

Лекція 3. Ландшафтно-екологічний аналіз стихійних явищ, спричинених діяльністю землетрусів

1. Землетруси як ендегенні явища земної кори
2. Загальна характеристика та причини землетрусів
3. Географічне розповсюдження землетрусів
4. Сейсмічне районування та прогнозування землетрусів
5. Шкали інтенсивності землетрусів
6. Наслідки найбільших землетрусів у світі.

1. Тектонічними рухами називають всі природні рухи земної кори, спричинені внутрішніми процесами. Наука, яка досліджує ці тектонічні рухи і створені ними структури, називається **тектонікою**.

Причини рухів земної кори до кінця ще не з'ясовані. Але більшість геологів основною причиною тектонічних рухів земної кори вважають фізико-хімічні перетворення речовини мантії та земної кори, з-за чого відбувається диференціація речовини. У місцях опускань відбувається занурення земної кори і її розплавлення, а в місцях піднять – навпаки. Енергетичною основою цих процесів є внутрішня енергія Землі, спричинена розпадом радіоактивних речовин в її надрах, метаморфічними процесами та хімічними реакціями.

Класифікація тектонічних рухів: за характером прояву тектонічні рухи поділяють на радіальні (вертикальні) і тангенційні (горизонтальні), за швидкістю – плавні і різкі, за часом – повільні та швидкі, за протяжністю – постійні і періодичні.

Радіальні – направлені вздовж земних радіусів і поділяються на коливальні, хвильові та брилові. Коливальні рухи охоплюють великі площі і полягають у поступовій зміні позитивних рухів на негативні, тобто мають пульсуючий характер. Хвильові рухи є наслідком коливальних і сприяють утворенню прогинів, котловин, піднять. На відміну від них, брилові рухи супроводжуються утворенням глибоких тріщин, які розділяють земну кору на брили.

Тангенційні рухи мають горизонтальну спрямованість. Виділяються обертальні, складкоутворюючі та здвигові рухи. Обертальні пов'язані з силами осьового обертання Землі, спостерігаються на кордоні різнорідних геосфер: кори та мантії, базальту і граніту. Складкоутворюючі рухи завдяки боковому стисненню сприяють до зминання у складки пластів порід, в результаті чого утворюються гірські системи. Здвигові рухи є похідними радіальних і проявляються вздовж ділянок, одні з яких відчувають опускання, а інші – підняття, супроводжуються розривами.

За часом прояву тектонічні рухи поділяють на древні, новітні і сучасні. **Древні** – які проявлялися у донеогеновий період, у неоген-четвертинному періоді – **новітні тектонічні рухи**, а **сучасні** – охоплюють період останніх 6-8 тисяч років.

Коливальні тектонічні рухи мають велике значення для утворення потужних товщ осадових порід та формування покладів корисних копалин

(нафти, вугілля, солей).

Тектонічними порушеннями називають згинання шарів та розриви у гірських породах внаслідок діяльності тектонічних рухів. У залежності від характеру тектонічних рухів їх поділяють на *складчасті* (плікативні) та *розривні* (диз'юнктивні).

Основним видом складчастого порушення є складка – хвилюподібний згин шару, що утворився у процесі пластичних деформацій гірських порід. Випуклі складки називаються *антиклінальними*, увігнуті – *синклінальними*.

2. Землетруси – швидкі (раптові) коливання земної кори, викликані внутрішніми чи зовнішніми (рідко) силами.

Землетруси є сучасним виявом взаємодії літосферних плит і розміщуються, як правило, в зонах глибинних розломів, що обмежують їх; зони підвищеної сейсмічності практично повністю збігаються з границями найбільших літосферних плит Землі, хоча відомі землетруси і в межах відносно жорстких блоків. Причиною землетрусів, мабуть, потрібно вважати короточасні, але інтенсивні переміщення крил тектонічних розривів, що забезпечує розрядку постійно зростаючих пружних напружень земної кори. Ділянка розрядки називається центром землетрусу. За сейсмічними спостереженнями визначається гіпоцентр землетрусу або місце, де й відбувається розрядка і розпочинається рух вздовж розриву. Проекція гіпоцентру на земну поверхню називається епіцентром.

Отже, більшість землетрусів пов'язана з деформаціями земної кори, швидким вивільненням накопиченої пружної енергії. Механізм їх виникнення пояснюється теорією пружної віддачі, розробленою американським геологом Рідом на прикладі Каліфорнійського землетрусу 1906 р. Згідно з нею постійні диференційовані рухи земної кори, виникаючі насамперед в тектонічно активних зонах, викликають пружні деформації, які згодом досягають таких величин, що породи вже не можуть витримати. Тоді виникає розрив (скол) і деформований блок порід вмиль переміщується по ньому в положення, при якому деформація частково або повністю знімається. Деформація, що нагромаджується створює запас пружної енергії (ефект стислої пружини), яка й викликає переміщення у фокальній точці землетрусу. Далі переміщення розповсюджуються в усі сторони по поверхні розриву у вигляді безладних дислокацій, що призводить до виникнення високочастотних хвиль, які проходять через Землю і викликають сейсмічні коливання, які й приводять до руйнування на поверхні. Швидкість поширення сейсмічних хвиль приблизно 2-3 км/с. Трясіння ґрунту включає усі види хвилювих коливань (поздовжні, поперечні і поверхневі хвилі) з різними частотами й амплітудами.

Щороку реєструється близько 3000 слабких землетрусів., а сильні проявляються 1-2 рази на рік. Землетруси поділяються на ендегенні (вулканічні і тектонічні) та екзогенні (обвальні та гравітаційні). *Вулканічні* приурочені до районів вулканічних вивержень і пов'язані з проривами газів та лави по каналу. *Обвальні* землетруси пов'язані з обвалами гірської породи на поверхні Землі і в

основному не приносять катастрофічних наслідків. Землетруси можуть бути викликані створенням великих водосховищ, під якими тиск води спричинює коливання.

Існує поняття наведеної сейсмічності, пов'язане з техногенним впливом людини на навколишнє середовище. Вона може викликатися з заповненням великих водосховищ (Кремасті у Греції в 1965-1966 р., Койна в Індії у 1962-1967 р., Мід на річці Колорадо у США в 1935 р., Каріба на р. Замбезі в Африці у 1958 р. та ін.); накачуванням води до свердловин при видобутку нафти і газу, похованні відходів, вилуговуванні солі та ін. Причиною наведеної сейсмічної активності можуть бути підземні ядерні вибухи, особливо в сейсмоактивних зонах. Локальні струси земної поверхні можуть бути пов'язані з гірськими обвалами, обваленням підземних порожнин, вулканічною діяльністю. .

Найбільш небезпечні – *тектонічні*. Тектонічна напруга, яка накопичується у певному місці надр, у певний момент досягає того рівня, коли гірські породи не здатні їх витримати, спричинює їх розриву на глибині. При цьому утворюються багато тріщин. Момент розриву та стрибкоподібних зміщень віддається на поверхні підземними поштовхами.

За глибиною сейсмічні землетруси поділяються на нормальні (до 75 км), проміжні (75-300 км) та глибоко фокусні (300-700 км).

Сейсмічний осередок – область розвантаження тектонічних напруг, глибинна зона цієї області – *гіпоцентр*, а область найбільшої сили ударної хвилі на поверхні – *епіцентр*.

Землетрус у межах водної акваторії називається моретрусом.

3. Сейсмічність земної кори пов'язується насамперед з рухом і взаємодією літосферних плит: розсувом у зонах спредінгу під серединно-океанічними хребтами, занурюванням в зонах субдукції під континентальні масиви і зіткненням в зонах колізії. Ці процеси, що відбуваються на краях плит, пов'язані зі значними пружними деформаціями, дробленням порід земної кори і виділенням енергії. Такі землетруси називаються крайовими. Однак, спустошливі землетруси відбуваються іноді і всередині континентальних областей, наприклад, ряд землетрусів в долині р. Міссісіпі на початку XVIII ст., землетруси в північному Китаї, на Австралійській платформі. Це вказує на наявність пружних напружень і в корі континентального типу, що розряджаються у вигляді землетрусів.

