиві яружно-балочні форми. У процесі нагромадження відходів виникає необхідність нарощування гребель і дамб, що спричиняє перетворення їх на рівнинно-балочні.

Основною складовою накопиченої в них мінеральної маси є кварц, вміст якого складає 50-60 об'ємн.%; кількість магнетиту – 12-15%, гематиту (мартиту і залізної слюдки) близько 5%; різного складу силікатів – близько 19%; карбонатів – від 4 до 17% у залежності від ступеню динамотермального метаморфізму залістистих порід конкретних родовищ; інших мінералів (сульфіди, рідкісні оксиди і гідроксиди та ін.) – до 2%.

Існуючі технології дозволяють одержувати з лежалих хвостів усіх гірничо-збагачувальних комбінатів Криворізького басейну при мінімальних економічних витратах високоякісний магнетитовий концентрат з вмістом заліза 66-68 мас.%, а також гематитовий концентрат з вмістом заліза 67,5-68,5 мас.%. Можливе також виробництво магнетитового (71-71,5 мас.% заліза) і гематитового (69,2-69,5 мас.% заліза) суперконцентрату.

Низку компонентів хвостів пропонується використовувати як цінну неметалеву сировину: з них можливе виробництво абразивного гранату, піроксен-амфіболового концентрату, мономінерального кварцу, тонколускуватого мусковіту, декоративного жорсткового матеріалу тощо. Використання досить простих технологій дає можливість отримувати з лежалих хвостів високоякісний будівельний і баластний пісок.

Сучасні геохімічні методи дослідження мінеральної сировини дозволили виявити в текучих і лежалих хвостах

гірничозбагачувальних комбінатів басейну промислові і близькі до промислових концентрації золота, срібла, скандію, ванадію та інших благородних, рідкісних і розсіяних металів. Основними їх мінералами-концентраторами є егірин, рибекіт, тетраферрибіфотит, кумінгтоніт, біотит, гранат. Технології виділення цих мінералів з хвостів обґрунтовані, досліджені і апробовані в напівпромислових умовах.

Таким чином, хвостосховища Кривбасу є техногенними комплексними родовищами. Їх розробка у найближчому майбутньому може суттєво змінити напрямки гірничодобувної та переробної промисловості на користь мінімізації техногенного навантаження на довкілля і зниження активності розвитку техногенних ландшафтів.

Запитання для самоперевірки

1. *Охарактеризуйте основні чинники формування корисних копалин у четвертинний час.*
2. *Назвіть і охарактеризуйте найбільш поширені корисні копалини четвертинного періоду.*
3. *Розкрийте суть поняття «техногенні родовища корисних копалин».*
4. *Охарактеризуйте склад техногенних родовищ Криворізького басейну.*

Завдання для самостійної роботи

Скласти аналітичний реферат на тему «Техногенні родовища корисних копалин України».

7. ЧЕТВЕРТИННІ ВІДКЛАДИ ТЕРИТОРІЇ УКРАЇНИ

В основі розчленування четвертинних відкладів території України лежать уявлення про циклічні зміни в її межах кліматичних, палеогеографічних і палеолашафтних умов у пізньому кайнозої.

Згідно зі “Стратиграфічним кодексом України” нижня межа четвертинної системи відповідає віковому рубежу 1,8 млн. років. Система поділена на два підділи – *плейстоценовий і голоценовий*, вікова межа між якими складає 9 тис. років. Плейстоцен ділиться на дві ланки – *еоплейстоцен* і *неоплейстоцен*, розділені віковим рубежем 820 тис. років. Останні, в свою чергу складаються з *кліматолітів*, які відповідають теплим і холодним етапам (див. табл. 4.1).

Основними стратиграфічними підрозділами є генетичні комплекси порід, які складають певні ланки.

Характер четвертинного покриву України підпорядкований структурно-геоморфологічній будові її території.