Таким чином, сейсмічність Землі є одним з видів тектонічних процесів, які зумовлюють її обличчя і еволюцію. Щорічно внаслідок землетрусів вивільняється 1019 джоулів потенційної тектонічної енергії (що відповідає 0,01 % теплових енергії Землі, яка випромінюється до космічного простору). Розподіл землетрусів у просторі пов'язаний з макроструктурою нашої планети. Частіше за все вони приурочені до сейсмоактивних зон, співпадаючих з границями літосферних плит. При цьому не менше за 80 % світової сейсмічної енергії вивільнюється в межах вузького тектонічного поясу, що обрамляє Тихий океан, головну тектонічно активну структуру нашої планети. Це

пов'язане з процесами субдукції холодної океанічної літосфери під континентальну кору, енергетичними процесами, які супроводжують її рух і взаємодією з корою і верхньою мантією. Інший сейсмічний пояс пов'язаний з взаємодією літосферних плит Євразійської з одного боку та Африканської, Аравійської і Індійської з іншого і реалізацією енергетичних процесів у зоні Середземноморсько-Гімалайського рухливого поясу. Третій пояс пов'язаний з рифтовою системою серединно-океанічних хребтів і характеризується відносно слабою сейсмічністю, зумовленою процесами розтягнення літосфери.

Величезний руйнівний ефект землетрусів викликає необхідність їх прогнозу, тобто визначення місця, часу і сили землетрусу. Передвісники землетрусів можна умовно поділити на довгострокові і короткочасні. До перших відносяться: деформації земної поверхні на великій площі; зміна співвідношення швидкостей поздовжніх і поперечних хвиль P і S, значень швидкості хвиль P, анізотропія хвиль S; переорієнтація осей напружень у центрах короткофокусних землетрусів; зміна рівня мікросейсмічності; виникнення випереджаючих глибокофокусних поштовхів і частотного складу сейсмічних хвиль; зміна електричного опору порід та варіації телуричних струмів і геомагнітного поля; прискорення вільного падіння; зміна рівня ґрунтових вод, дебіту й елементного складу джерел, дебіту нафтових свердловин, газових еманцій та ін. До короткострокових передвісників відносяться: варіації нахилів земної поверхні, які реєструються маятниковими приладами; флуктуації високочастотних акустичних та електромагнітних полів у нижньому шарі атмосфери; деякі флуктуації режиму підземних вод і газів і ін. У 1975 р. китайські власті, використовуючи дані про сейсмічну активність (форшоки), що зростає, і неспокійну поведінку тварин, провели евакуацію населення перед руйнівним землетрусом в Хайчені, однак перед катастрофою 1976 р. в Таншані попередження зроблено не було. У Каліфорнії сейсмічні прогнози проводяться на основі вимірювання деформацій земної кори вздовж розлому Сан-Андреас з допомогою геодемітрів.

Теоретичне обґрунтування прогнозів землетрусів за зміною швидкості поздовжніх і поперечних хвиль дає модель ділатансії. Згідно з нею при деформації порід за рахунок розвитку тріщинуватості збільшується об'єм гірських порід, тобто відбувається їх розширення (ділатансія). Якщо це відбувається досить швидко, води не встигають заповнити простір, що утворюється і його заповнює газ. Це супроводжується зниженням порового тиску, що призводить до зменшення швидкості поздовжніх хвиль. Подальша дифузія підземних вод до системи тріщинуватості збільшує поровий тиск і швидкості хвиль знову зростають

У гірських сейсмоактивних районах часто завдає школи не сам землетрус, а сейсмогравітаційні явища, що його супроводжують.

4. Для класифікації землетрусів використовують їх магнітуду – логарифм відношення максимального зміщення земної поверхні в хвилі даного типу або максимальну швидкість зміщення до аналогічної величини для землетрусу,

магнітуда якого умовно прийнята рівною нулю (введена у 1935 р. американським сейсмологом Ч. Ріхтером).

Для оцінки ефекту землетрусів на поверхні Землі користуються шкалами інтенсивності або бальності землетрусів. Найбільш поширена 12-бальна шкала, перший варіант якої був розроблений Меркалі у 1902 р. і з тої пори декілька разів удосконалювався. В Японії прийнята 7-бальна шкала землетрусів.

Між магнітудою та інтенсивністю існує тільки груба кореляція. Так, землетрус з магнітудою 5 грубо відповідає землетрусу, що має поблизу центру інтенсивність VI-VII балів, а дрібнофокусний землетрус з великою магнітудою проявляється на великій площі. При збільшенні глибини центру або відстані у 2 рази інтенсивність зменшується приблизно на 1 бал. Поверхневий ефект землетрусів оконтурюється зонами однакової бальності або інтенсивності землетрусів, обмежених ізосейстами. У залежності від глибини центру виділяються нормальні (до 70 км), проміжні (80-300 км) і глибокофокусні (понад 300 км) землетруси. Землетруси звичайно не бувають одноактними процесами, вони об'єднуються в рої або групи мілкофокусних землетрусів, які супроводжують основний поштовх, випереджаючи його (форшоки), або запізнюючись (афтершоки).

Магнітуда землетрусу – умовна величина, що характеризує енергію, яка виділяється під час землетрусу у вигляді сейсмічних хвиль. Магнітуда обчислюється за записами коливань, що реєструються спеціальними приладами сейсмографами.

Вперше шкала магнітуди була запропонована американським сейсмологом Чарльзом Ріхтером у 1935 році, тому значення магнітуди часто називають шкалою Ріхтера.

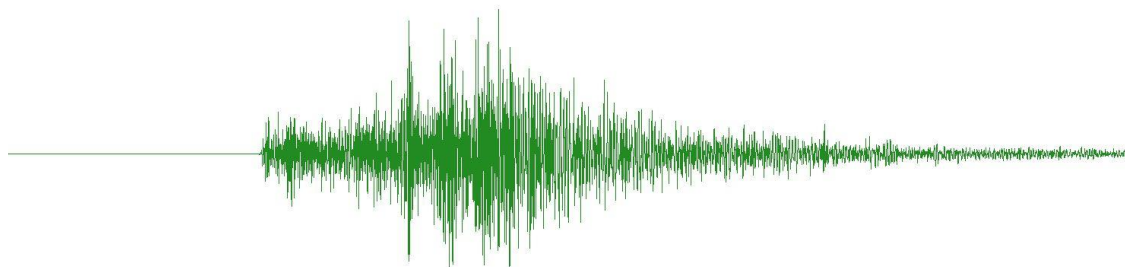
Магнітуда не має одиниць виміру, тому вислів «5 балів за шкалою Ріхтера» є невірним.

У шкалі використаний логарифмічний масштаб, тому збільшення значення магнітуди на одиницю вказує на збільшення амплітуди коливань в 10 разів і на збільшення виділеної під час землетрусу енергії в 32 рази.

Приклад запису землетрусу з Румунії, магнітудою 2,5.



Приклад запису землетрусу з Румунії, магнітудою 5,5.



Необхідно зазначити, що магнітуда не в повній мірі характеризує наслідки землетрусу на земній поверхні, які залежать від багатьох факторів, і в першу чергу, від глибини джерела.