На платформній (рівнинній) частині території України виділяються наступні морфоструктури: 1 – цокольні пластово-денудаційні і акумулятивні рівнини Українського щита (УЩ) та пластово-ярусні рівнини його схилів, 2 – цокольні денудаційні і акумулятивно-денудаційні підвищені рівнини Донецької складчастої споруди, 3 – пластові денудаційні і акумулятивні рівнини плит з докембрійським фундаментом (Руська плита), 4 – пластові денудаційні підвищені рівнини і пластові акумулятивні низовини з байкальським та герцинським фундаментом (Волино-Поділля,

Скіфська плита); в межах гірських областей виділяються: 5 – гірська споруда Українських Карпат, 6 – Гірський Крим, 7 – пластово-денудаційні рівнини і акумулятивні низовини альпійських прогинів та перикліналей (Закарпатський і Передкарпатський прогини).

Впродовж четвертинного періоду на території України утворилося 10 надзаплавних основних кліматичних терас. Вік утворення кожної з них визначається віком відкладів, які її складають, а також морфологічними ознаками. Морфологічні характеристики терас залежать від характеру неотектонічних рухів у кожному з регіонів, а також від водності та режиму кожного водостоку.

Розріз кожної річкової тераси починається з алювію, який утворився в теплий палеогеографічний час. Вище, іноді з розмивом, залягає алювій холодного етапу. Алювіальні відклади перекриваються субаеральними утвореннями (відклади з повітряних або водних насичених твердим матеріалом мас).

7.1. Характеристика розрізів платформної рівнини України

Еоплейстоценові відклади платформеної рівнини України представлені ґрунтами та ґрунтовими відкладами (суглинками) крижанівського кліматоліту. Це червонобурі, ясно-коричневі глинисті суглинки і гідрослюдистомонтморілонітові суглинки. Їх потужність не перевищує 1,5 м і поширені вони, здебільшого на Поліссі. Окрім того еоплейстоцен характеризується також накопиченням алювіальних відкладів, які складають нижню частину розрізів IX і X надзаплавних терас.

Представлений алювій гравійно-піщанистими утвореннями з прошарками гігроморфних ґрунтів, суглинків та супісків, рідше глини.

Неоплейстоценові відклади суцільним чохлам покри-

вають українську платформну рівнину і складені лесами та ґрунтами, які є типовими утвореннями лесової формації. У північних районах на Поліссі провідна роль у складі плейстоценових розрізів належить утворенням рівнинно-льодовикової формації, репрезентованої пісками, глинами, суглинками і супісками.

Плейстоцен розділений на нижню, середню та верхню ланки.

У будові *нижньонеоплейстоценових* розрізів беруть участь елювіальні, еолово-делювіальні, делювіально-пролювіальні, алювіальні, льодовикові, морські і лиманні та лиманно-морські відклади.

Елювіальні та еолово-делювіальні відклади широко розвинуті в Центральній та Південноукраїнській областях України, відомих ще як лесові області. На півночі України, а також у межах розвитку ці відклади поширені спорадично, що обумовлено проявленням льодовикової екзарациї.

Представлені вони темно-сірими, темно-буровато-сірими, коричнювато-бурими і червонувато-коричневими супісками, супісками і глинами широкинського, мартоносського і любенського кліматолітів.

Потужність комплексу досягає 40 м.

Делювіально-пролювіальні відклади поширені на території Донбасу, де представлені піщано-супіщаними і суглинистими породами потужністю 2-5 м. У долинах річок вони корелюються з *алювіально-пролювіальними відкладами*, потужність яких досягає 15 м.

Алювіальні відклади розвинуті в межах високих надзаплавних терас (VI-VIII), а також у похованих долинах, де вони утворюють товщі потужністю до 70 м, складені різнозернистими пісками, суглинками та торфовищами.

Льодовикові відклади поширені у північно-західній частині Волинського Полісся, де вони представлені фаціями основної і кінцевої морен, складеної піщано-гравійними

породами, валунними супісками та суглинками, піщано-мергельними відкладами, потужність яких не перевищує 25 м.

Морські відклади нижнього плейстоцену поширені на Керченському півострові та частково в Приазов'ї і Північно-Західному Причорномор'ї, де вони репрезентовані гравієм, пісками, пісковиками, черепашниками, глинами. Їх потужність становить до 40 м.

Лиманні та лиманно-морські відклади розвинені в Приазов'ї та Північно-Західному Причорномор'ї, де представлені пісками, супісками, суглинками і глинами потужністю до 30 м.

Неподілений *нижній та середній неоплейстоцен* репрезентований елювіальними та еолово-делювіальними відкладами завадівського кліматоліту, а також алювієм V і VI надзаплавних терас крукеницького і хаджибейського ступенів.

Елювіальні та еолово-делювіальні відкладами представлені товщею, потужністю до 15 м викопних ґрунтів і лесовими утвореннями вік накопичення яких, за даними термолюмінісцентного аналізу, складаю 340-400 тис. років.

Алювіальні відклади цього хроностратиграфічного підрозділу репрезентує піщано-суглиниста товща, потужність якої становить до 100 м.

Середній неоплейстоцен охоплює час дніпровського зледеніння і репрезентований елювіально-делювіальними, еолово-делювіальними, алювіальними, морськими та льодовиковими, водно-льодовиковими відкладами.

Елювіально-делювіальні та еолово-делювіальні відклади поширені в позальодовиковій зоні. Це території Донбасу і Причорномор'я, де вони представлені чергуванням глин, суглинків, супісків і лесів завадівського, дніпровського, кайдацького і тясминського кліматолітів. Потужність зазначеної асоціації становить 3-12 м.

Алювіальні відклади широко розвинені в долинах рік Центральної та Південної України, де представлені різнозернистими до гравелітистих пісками з прошарками супісків та суглинків, які складають IV і V надзаплавні тераси, висота яких сягає 35-40 м, а потужність алювію змінюється від 5 до 15 м.

Морські відклади поширені у прибережній частині сходу біля Дністровського лиману, дельти Дунаю, в басейні нижнього Дніпра, на узбережжі Чорного моря, в Призов'ї і на Керченському Півострові, де представлені піщано-глинистими відкладами і конгломератами потужністю 1-18 м. Вони також складають так звані каранганські тераси висотою 6-14 м на узбережжі Чорного моря (дельта Дунаю, Одеська затока), які складені дрібно- і різнозернистими пісками, детрусовими вапняками, конгломератами і глинами з фауною молюсків.

Льодовикові відклади дніпровського кліматоліту поширені на Полісся та у Середньому Придніпров'ї, де вони представлені суглинками, супісками з малопотужними прошарками та лінзами пісків, гравію з включеннями валунів магматичних, метаморфічних і осадових порід. Потужність морени становить від 0,5 до 20 м.

На Поліссі також широко розвинені *водно-льодовикові відклади*, представлені різнозернистими пісками з проверстками супісків і включеннями грубоуламкового матеріалу, а також флювіоози та флювіоками. Їх потужність змінюється від 10 до 30 м.

Озерно-льодовикові відклади поширені більш обмежено в порівнянні з водно-льодовиковими. Вони зустрічаються в периферійній частині Дніпровського, а також у Шевченківській улоговині льодовикового виорювання поблизу м. Канева, де представлені стрічковими глинами, суглинками та супісками потужністю до 15 м. Виключення складає район м. Канева, де їхня потужність становить до 115 м.

Неподілений *середній та верхній неоплейстоцен* в центральній та південній частинах України представлений *елювіальними і еолово-делювіальними* відкладами лесової формації, розріз якої складений чергуванням педогоризонтів з прошарками лесових суглинків і лесів. Потужність цих утворень змінюється від 1 до 7 м.

У межах розвитку розчленованого рельєфу цей комплекс заміщується *елювіально-делювіальними і еолово-делювіальними відкладами*, репрезентованими ґрунтовим делювієм, для якого характерне опіскування, наявність дрібної щєбінки, гальки і жорстви.

Середньо-верхньоплейстоценові *делювіальні і елювіальні відклади* представлені лесоподібними суглинками з прошарками полігенних викопних ґрунтів. Для цього комплексу, потужність якого змінюється від 1 до 5 м, характерною є мінливість розрізу як у вертикальному напрямку, так і по латералі.