Зовнішній ефект землетрусу на поверхні Землі, що проявляється через зміщення ґрунту, частинок гірських порід, руйнування будівель, появу тріщин на поверхні та ін. Інтенсивність землетрусу оцінюється в балах. Останні не є фізичними величинами, а використовуються для визначення сили підземних поштовхів за зовнішнім проявом: відчуттями людей, переміщеннями предметів, руйнуванням будівель, зміною рельєфу. До 1998 року в Європі (в Україні) для оцінки землетрусу використовувалась 12-бальна шкала (MSK-64), яка була розроблена у 1964 році Медведєвим (СРСР), Шпонхойером (НДР) і Карником (Чехословаччина). З 1998 року в країнах ЄС використовується більш сучасна макросейсмічна шкала EMS-98. Згідно цієї шкали залежно від інтенсивності всі можливі землетруси розбиті на 12 рангів. Необхідно підкреслити, що MSK-64 покладена в основу нормативних документів України, наприклад, будівельних норм (ДБН). Не треба плутати шкалу інтенсивності (бальності) зі *шкалою Ріхтера*. Остання оцінює не *інтенсивність*, а *магнітуду* – умовну одиницю (не бали!), що визначає відносне зміщення частинок породи на умовній відстані від епіцентру. Шкала магнітуд має градацію від 0 до 9,5. За результатами досліджень інтенсивності землетрусів на тій чи іншій території будують *карти сейсмічного районування*.

5. Токійський землетрус (1923р) – 140000 людей. Лісабонський (Португалія, 1755): 26-метрова хвиля накрила місто і прилягаючі території до 15 км від берега, Спітакський землетрус 1989 року.

Найбільші магнітуди встановлені для землетрусів: Асамського (1897 р.) – 8,7; Алякиського (1899) – 8,6, (1964) – 8,6; Камчатського (1952) – 8,5; Чилійського (1960) – 8,5; Каліфорнійського (1906) – 8,25; Кеминського (1911) – 8,2; Кантоського, Японія (1923) – 8,2; Турецького (1939) – 8,0 та ін. Ці ж землетруси були й найбільш руйнівними.

Прикладом катастрофічних екологічних ситуацій є утворення Сарезького озера на Памірі. Тут у лютому 1911 р. зі схилу на днище долини р. Мургаб раптово змістився гігантський зсув-обвал (об'єм гірських порід становив 2,2 км³). Зміщена кам'яна маса подолала відстань понад 5 км, ухил поверхні ніші відриву становив 35°. Зсув-обвал захопив породи схилу до глибини 500 м. Зміщена маса порід вкрила територію площею 17 км². Під час обвалу відбувався землетрус силою 9 балів, який спровокував цю катастрофу.

Вражаючі параметри цього явища спричинили дискусію про причини та наслідки впливу інтенсивних сейсмічних явищ як екологічних чинників. Так, Ю.Селіверстов (1994) висловив припущення, що землетрус міг бути не причиною, а результатом обвалу, зважаючи на його силу. І хоча нині сейсмологи віддають перевагу ендегенній природі подібних явищ, не слід нехтувати екзогенно виникаючою енергією.

У цьому випадку показовим є зсув Мантаро у Перуанських Андах, що стався у квітні 1979 р. Зірвавшись із гірської вершини заввишки 4 км, у долину обвалилося близько 1,3 млрд м³ гірських порід, які, пролетівши 7 км, піднялися після удару об днище долини на 1 км вгору по протилежному схилу. Цей гігантський удар струсонув увесь Південно-американський континент.

Найбільший із досліджених зсувів зафіксовано у горах Загрос в Ірані, де сповзло 20 км³ порід, тобто у 15 разів більше, ніж під час зсуву Мантаро. Нині цей район є неозорим кам'яним морем – площа 166 км² вкрита пухким матеріалом завтовшки близько 130 м за максимальної потужності 300 м. зсув перебуває у сейсмічній зоні, тобто міг бути зумовлений рухами земної кори або сам спричинити сильний землетрус.

У квітні 1983 року в Колумбії спочатку пройшли тривалі сильні дощі, які зумовили повені і значно перевантажили земну кору, а потім стався сильний землетрус з магнітудою 7. У червні 1983 року пройшли тропічні зливи максимальної інтенсивності (у середньому випало 350 мм опадів за три доби) на о. Тайвань, а згодом відбувся землетрус з магнітудою 6,5.

Завдання

1. Проаналізувати оцінювання інтенсивності землетрусу і його магнітуду. Пояснити MSK-64, EMS-98, шкалу Ріхтера та ін.
2. Охарактеризувати найбільші землетруси в історії людства та їх наслідки.

Лекція 4. Ландшафтно-екологічний аналіз стихійних явищ, спричинених вулканічною діяльністю

1. Сутність вулканізму як природного стихійного явища.
2. Типи вулканічних споруд.
3. Географічний розподіл вулканів.
4. Статистика і прогноз вулканічних вивержень.
5. Найбільші вулканічні катастрофи в історії людства.

1. **Магматизм** – процес виверження на земну поверхню або у межі земної кори **магми** – вогненно-рідкого силікатного розплаву речовини мантії та його застигання з утворенням магматичних гірських порід. Магматизм розвивається на тих ділянках земної кори та верхньої мантії, де відбувається порушення термодинамічної рівноваги (порушення температурного режиму і тиску), яка встановилася у процесі їх розвитку. Це порушення викликається глибокими тектонічними тріщинами у земній корі, завдяки чому понижується тиск у надрах Землі і перегріта речовина переходить у розплавлений та газоподібний стан. Вулканізм – це могутній планетарний процес.

Приклад: при нормальному тиску базальтовий розплав, що вивергається на поверхню, має температуру 1050-1200° і є рідким, а в умовах глибин 100-200 км, де тиск сягає 50-55 кбар, базальти навіть при температурі 1500° залишаються твердими.

За іншою точкою зору, розплав магми відбувається завдяки місцевому

розігріву гірських порід завдяки високій концентрації радіоактивних речовин та їх розпаду. Але обов'язковою умовою при цьому також залишається зниження тиску.

Магма, яка потрапила на земну поверхню, поступово дегазується, перетворюючись на лаву. Існує два типи магми – базальтова і гранітна. Базальтова (основна) формується у астеносфері, вона порівняно легка, текуча і складається з кремнезему (до 50%), алюмінію, заліза, кальцію, магнію. Гранітна (кисла) більш в'язка і менш рухлива, містить кремнезем (60-65%) і формується в результаті розплаву осадових і метаморфічних порід.

Вихід на поверхню лави та газів отримало назву ефузивного вулканізму (поверхневого). Інтрузивний (глибинний) магматизм – коли магма не виходить на денну поверхню. Вулканізм проявляється у місцях, де земна кора порушена глибокими тріщинами, через які на денну поверхню виливається магма. На поверхні вона застигає, утворюючи конусоподібне підвищення – вулкан.

2. Розрізняють вулкани центрального типу і тріщинні, або лінійні. Перші – високо конічні (Ельбрус, Казбек, Кіліманджаро), другі – з низькими конусами. Тріщинні вулкани сприяють виливанню рідкої лави і затопленню великих площ (у Ісландії до 9000км²). При цьому утворюються лавові плато із специфічним рельєфом та базальтові покриви.

У вулкані розрізняють жерло, кратер і конус.

Жерло – канал, по якому на поверхню надходить магма і який на поверхні переходить у кратер. Бокові відгалуження від основного жерла називаються паразитичними (на Етні – 300, на Ключевській сопці – 60).

Кратер – від'ємна (негативна) форма вулканічного рельєфу у вигляді великої чаші на вершині в центрі конуса, яке утворене в результаті багаторазових вивержень і вибухів.

Конус – додатна (позитивна) форма вулканічного рельєфу, утворена виливанням магми на денну поверхню та її застиганням. Має висоту від сотень до тисяч метрів. Кожне наступне виверження збільшує висоту і діаметр конусу, а в розрізі прослідковується шаруватість, обумовлена чергуванням вулканічних уламків з лавою (стратовулкани). Кальдера (котел у перекладі з португальської) – провалля на місці конусу, утворені пустотами. На конуси і кратери впливають екзогенні процеси, руйнуючи їх і утворюючи різні форми рельєфу, найбільші з яких – баранкоси – радіальні великі яри на схилах конусів.

Фази виверження вулканів:

початкова – характеризується землетрусами і викидами газів;

основна – вихід на поверхню магми;

заклучна (поствулканічна) – тривале і спокійне виділення газів.

З продуктів вулканічного виверження виділяють гази, тверді речовини і лаву.

Гази знижують густину магми і збільшують її текучість, прискорюють виверження (висота газової хмари при виверженні Кракатау становила 80 км, а вибух було чути за 4800 км). Хімічний склад вулканічних газів різний – від

вуглекислого газу до водяної пари.

Тверді продукти вивержень становлять основну масу викинутого матеріалу (в 6 разів більше за лаву). Це уламки стінок кратера і пробки конусу, а також частинки лави, які при виверженні застигають у повітрі. Вулканічний попіл – найдрібніші тверді уламки (до 1 мм). Вулканічний пісок – такі ж уламки, але більших розмірів (1-2 мм). Лапілли – застигли бризки лави розміром 2-30 мм і веретеноподібної форми, утворені переважно пористим вулканічним склом. Вулканічні бомби – уламки розміром 2-3 м, рідше 10-15 м.

Лава – рідкий продукт вулканічного виверження.

Класифікація вулканів – за розміщенням (наземні і підводні), за активністю (діючі, поснули і потухлі), за категоріями (лавова, змішана і газово-вибухова).

Лавова категорія об'єднує площинний, тріщинний і гавайський типи вулканів. *Площинний* характеризується великими об'ємами вилитої лави на великих площах, проявлявся у геологічному минулому (Середньосибірське плоскогір'я). *Тріщинний* тип характеризується виливанням лави по тріщинах (Ісландія і Гавайські острови). *Гавайський* тип відрізняється від тріщинних тим, що виверження відбувається через центральний канал. Конус вулкану має форму щита з тарілкоподібним кратером.

Змішана категорія характеризується найповнішим циклом виверження. Починається цикл викидами газів та уламків, потім змінюється виверженням лави і завершується поствулканічною діяльністю. Конуси високі (кілька тисяч метрів), правильної конічної форми – вулкани Стромболійського, Вульканського та Етно-Візувійського типів.

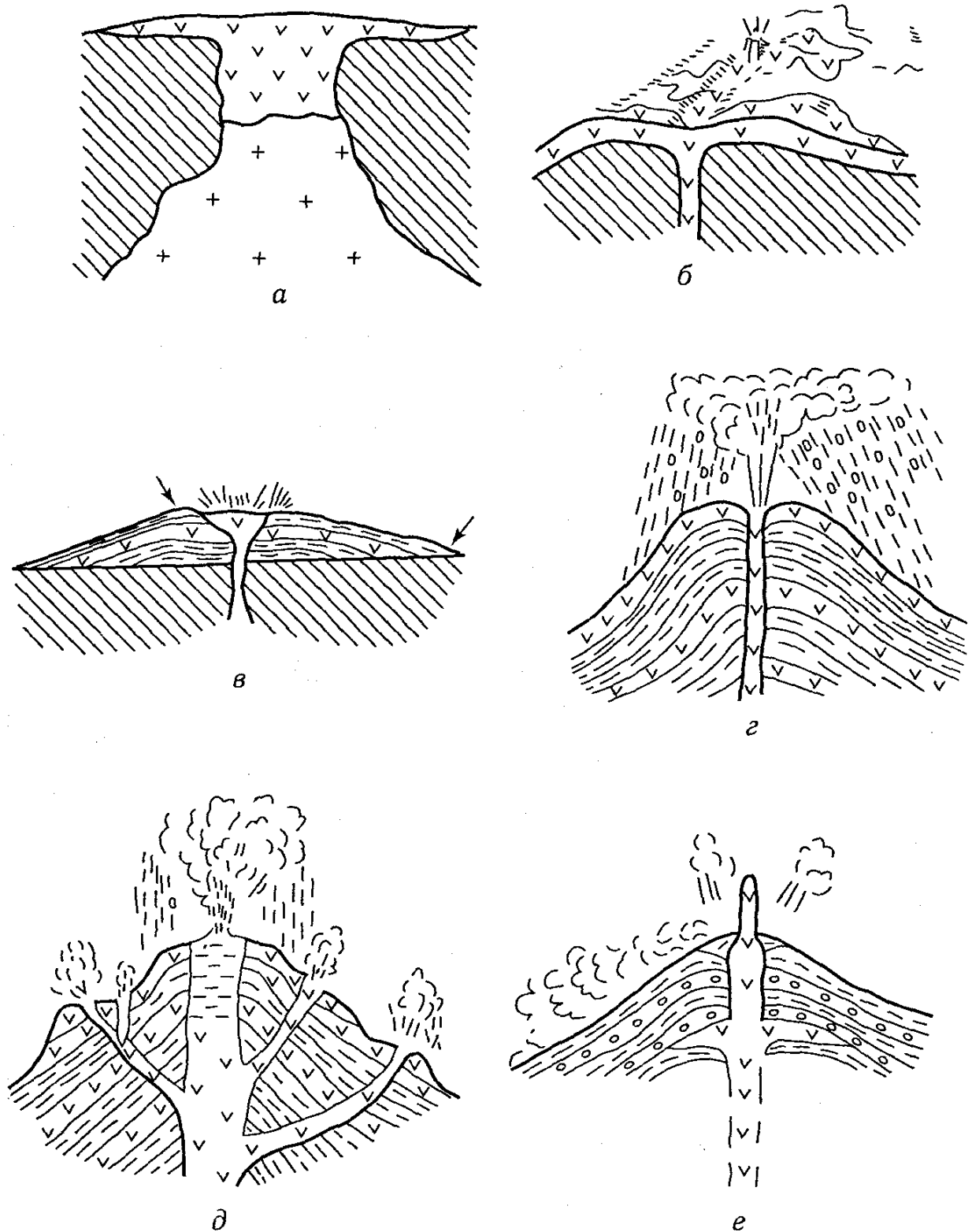


Рис. 29. Форми вулканічних споруд і типи вулканів:

a — щитовий (океанічних плит); *б* — ісландський; *в* — гаванський (щитовий за формою); *г* — стромболійський; *д* — етнійський; *е* — пелійський

У *Стромболійському типі* виверження відбуваються часто з-за близького розташування осередку виверження до поверхні. виверження починаються з невеликих вибухів, які супроводжуються викидами газів та уламків, а закінчуються виверженням невеликих порцій густої тягучої лави з

температурою 1000-1100°. Лава затвердіває невеликими потоками на схилах.

Вулканський тип характеризується більш сильними та катастрофічними виверженнями, мають високі стройні конуси і близько розташовані магматичні осередки. Виверження відбуваються рідше, спочатку – землетрус, потім – вибухи з викидом вулканічних газів і бомб, виверження лави.

Етно-Візувійський тип характеризується сильними виверженнями та сильними вибухами з викидами твердих продуктів, утворенням тріщин і бокових вулканів, з лавовими потоками у кілька десятків кілометрів.

Газово-вибухова категорія відрізняється виверженнями великої кількості газів і уламків та викидами лави кислого або середнього складу. Магматичні осередки розташовані глибоко. Об'єднує вулкани Пелейського, Катмайського, Бандайсанського, Кракатауського типів та газово-вибухові воронки – маари.

Пелейський тип (Мон-Пеле) – характеризується на початку виверження землетрусом, вириванням газів з закупореного розтрісканого жерла, а потім - витіканням лави через ці тріщини і миттєвим її застиганням.