Неподілені середньо-верхньоплейстоценові *морські відклади* поширені на північному узбережжі Азовського моря, де репрезентовані піщано-глинистими утвореннями потужністю до 10 м.

Верхній неоплейстоцен на території платформної рівнини України представлений елювіальними, еолово-делювіальними, алювіальними та лагунними відкладами.

Елювіальні і еолово-делювіальні відклади характерні для басейну середньої течії р. Десни, а також поширені у східній частині України та на Українському щиті. Репрезентовані вони товщею супісків і важких суглинків палево-бурого кольору потужністю від 1 до 10 м. Характерною особливістю цього комплексу є переважання в розрізах похованих ґрунтів прилуцького, витачівського та дофінійського педогоризонтів, представлених бурими лесовими чорноземами, коричнево-бурими, степовими бурими та дерновими відмінами, склад яких змінюється з півночі на південь.

За даними термолюмінісцентного аналізу вік прилуцьких ґрунтів становить 100-150 тис. років, витачівських – 80-100 тис. років, дофінійських 26-35 тис. років.

Еолово-делювіальні і елювіально-делювіальні відклади характеризуються обмеженим поширенням і картуються в межах площ активних неотектонічних піднять. В їх розрізах, потужність яких становить 0,5-6 м, переважають лесові породи, а ґрунти утворюють малочисельні прошарки.

Делювіальні і алювіальні відклади верхнього неоплейстоцену поширені в північно-східній частині України. В розрізах переважають лесовидні суглинки делювіального генезису з прошарками викопних ґрунтів. Потужність комплексу становить 2-15 м.

Еолово-делювіальні і елювіальні відклади розвинуті на Волині, півночі Українського щита та Дніпровсько-Донецької западини, а також у Причорномор'ї. Основну частину розрізів комплексу складають леси і лесовидні суглинки, а ґрунти займають підпорядковане положення. Потужність комплексу становить до 16 м.

Еолово-делювіальні відклади за складом і характером будови розрізів подібні до описаного вище комплексу. Це зазвичай асоціація лесовидних суглинків і супісків поширених в північній частині України і приурочених до балок прилуцько-витачівського часу, де складають товщі потужністю до 20 м.

У нижній частині розрізів даного комплексу виявлені сліди пізньопалеолітичних стоянок людини.

Делювіально-еолові і елювіальні відклади верхнього неоплейстоцену поширені в межах Українського Полісся, де вони представлені супіщано-піщаними відкладами з прошарками лесовидних суглинків, а також викопних ґрунтів. Потужність комплексу змінюється від 1 до 10 м.

У них також виявлені сліди палеолітичних стоянок.

Делювіально-еолові відклади картуються в долинах рік

Десни та Дніпра, а також річок Волинського і Житомирського Полісся. Репрезентовані вони супіщано-піщаними породами, потужністю до 15 м, від попереднього комплексу відрізняються відсутністю ґрунтових утворень.

Алювіальні відклади верхнього неоплейстоцену складають надзаплавні тераси великих рік, висота яких сягає 30 м над рівнем моря. Складені вони пісками, гравієм, галечником, супісками, суглинками та супіщано-піщанистими відкладами потужністю 3-50 м.

Лагунні відклади поширені в північно-східній частині Криму, де представлені пісками, супісками та суглинками сірого, сіро-зеленого, темно-сірого забарвлення. Породи засолені, а їх потужність досягає 15 м.

Нерозчленовані *неоплейстоцен-голоценові* утворення поширені в Криму та на Керченському півострові, де вони репрезентовані *грязевулканічними відкладами*, серед яких переважають глинисті брекчії, які складають товщі потужністю від 5 до 50 м.

До неподілених неоплейстоцен-голоценових утворень відносяться також поширені в Донбасі і на північно-західному узбережжі Чорного моря *делювіально-колювіальні відклади*, які представлені брилами та щебенем, рідше глинисто-піщаним матеріалом, що залягає в підніжжі схилів. Їх потужність змінюється від перших десятків сантиметрів до 10 м.