Катмайський, Кракатауський і Бандайсанський типи подібні і характеризуються виверженням насиченої газами густої кислої лави з великих глибин. Все це супроводжується вибухом з розривом жерла.

Маари мають блюдце подібну форму діаметром 250-300 м, по периферії мають вал з шлаку та уламків, деякі заповнені водою. Під дном розташована трубка вибуху – конічний канал (діатрема).

3. На даний час створено детальну класифікацію вулканічних поясів, серед яких зараз виділяється чотири найважливіших типи: геосинклінальні (серединно-океанічні), островодужні (периферійно-океанічні), окраїнно-континентальні (периферійно-континентальні), областей тектоно-магматичної активізації (серединно-континентальні) [Апродов, 1982].

Для серединно-океанічних поясів характерні толеїтові і лужні магми. Тут можна виділити два підтипу: рифтовий, пов'язаний з серединно-океанічними підводними рифтами, і післярифтовий, пов'язаний з глибоководними западинами океанів, океанічними підняттями та островами на них. Для першого підтипу характерні невеликі підводні вулкани, які складені толеїтовими, рідше лужними базальтами, іноді утворюючими острови з великими кальдерами складної будови (Азорські, Тристан-да-Кунь'я, Галапагоські та ін.). Великі вулкани другого підтипу утворюються всередині океанічних літосферних плит, на великій відстані від їх границь, але також поблизу зон регіональних розломів (архіпелаги Гавайський, Туамоту, Кука та ін.). Для них характерно зміщення віку вулканізму вздовж острівної ланки, що пояснюється переміщенням океанічної плити над так званою "гарячою точкою" - потоком висхідної розігрітої мантії. На океанічних островах виділяються три головних типу вулканічних асоціацій: лужні базальти гавайського типу, лужні базальти таїтянського типу і лужні калієві базальти.

Периферійно-океанічний тип вулканізму приурочений до субдукційних зон підсуву океанічних літосферних плит під континентальні. Він розвинутий

переважно в острівних дугах і окраїнних морях. Для нього характерна асоціація похідних лужноземельних, толеїтових, базальтових і андезитових магм, які у тилі зонах острівних дуг замінюються похідними високоглиноземистих і лужних магм. Найбільшої інтенсивності вулканізм досягає в острівних дугах, до яких приурочені протяжні на багато сотень і тисяч кілометрів ланцюги вулканічних споруд - поясів вулканів. Саме з цим типом пов'язано близько 60% молодих і сучасних вулканів Землі. Найбільші сучасні і давні вулканічні пояси цього типу зосереджені по облямуванню Тихоокеанської літосферної плити.

Окраїнно-континентальні пояси приурочені до зовнішнього облямування Тихоокеанської плити, а також до Середземноморсько-Гімалайського складчастого поясу. Характерним є широкий розвиток андезитових лав, розповсюдження продуктів кислого вулканізму. Вулканічні виверження тісно пов'язані з інтрузивним магматизмом. Виникають такі специфічні вулканотектонічні структури, як вулканотектонічні кальдери, поля ігнімбритів великих об'ємів. Однією з найхарактерніших рис вулканічних окраїнно-континентальних вулканічних поясів є їх латеральна структурно-петрологічна і металогенічна зональність, яка обумовлена зональною будовою земної кори зони переходу континент - океан [Михайлов, 1989]. Прикладами найкрупніших структур цього типу є вулканічні пояси Південноамериканського континенту і Східно-Азіатський вулканічний пояс.

Серединно-континентальні вулканічні пояси приурочені до лінійних зон активізації континентальних платформ. Для них характерні похідні лужних базальтових магм. Звичайно виділяють дорифтові і рифтові різновиди, які можуть бути поділеними на ряд підтипів. Дорифтові пояси виникають на склепіннях великих піднятих активізованих платформ. Тут широко розвинуті лужні базальтові лави і пірокластичні утворення; за особливостями складу і структури виділяються Центральноазіатський і Центральноафриканський типи. Але найбільшою різноманітністю характеризуються рифтові вулканічні пояси, де виділяють Танганьцький, Кенійський та Афаро-Червономорський різновиди. Перший пов'язаний з щілиноподібними рифтами початкових стадій розвитку континентальних рифтів, де лужний базальтовий вулканізм проявлений тільки у напівізольованих грабенах та на їх перемичках. Лужні базальти відрізняються значним вмістом калію і невеликим натрію. Кенійський різновид приурочений до систем континентальних рифтів, з інтенсивним розвитком вулканізму, формуванням величезних базальт-нефелінових і трахітових щитів гігантської потужності (до тисячі метрів) і обсягу (до 200 км у поперечнику). Нарешті, Афаро-

Червономорський різновид пов'язаний з найбільш розвинутими рифтовими системами, перехідними до океанічних. Тому цей різновид має риси як континентальних, так і океанічних вулканічних серій: тут разом співіснують лужні олівінові та толеїтові базальтові вулканічні похідні.

На Землі зареєстровано 541 діючий вулкан, 76 з них розташовані на дні морів та океанів. Існує певна закономірність у розповсюдженні вулканів: вздовж глибинних розломів земної кори (узбережжя океанів), на острівних

дугах, на океанічних островах. В середині материків вулкани зустрічаються рідко чи відсутні.

Вулканічні пояси: Тихоокеанський, Середземноморсько-Індонезійський, Атлантичний.

Тихоокеанський – простягується вздовж узбережжя Тихого океану: західне узбережжя – від Камчатки до Антарктиди (включаючи Курильські острови, Японію, Філіппінські острови, Соломонові, Нові Гебриди). Східне узбережжя – Вогненна Земля, Анди, Кордільєри, Аляска, алеутські острови. Всього 324 діючих вулкани (в Японії – 57, Курилах – 39, Камчатці – 29). Найбільша концентрація вулканів спостерігається поблизу глибоководних западин.

Середземноморсько-Індонезійський протягується вздовж південної частини Євразії (Нова Гвінея, Індонезія, Гімалаї, Мала Азія, Кавказ, Середземне море). Має 134 діючих вулканів, з яких 104 розміщені у Індонезії (о. Ява, Суматра).

Атлантичний пояс поєднує 59 вулканів, з яких 34 розміщені на островах, а 25 – під водою. Пояс витягнутий у меридіональному напрямку паралельно берегам Африки та Західної Європи, приурочений до серединного Атлантичного хребта (Тристан-да-Кунья, острова Святої Єлени, Вознесіння, Зеленого мису, Канарські, Мадейра, Азорські, Ісландія).

Незначна частина вулканів розташована поза вулканічними поясами: Кіліманджаро, Новий Амстердам, Родригес).

Вулканічні пояси з часом змінюються. Недавно магматичні осередки існували в Гімалаях, на Тянь-Шані, Кавказі (Ельбрус, Казбек, у Вірменії, в Сибіру і на Далекому Сході).

4. У наш час, незважаючи на весь технічний і науковий прогрес, все ще відкритим залишається питання прогнозування вивержень вулканів. Позначаються зміни фізичних властивостей гірських порід, які поширюються на досить обширній території планети. Ці зміни легко вловлюються сучасною апаратурою, але головною проблемою є встановлення часу події, так як тривожні сигнали про катастрофи у віддалених районах, надходять лише тоді, коли вже пізно що-небудь зробити.

Були виявлені і інші параметри, які свідчать про потенційні виверження: підвищення температури гірських порід і природних вод, змінення складу газів. Для цих цілей використовується аерофотозйомка у чутливих до температури інфрачервоних променях.

Прикладом ефективного використання цього методу є виверження вулкана на Філіппінах в 1965 р.: завдяки йому вдалося виявити підвищення температури води в кратерному озері і запобігти безліч смертей в регіоні виверження вулкана.

Поведінка води в кратері також може слугувати надійним показником підготовлюваного виверження. Іноді температура води підвищується до кипіння, а іноді незадовго до виверження вона змінює свій колір (стає бурюю

або червонуватою). Перед виверженням часто збільшується концентрація сірководневих газів і парів хлористоводневої кислоти, в той час як відсотки водяної пари зменшуються.

Справедливим є і метод вивчення зміни магнітного поля. На Камчатці в 1966 р. за 12 годин до виверження напруженість магнітного поля слабшала, а за кілька місяців до виверження змінювалася і його орієнтація.

Доцільно також здійснювати контроль параметрів проміжків часу поблизу моментів проходження Землею афелія (найбільш віддаленої від Сонця точки орбіти планети) і перигелію (найближча до Сонця точка орбіти планети) своєї орбіти. При цьому бажано, щоб тривалість цих проміжків часу становила два тижні до і два тижні після проходження Землею афелія і перигелію.

Підвищення точності прогнозу можна досягти, якщо в зазначені проміжки часу додатково здійснювати контроль широти Місяця і в моменти максимальних значень широти прогнозувати максимальну ймовірність виверження вулкану.

У цьому випадку можливо скоротити тривалість найбільш активного контролю параметрів до трьох днів до трьох днів після моменту проходження Місяцем точки максимального відхилення від площини Екліптики (видимого річного руху Сонця).

Нагрівання призводить до розмагнічування порід, якщо температура магнітних мінералів перевищує точку Кюрі. Цей вплив можна контролювати проведенням наземної магнітної зйомки. Значні втрати намагніченості гірських порід були зареєстровані перед виверженням вулкана Осима в Японії, магматичне вогнище якого розташовувалося відносно неглибоко. На гавайських же вулканах, які харчуються магмою з більш глибоких вогнищ, магнітних ефектів виявлено не було.

З практичної точки зору прогнози вулканічної діяльності поділяються на довгострокові, середньострокові і короткострокові.

Довгостроковий прогноз є точним лише для вулканів, виверження яких відбувається приблизно з однаковою періодичністю. Для інших вулканів цей прогноз дозволяє встановити причинно-наслідкові зв'язки в тектонічній діяльності, а також отримати імовірнісні характеристики, які є важливими даними для короткострокового і середньострокового прогнозу.

Середньостроковий прогноз дозволяє зробити висновок про те, що в певному місці готується виверження. Для таких прогнозів використовуються методи, засновані на свідченнях сейсмографів, встановлених поблизу вулкана. Отримані дані порівнюють з їх критичними значеннями, після яких виверження вулкана найбільш ймовірно. А величину відхилення поточного значення від критичного використовують для визначення ступеня ймовірності виверження вулкана протягом проміжків часу, які визначаються за астрономічними показниками, які відображають величину гравітаційної складової вулканічної діяльності.

Короткостроковий прогноз – найбільш точний. Для його визначення використовують всю сукупність методів, що використовують різні показники

(серед яких зростання тиску в магматичне вогнище і вивідному каналі вулкана), встановлюються закономірності зв'язків змін фізичного поля вулкана з його діяльністю. Безперервні спостереження за цими та іншими змінами складають суть короткострокового прогнозу вивержень вулканів.

Прогноз вивержень базується на двох групах методів. Перші засновані на вивченні життя самого вулкана: окремі вулкани вивергаються з певними інтервалами часу, інші своє пробудження знаменують звуковими ефектами; знання вулканів може допомогти в запобіганні вивержень. Іншу групу методів складають складні статистичні обчислення і дослідження ознак підготовлюваного виверження за допомогою точних приладів. Навколо небезпечних вулканів розміщують, як правило, сейсмічні станції, що реєструють поштовхи. Коли лава розширюється на глибині, заповнюючи тріщини, це викликає струс земної поверхні. Землетруси з вогнищами під вулканами є, таким чином, надійною ознакою підготовлюваного виверження.

Зміна нахилу земної поверхні – тривожний сигнал про насування катастрофи.

Надійним є метод прогнозу вулканічних вивержень на основі вимірювання змін нахилів земної поверхні поблизу вулкана. Зміна нахилу показує, що готується виверження. По швидкості наростання змін можна вирахувати приблизний час виверження.

Практично це можна здійснити двома шляхами: вимірюванням невеликих поверхневих зміщень і сейсмічною реєстрацією поштовхів і струсів від глибинних зрушень. Магма утворюється в земній корі на значній глибині, а потім рухається вгору завдяки своїй зниженій щільності порівняно з навколишніми більш холодними твердими породами. Перед самим виверженням наближення магми до земної поверхні викликає її підйом і піднімає купол вулкана. Це можна виявити детальними вимірами перевищень і відстаней між точками на ділянці підняття, а також визначенням кутів нахилу місцевості.

Остання операція проводиться за допомогою особливих приладів – нахиломірів, які являють собою заповнені рідиною трубки, що з'єднують два резервуара. Нахиломіри прості в обігу, дешеві, високочутливі і дозволяють визначати зміну кутів нахилу з похибкою до однієї мільйонної частки градуса.

Що стосується дрібних землетрусів, що виявляються стандартними сейсмографами, то вони сигналізують про рух магми у вулкані. Так, безліч слабких поштовхів протягом 16 років відчувалися в районі навколо Везувію (Італія), виверження якого відбулося в 79 р. н. е. А в той час ще не знали, що збільшення частоти поштовхів – один з найбільш надійних провісників вулканічних вивержень.

Але, не дивлячись на всі перераховані методи та їх використання, весь накопичений ученими досвід прогнозування вивержень вулканів на сьогоднішній день не є точною наукою і вимагає ще багато напрацювань у цьому напрямку.

5. Виверження вулкана — одне з найнебезпечніших надзвичайних подій у світі. В історії десятки і сотні тисяч людей гинули лише через викид магми одного вулкана, що прокинувся.

Один із таких вулканів — Руїз, що розташований у Колумбії. Він відрізняється під час своєї активності викиданням із кратера великої кількості води, гарячого газу, каміння та попелу. У 1985 році місто Армеро, побудоване поруч із вулканом, і всі його мешканці (23 тис. осіб) були заживо поховані потоком лахара (суміш гарячого газу, попелу і каміння), що рухався зі швидкістю 60 км/год. Збиток тоді для Колумбії становив \$1 млрд.

Великий острів Середземного моря Сицилія таїть у собі ще один діючий вулкан — Етна. Цей вулкан має, крім основного, ще близько 300 бічних кратерів.

На думку вулканологів, Етна вивергався вже близько 200 разів, однак найбільша катастрофа сталася 11 березня 1669 року. Тоді річки розплавленої лави накрили 50 сицилійських міст, у результаті чого загинуло більше 27 тисяч чоловік. Крім лави, на голови жителів всієї Сицилії (її площа — 233 кв. км) сипалося розпечене до білого жару каміння, пісок і попіл. Перед виверженням на острові три дні тривав сильний землетрус, який перетворив на руїни місто Ніколос.

Вулкан Мон-Пеле, що на французькому острові Мартініка, 8 травня 1902 року забрав життя 30 тисяч чоловік. Розташоване неподалік місто Сен-П'єр було повністю спалене лавою з температурою понад 1000° С, яка разом із хмарою вогню і токсичним димом вивергалися із земних надр зі швидкістю 800 км/год. Вдалося врятуватися тоді лише двом щасливчикам — ув'язненому в підземній камері і жителю околиці міста. Більше того, вулкан знищив 17 пароплавів, що стояли біля причалу.