На Поліссі та на борових терасах великих рік широко розвинені *еолові відклади* неоплейстоцен-голоценового віку, якими складені численні пасма, дюни і горби. Це зазвичай дрібнозернисті піски, потужність яких становить від 1 до 15 м.

Голоцен в межах рівнинної території України представлений алювіальними, озерними еоловими, біогенними, озерно-біогенними, лиманними, лагунними, морськими та техногенними відкладами.

Алювіальні відклади складають заплави річок, де вони репрезентовані галечником, гравієм, пісками, супісками, глинами, ґрунтами та торфом. Потужність їх змінюється від 2 до 10 м. На півдні України в пригирлових частинах рік алювій зазвичай суглинисто-піщанистого складу. Тут його потужність досягає 10 м, а в гирлі Дунаю – 30-40 м.

Озерні відклади поширені у Придністров'ї та на Керченському півострові, де вони представлені супіщано-мулуватими верстуватими осадами потужністю до 5 м.

Еолові відклади характерні для Полісся, де вони приймають участь у будові заправ, надзаправних терас, горбів, гряд і кучугур складених пісками, лесами, лесоподібними суглинками. Їх потужність змінюється від 1 до 10 м.

Біогенні відклади розвинені головним чином на Поліссі, де представлені торфом. Переважають низинні торф'яники, в яких потужність торфів змінюється від 0,5 до 10 м.

Озерно-біогенні відклади поширені в різних районах України, де репрезентовані супісками, суглинками, мулом, сапропелями, луговим мергелем з прошарками торфу. Їхня потужність становить 1-10 м.

Лиманні відклади виділено на півдні України в межах лиманів пригирлових частин рік Причорномор'я та Приазов'я. Складені вони мулом і глинистими пісками потужністю до 1-2 м.

Лагунні відклади поширені в Присивашші, де вони утворюють прибережну терасу висотою 2,5 м над рівнем моря. Складені піщано-мулистими темnobарвними породами потужністю 1-7 м.

Морські відклади широко розвинені на узбережжі Азово-Чорноморського басейну, де складають морську терасу висотою 1,5-4 м над рівнем моря. Репрезентовані вони пісками і черепашиками, які складають верстви потужністю 1-10 м.

Техногенні відклади трапляються повсюдно, проте найбільш широко розвинені в гірничодобувних районах. Це відвали, терикони, шламо- та хвостосховища тощо. Їхня потужність досягає 50 і більше метрів. Ними складені також всі техногенні форми рельєфу.

7.2. Четвертинні відклади гірських районів України

Еоплейстоцен в гірських районах України представлений елювіально-делювіальними, елювіальними, пролювіально-делювіальними і алювіально-пролювіальними відкладами.

Елювіально-делювіальні і елювіальні відклади поширені в передгір'ях Криму, де вони складені глинами та важкими суглинками з включеннями грубоуламкового матеріалу. Їх потужність становить 0,5-7 м.

Пролювіально-делювіальні утворення також характерні для кримського передгір'я, де репрезентовані суглинками зі значним вмістом піщаного та щебеневого матеріалу. Потужність складає 5-10 м.

Алювіально-пролювіальні відклади користуються поширенням як в Криму, так і Карпатському регіоні. В останньому вони складають високі тераси таких рік як Верхній Дністер, Прут, Тиса та їх притоки, де їх потужність досягає 10 м. Представлені вони гравійно-галечниковими, піщано-гравійними відкладами, інколи зі значною домішкою глинистого матеріалу.

В окремих районах передгір'я зустрічаються *алювіально-пролювіальні відклади* нижнього еоплейстоцену, які представлені гравійно-галечниковими утвореннями потужністю до 10 м.

Неоплейстоцен характеризується накопиченням делювіально-пролювіальних, елювіально-делювіальних, елювіальних і алювіальних відкладів.

Делювіально-пролювіальні відклади поширені в межах Кримських гір, де вони представлені щебенево-галечниковими утвореннями потужністю до 10 м.

Елювіально-делювіальні і елювіальні відклади розвинені на яйлах Криму та полонинах Карпат. Складені вони щебенем, жорствою та глинистим матеріалом потужністю 0,5-5 м.

Алювіальні відклади поширені в межах вузьких річкових долин Карпат, де вони представлені гравійно-галечниковими утвореннями потужністю від 5 до 20 м.

Нижній неоплейстоцен в гірських областях України представлений елювіально-делювіальними, еолово-делювіальними, делювіально-пролювіальними, алювіальними і льодовиковими відкладами.

Елювіально-делювіальні і еолово-делювіальні відклади поширені в передгір'ях гірських споруд, де представлені супіщано-глинистими утвореннями потужністю від 2 до 10 м.

У передгір'ях Кримських гір, на межі зі Степовим Кримом, елювіально-делювіальні і еолово-делювіальні відклади змінюються елювіальними та еолово-делювіальними супіщано-глинистими утвореннями з домішками грубоуламкового матеріалу, потужність яких становить 2-10 м.

Делювіально-пролювіальні відклади поширені в Карпатах і Криму, де приурочені до схилів гір і складають конуси виносу. Представлені вони зазвичай піщано-супіщаними, суглинистими утвореннями з добавкою грубоуламкового матеріалу. Їх потужність становить 2-5 м.

Супіщано-піщані утворення зі значним вмістом гальки, які складають високі терасові рівні, належать до алювіально-пролювіальних відкладів. Їх потужність змінюється від 2 до 15 м.

Алювіальні відклади нижнього неоплейстоцену найбільш поширені на Передкарпатті, де складають високі надзаплавні тераси річкових долин. Відносні перевищення

поверхні терас над урізом води в ріках змінюється від 30 до 130 м (район злиття річок Пруту та Черемошу). В районі Тиси древньочетвертинні тераси не виражені в рельєфі і давній алювій похований під більш молодим за віком. Русловий алювій Карпатських рік представлений рінню зі значною домішкою валунів.

Потужність відкладів становить 10-20 м.

Льодовикові відклади зустрічаються у північно-Західному Передкарпатті, де вони представлені фаціями основної і кінцевої морен, складених валунними пісками та суглинками, а також піщано-гравійно-галечниковими відкладами. Їхня потужність змінюється від 1 до 10 м.

Середній плейстоцен у гірських областях України репрезентований елювіально-делювіальними, еолово-делювіальними, алювіальними і алювіально-пролювіальними відкладами.

Елювіально-делювіальні і еолово-делювіальні відклади поширені в передгір'ях Кримських гір, де представлені ґрунтовими утвореннями з прошарками лесів та домішкою піскувато-щербенистого матеріалу. Потужність їх становить 1-2 м.

Алювіальні відклади беруть участь у будові надзаплавних терас гірських рік і представлені зазвичай річниками.

В межах Закарпаття середньонеоплейстоценовий алювій не утворює морфологічно виражених терас, в зв'язку з чим алювіальні відклади середнього неоплейстоцену входять до складу нерозчленованих алювіальних товщ, потужність яких змінюється від 3 до 15 м.

Алювіально-пролювіальні відклади приурочені до долин гірських річок Карпат і Криму, де представлені слабвідсортованим щербеново-галечниковим матеріалом, потужність якого становить до 15 м.

Нерозчленований *середній і верхній неоплейстоцен* репрезентований елювіальними, еолово-делювіальними,

елювіально-делювіальними, еолово-делювіальними, делювіальними і алювіальними відкладами.

Елювіальні і еолово-делювіальні утворення поширені в позальодовиковій зоні Передкарпаття, де представлені чергуванням педогоризонтів з лесовидними суглинками. Їхня потужність становить 1-7 м.

Елювіально-делювіальні і еолово-делювіальні відклади картуються в передгір'ях Кримських гір і представлені ґрунтовим делювієм з прошарками лесовидних порід. Породи зазвичай середньоглинисті з вмістом дрібного щебеню, жорстви і піщаного матеріалу. Потужність відкладів становить 2-10 м.