У результаті виверження вулкана Кракатау, розташованого в Індонезії, у 1883 році загинуло 36 тисяч чоловік, було стерто з лиця Землі 165 сіл, в основному через цунамі, викликане осадом продуктів виверження в океан. Виверження вулкана викликало найгучніший в історії гул. Звук був чутний навіть в Австралії протягом 5 днів після початку виверження. Вибух Кракатау привів до утворення на місці вулкана-острова западини глибиною 300 м. Діаметр досягає 25-30 кілометрів при глибині до 1000 м, зазвичай дно покрите застиглою лавою, іноді заповнені лавовими озерами з температурою до 1000°.

Найбільше загинуло людей від виверження вулкана Тамбора в Індонезії. Стихійне лихо відбулося 10—12 квітня 1815 року. Об'єм лави і попелу, які вирвалися тоді з кратера вулкана, досяг 180 кубічних кілометрів. Вибух відчувався навіть за 2000 кілометрів від епіцентру. Тамбора убив 92 тисячі чоловік і надовго запам'ятається в європейській історії. 1815-ий відомий як «рік без літа» — 400 мільйонів тонн попелу і сірчаних газів, викинутих в атмосферу, не давали проникнути сонячним променям і стали причиною глобального похолодання. У деяких європейських країнах у липні почалися заморозки, загинула велика частина врожаю.

Лекція 5. Ландшафтно-екологічний аналіз природних катастроф, пов'язаних з порушенням стійкості схилів та селевими явищами

1. Схиліві процеси.
2. Класифікація схилів.
3. Зсуви та географія їх поширення.
4. Поняття «карст».
5. Суть селєвих явищ і процесів.

1. Зазвичай провідну роль у функціонуванні екзогенних геоморфологічних процесів відіграють чинники, які використовують променисту енергію Сонця за участі таких посередників, як атмосфера та гідросфера Землі. Є група процесів, велике значення для перебігу яких належить не самому чиннику (рушійній силі), а одній із ендегенних умов. Це — *земна гравітація*. Хоча вона є обов'язковою умовою розвитку також інших екзогенних процесів (флювіальних, гляціальних, карстових тощо, здійснення яких неможливе без участі води у різних агрегатних станах), однак щодо групи *схилівих процесів* гравітація має вирішальне значення.

Численними геоморфологічними дослідженнями встановлено, що при кутах нахилу 1-2° величина гравітації, завдяки якій часточки гірських порід переміщуються вниз по схилу, є досить незначною і тому такі ділянки земної поверхні не можуть бути місцем розцінку схилівих процесів, тобто бути схилами, тоді як на схилах більшого ухилу гравітація здатна за певних умов спричинити розвиток схилівих процесів. Поверхню земного суходолу на 80 % займають саме такі схили, що свідчить про велике значення схилівих процесів як чинника, здатного змінювати Землю на велетенських площах суходолу.

Схиліві процеси є проявом основної тенденції у розвитку рельєфу Землі — прагнення до вирівнювання. Руйнування у верхній і середній частинах схилів різко замінюється акумуляцією у нижній, що з часом призводить до зниження відносних висот.

Силі гравітації на схилах протистоять сили зчеплення часточок гірських порід між собою та з невивітрілими корінними породами. У порушенні стабільності схилів беруть участь (поряд з гравітацією) різні чинники: поверхневі й підземні води, зміни агрегатного стану води, зміни у розміщенні сусідніх масивів гірських порід, кількість атмосферних опадів тощо, що зумовлює існування, різноманітність та режим екзогенних процесів, які відбуваються на схилах.

Перебіг схилівих процесів залежить від природної зони, оскільки у межах останньої на схилах діють різні чинники та умови: ґрунтовий покрив, баланс тепла і вологи, експозиція схилів, тобто мікрокліматичні умови.

Вивчення схилівих процесів має також практичне значення. Часто такі процеси, як обвалення, обсіпання, зсування, снігові лавини відбуваються раптово і можуть призводити до катастрофічних наслідків. Це потрібно враховувати під час цивільного і промислового будівництва, а також рекреації у гірських районах. Інші процеси, хоча і відбуваються поступово (наприклад,

соліфлюкція, дефлюкція, площинне змивання), також завдають значної шкоди (переважно сільськогосподарським угіддям та фундаментам інженерних споруд). Дослідження схилових процесів і знання закономірностей їхнього розвитку дає змогу прогнозувати їхні негативні наслідки й своєчасно вживати належних заходів.

2. Схиліві процеси і процеси формування самих схилів відображуються насамперед у морфологічних та морфометричних показниках схилів. Так, за різноманітністю зовнішнього вигляду схили поділяють на такі типи профілю: *опуклі, увігнуті, прямі, опукло-увігнуті та ступінчасті*. Проте профіль може бути ускладнений певними деформаціями, різкими перегинами та іншими морфологічними ознаками, які відображають внутрішню геологічну будову схилів. За наведеною типізацією схилів відповідно до їх профілю схематично можна схарактеризувати певні аспекти взаємодії ендо- та екзогенних чинників щодо формування виду земної поверхні. Наприклад, опукла форма схилів, поширених на певній території, свідчить про домінуючий вплив тектонічного підняття, висхідний розвиток рельєфу, внаслідок чого екзогенні чинники формування рельєфу не встигають їх компенсувати; значна кількість увігнутих схилів — про низхідний розвиток рельєфу, коли процеси денудації не тільки повністю компенсують тектонічні підняття певної території, а й поступово знижують її гіпсометричне положення (денудаційне зрізання); прямі схили — про відносну рівновагу у взаємодії ендо- та екзогенних чинників формування рельєфу. Однак зазначені моделі взаємодії у реальних умовах завжди порушуються внаслідок впливу численних чинників формування рельєфу і їх можна розглядати лише з позиції ідеального моделювання.

Розроблено також класифікацію схилів за довжиною. Розрізняють *довгі схили* (понад 500 м), *схили середньої довжини* (50-500 м) та *короткі схили* (менше 50 м). Цей морфометричний показник часто характеризує умови стікання поверхневих вод, інфільтраційні здатності поверхневого стоку, умови виникнення площинного змивання та інші умови розвитку екзогенних процесів на схилах.

Різноманітність процесів, унаслідок яких відбувається утворення або перетворення схилів, поділяють на два типи: *процеси, які формують схили*, та *схиліві процеси*, що відбуваються на самих схилах. Однак обидва процеси тісно взаємопов'язані, оскільки вже на початку формування певного схилу на ньому водночас відбуваються процеси, що перетворюють його. Дуже рідко процеси утворення і перетворення схилів не збігаються в часі. Прикладом може бути виникнення уступів під час землетрусів і подальше їх перетворення схиловими процесами.

Залежно від морфологічних особливостей схилів, складу і товщини пухких відкладів на них, конкретних фізико-географічних умов, а також від особливостей перебігу схилових процесів розрізняють такі типи схилів.

1. *Гравітаційні*. Оскільки вони мають ухили понад 35-40°, то є місцем перебігу процесів, де основний чинник — сила гравітації. Завдяки цій силі

уламки порід, що утворюються внаслідок процесів вивітрювання, скочуються до підніжжя схилів під час обвалення, обсипання та сходу снігових лавин.

2. *Блокових рухів.* Утворюються під час зміщення вниз по схилах блоків гірських порід різних розмірів, зміщенню яких значною мірою сприяє діяльність підземних вод, проте роль гравітації залишається провідною. Ухили таких зсувних, опливних схилів та схилів розсідання досягають 20-40°.

3. *Масового зміщення чохла пухкого матеріалу.* Тут характер зміщення вивітреного шару або осадових порід залежить від наявності у гірських породах ґрунтових підземних вод. Зміщення мас пухких порід відбувається на схилах з ухилами від 3 до 40°. Окремими видами такого зміщення є соліфлюкція, дефлюкція тощо.

4. *Делювіальні, або площинного змивання.* Це схили, на яких виявляються переважно процеси площинного змивання. Останні залежать від стану поверхні схилів, наявності ґрунтового-рослинного покриву, характеру випадання атмосферних опадів і деяких інших чинників та умов.