Делювіальні відклади властиві для Передкарпаття, а також передгірної частини Закарпаття, де репрезентовані суглинками і суглинками з домішкою дрібного щебеню і гальки. Їхня потужність змінюється від 1 до 10 м, досягаючи в межах міжгірських улоговин до 30 м.

Алювіальні відклади поширені в долинах гірських річок Карпат, де складені алювієм надзаплавних терас, який представлений в основному галечником і валунами з домішкою піщаного та глинистого матеріалу. Потужність відкладів становить 3-15 м.

Верхній неоплейстоцен репрезентований еолово-делювіальними, елювіальними, алювіально-пролювіальними і льодовиковими відкладами.

Еолово-делювіальні і елювіальні відклади закартовані в межах річкових долин передгір'я Карпатських і Кримських гір. Вони характеризуються широким розвитком лесів бузького кліматоліту з підпорядкованим поширенням в розрізах ґрунтів. Потужність відкладів досягає 8 м.

Алювіально-пролювіальні відклади властиві для долин річок Кримського передгір'я, де представлені гравійно-галечниковими утвореннями потужністю 5-15 м.

Льодовикові відклади відомі в Карпатах, де зустріча-

ються на високих гірських масивах і хребтах. Представлені вони морфологічно добре вираженими боковими і кінцевими моренами, складеними брилами, рінню та щебенем поширених в Карпатах порід. Їхня потужність становить 15 м.

Нерозчленовані **верхньоплеїстоцен-голоценові** утворення представлені в гірських районах України делювіально-колювіальними, делювіально-пролювіальними і елювіально-пролювіальними відкладами.

Делювально-колювіальні відклади поширені в Криму і Карпатах, де вони представлені брилами і щебеновими осипами, несортованим глинисто-піщаним матеріалом. Потужність відкладів змінюється від 1 до 10 м.

Делювіально-пролювіальні відклади картуються в Карпатах і Кримських горах. Вони складають нижню частину схилів гірських і передгірських долин, де їхня потужність становить 2-20 м. Представлені вони піщано-глинистим матеріалом з домішкою великих уламків і щебеню.

Елювіально-делювіальні відклади поширені на схилах нижньогірського рельєфу, де вони складені щебенем вапняків, пісковиків, алевролітів та аргілітів з домішкою піщано-глинистого матеріалу. Їхня потужність змінюється від перших десятків сантиметрів до 5 м.

Голоцен в гірських регіонах представлений алювіальними та техногенними відкладами.

Алювіальні відклади складають заплави гірських річок Криму та Карпат і репрезентовані валунно-гравійними утвореннями. Потужність алювію в горах складає 1-5 м, а в передгір'ях – до декількох десятків метрів.

Техногенні відклади трапляються в Передкарпатті, Закарпатті та Криму. Це насамперед відходи гірничодобувних та гірничо-хімічних підприємств. Їхня потужність змінюється від 1 до 20 м.

7.3. Четвертинні відклади акваторії Чорного та Азовського морів

У межах акваторій Чорного та Азовського морів широким розвитком користуються еоплейстоценові, неоплейстоценові та голоценові відклади.

Морські *еоплейстоценові* утворення покривають дно морів лише в межах материкового схилу, де вони представлені глинами, пісками та рінняком. Максимальна їхня потужність в нижній частині схилу досягає 400-500 м.

Неолейстоцен представлений утвореннями нижньої, середньої та верхньої ланок.

Відклади *нижнього неоплейстоцену* поширені на зовнішньому шельфі та материковому схилі, де вони представлені глинами з включеннями мушель моллюсків і детриту. Їхня потужність змінюється від декількох метрів до 200 м.

Середній неоплейстоцен репрезентований піщано-глинистими відкладами та черепашниками з характерним комплексом середземноморських моллюсків. Загальна їхня потужність змінюється від 7 до 200 м в нижній частині материкового схилу.

Відклади *верхнього неоплейстоцену* повсюдно поширені в межах акваторії Азово-Чорноморського басейну. Вони залягають нижче сучасного рівня моря та виповнюють усі пониження в рельєфі дна. Представлені вони пісками, мулисто-черепашковою сумішшю, черепашниками прибережних фацій. На північно-західному шельфі Азовського моря та в керченській затоці поширені континентальні утворення. Потужність відкладів на мілководді становить до 20 м.

За даними радіовуглецевого датування, вік відкладів становить 9820-13100 років.

Голоцен представлений осадками азово-чорноморського горизонту, складеного піщано-мулистими

утвореннями, а також мушлями молюсків. Потужність горизонту змінюється від 1 до 25 м у Азовському морі, а на північно-західному шельфі – від 1 до 60 м.

На зовнішньому шельфі та глибше потужність відкладів не перевищує 4 м.

За даними радіовуглецевого аналізу вік нижньої товщі голоценових утворень становить 9820-3450 років, а верхньої – менше 3450 років.

Запитання для самоперевірки

1. *Охарактеризуйте еоплейстоценові відклади платформної частини України.*

2. *Дайте характеристику неоплейстоценових відкладів платформної частини України.*

3. *Охарактеризуйте еоплейстоценові і неоплейстоценові відклади гірської частини території України.*

4. *Дайте характеристику голоценовим відкладам рівнинної і гірської частин території України.*

5. *Охарактеризуйте четвертинні відклади акваторії Чорного і Азовського морів.*

Завдання для самостійної роботи

На контурній карті території України показати поширення еоплейстоценових, неоплейстоценових і голоценових відкладів.

Література

1. **Боуэн Д.** Четвертичная геология (перевод с английского). – М.: Мир, 1981. – 270 с.
2. Карта четвертинних відкладів України. Масштаб 1 : 1 000 000 / **Б.Д.Возгрін, Г.І.Педанюк, Л.О.Демехін, В.М.Соловицький.** – Київ: Державна геологічна служба України, 2000.
3. **Костенко Н.П.** Четвертичные отложения горных стран. – М.: Недра, 1975. – 213 с.
4. **Кизевальтер Д.С., Рыжова А.А.** Основы четвертичной геологии. – М.: Недра, 1985. – 174 с.
5. **Лазуков Г.И.** Плейстоцен территории СССР (Восточно-Европейская платформенная равнина). – М.: МГУ, 1980. – 240 с.
6. **Марков К.К., Величко А.А., Лазуков Г.И., Николаев В.А.** Четвертичный период. – М.: МГУ, 1965. – Т.1-375 с. Т.2. – 290 с.
7. **Мороз С.А.** Історія біосфери Землі. Книга друга. Геолого-палентологічний життєпис. – Київ: Заповіт, 1996. – 422 с.
8. **Шанцер Е.В.** Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований. – М.: Наука, 1966. – 245 с.

ЗМІСТ

Вступ	3
1. Мета і задачі четвертинної геології та її зв'язок з екологією	4
2. Методи четвертинної геології	7
2.1. Геологічні методи	8
2.2. Геофізичні методи	14
2.3. Палеонтологічні методи	15
2.4. Археологічні методи	18
2.5. Кліматостратиграфічні методи	19
2.6. Геохронометричні методи	20
2.7. Геологічне картування	22
3. Генетичні типи четвертинних відкладів	24
4. Стратиграфія четвертинних відкладів	33
4.1. Принципи та методи четвертинної стратиграфії	33
4.2. Стратиграфічна шкала четвертинних відкладів	39
5. Історія розвитку Землі в четвертинний час	46
5.1. Загальні історико-геологічні особливості четвертинного періоду	46
5.2. Територія України в четвертинний період	52
6. Корисні копалини четвертинної системи	73
7. Четвертинні відклади території України	82
7.1. Характеристика розрізів платформної рівнини України	83
7.2. Четвертинні відклади гірських районів України	91
7.3. Четвертинні відклади акваторії Чорного та Азовського морів	96
Література	98

НАВЧАЛЬНЕ ВИДАННЯ

Паранько Ігор Степанович

ОСНОВИ ЧЕТВЕРТИННОЇ ГЕОЛОГІЇ

Навчальний посібник

Б 48012

Видавничий центр КТУ
50027. м.Кривий Ріг, вул. XXII партз'їзду. 11