3. Процеси зсування виявляються на порівняно незначній площі, але мають значні негативні наслідки внаслідок здатності до швидкоплинних деформацій земної поверхні та поверхневих гірських порід, руйнування локальних і лінійних господарських об'єктів. Площі проявів зсувних процесів останнім часом збільшилися в 3—4 рази, що негативно впливає на безпеку споруд і будівель, функціонування господарських об'єктів і загалом території України.

Зсуви – це зміщення мас гірських порід вниз по схилу під впливом сили тяжіння, яка відбувається без перевертання і дроблення.

Консистентні зсуви – виникають внаслідок зміни консистенції порід, які складають схил, при зволоженні (наприклад, перехід суглинків у пластичний стан при насиченні водою).

Суфозійні зсуви – виникають в результаті зменшення зчеплення від розчинення порід і виносу дрібних частинок породи.

Структурні зсуви – виникають при зміщенні частини схилу після контакту шарів. Домінують в умовах платформених структур, де породи мають залягання близьке до горизонтального і зустрічаються витримані горизонти глинистих порід.

Під дією гравітаційних, гідростатичних і сейсмотектонічних сил на окремих ділянках схилу формуються зони, де розвиваються деформації крихкого руйнування або повільної повзучості. Послідовне подолання пікового опору порід зрушенню викликає появу додаткових напружень на сусідніх ділянках, що завершується руйнуванням у зоні зміщення.

Пластичні зсуви. Для зсувів цього типу характерний тісний зв'язок з корою вивітрювання порід і режимом її водонасичення. Нерідко такі зсуви утворюються у відвалах гірських виробок. Внаслідок зміни вологості порід типовою особливістю механізму даних зсувів є повна або часткова втрата їх первинної структури в зоні зміщення. Під дією гравітаційних і гідродинамічних

сил по підготовленій поверхні задалегідь або в процесі зсування відбувається водно-пластична течія глинистих порід.

Зсуви просідання. Локалізуються в області поширення лесів і лесоподібних порід. Особливості механізму визначаються деформаційною поведінкою лесових порід, в яких при зволоженні лавинно руйнується первинна структура, що супроводжується просадковими процесами. На початкових етапах зсувного процесу, внаслідок нерівномірного просідання лесів, утворюються тріщини, що полегшує доступ атмосферних опадів в глибші шари лесоподібних порід. В результаті лавинної руйнації їх первинної структури відокремлюються від схилу і рухаються зсувні блоки порід, які в свою чергу руйнуються при русі, перетворюючись у земляні потоки.

Найбільшого розвитку набули зсуви на узбережжях Чорного та Азовського морів, на корінних схилах Дніпра та інших великих річок, у межах великих уступів між височинами й низовинами, у гірських областях України, що свідчить про вирішальну роль гравітації в їх виникненні.

Активізація зсувів у багатьох регіонах України має руйнівний характер і завдає значних соціально-економічних та екологічних збитків. Останнім часом від зсувів постраждали більшість гірських районів Закарпаття, інженерні комунікації, промислові та цивільні об'єкти у Дніпрі, Дніпродзержинську, Чернівцях, Луганську.

Зсувні процеси виявлено майже у 200 містах і селищах міського типу, що створює постійну загрозу виникнення надзвичайних ситуацій та небезпеки для життя людей.

Значне поширення зсувів на території України зумовлене її геологічною будовою та геоморфологічними умовами. Спільна дія цих чинників, за певного співвідношення їх складових, призводить до утворення зсувонебезпечних територій із відносно сталими в часі просторовими межами. Дія таких чинників не піддається керованому контролю і може розглядатися як стала природна умова, що потребує поглибленого вивчення з метою визначення просторових меж зсувонебезпечних територій і прогнозування зсувів.

Активізація зсувів на зсувонебезпечних територіях здебільшого відбувається під дією природних та антропогенних чинників, основними з яких є:

- метеорологічні (атмосферні опади, температура тощо);
- гідрологічні (рівні та витрати води у поверхневих водостоках, рівні води й хвильовий режим морів, водосховищ, озер та інших водойм);
- ерозійна та абразійна дія поверхневих вод;
- гідрогеологічні (рівні, хімічний склад і властивості підземних вод, умови їх живлення та дренажу);
- сейсмічні (землетруси) та інші процеси.

Вплив природних чинників на активізацію зсувів можна істотно зменшити, застосовуючи пасивні та активні засоби інженерного захисту, зокрема: зниження впливу ерозійних та абразійних процесів, репланування поверхні та дренажу геологічної основи зсувів, закріплення схилів

рослинністю, технічні меліорації ґрунтів, регулювання поверхневого стоку на схилі, механічне утримування зсувів після будівництва інженерних споруд.

Вплив господарської діяльності на виникнення та активізацію зсувів може виявлятися безпосередньо або опосередковано. *Безпосередній вплив* пов'язаний з навантаженням та підрізанням схилів під час будівельних робіт, додатковим обводненням зсувонебезпечних територій (унаслідок надмірного зрошення, підпору рівнів ґрунтових вод водосховищами та іншими водоймами, витоків води із водних споруд та комунікацій), створення динамічних навантажень на схили тощо. *Опосередкований вплив* відбувається внаслідок зниження природної дренажної спроможності зсувонебезпечних територій (унаслідок замулювання поверхневих водостоків, вирівнювання рельєфу після засипання природних його знижень), збільшення інфільтрації атмосферних опадів після проведення заходів зі снігозатримання і розорювання зсувонебезпечних схилів, вирубування лісів, (нищення природних пляжів).

Негативний вплив техногенних чинників можна зменшити або повністю усунути завдяки регулюванню порядку ведення господарської діяльності на зсувонебезпечних територіях, відповідної інженерної підготовки територій для господарського освоєння, періодичним очищенням русел водостоків від намулу, дренажування перезволожених та підтоплених територій, регулювання поверхневого стоку на забудованих територіях, механічного утримування схилів, що зазнають підрізання.

Отже, негативний вплив природних і техногенних чинників, на відміну від сталих природних умов їх поширення, може й має бути керованим завдяки проведенню економічно та екологічно обґрунтованих протизсувних заходів. З метою запобігання надзвичайним ситуаціям такі заходи мають передувати господарському освоєнню зсувонебезпечних територій.

За переважаючим впливом природних і техногенних чинників на активізацію зсувів зсувонебезпечні території поділяють на такі групи:

- території з переважно природними чинниками утворення і активізації зсувів, до яких належать території із незначними змінами природних ландшафтів; активізація зсувів відбувається відповідно до природних ритмів;
- території із природно-техногенними чинниками утворення та активізації зсувів, до яких належать ділянки, де господарська діяльність посилює дію природних чинників; природна ритмічність активізації зсувів на таких територіях частково порушується несталим у часі впливом техногенних чинників;
- території із переважно техногенними чинниками виникнення та активізації зсувів, до яких належать промислові та міські агломерації, гірничодобувні райони, території регіонального підпору рівнів підземних вод водосховищами, території інтенсивного антропогенного впливу на розвиток зсувів; природна ритмічність активізації зсувів на таких територіях значно або повністю порушується несталою в часі дією техногенних чинників.

Наведена типізація зсувонебезпечних територій дає змогу розрізняти протизсувні заходи, потрібні для їх захисту, за видами, обсягами проведення й

фінансування, термінами та черговістю реалізації, що є однією з найголовніших засад підвищення ефективності протизсувних заходів в Україні.

Розвиток зсувного процесу на території України має регіональні відмінності, що позначається на поширенні та активізації існуючих зсувів.

ПОДІЛЬСЬКА І ПРИКАРПАТСЬКА ВИСОЧИНИ

Подільська плита і Передкарпатський передовий прогин, які є структурною основою в цьому регіоні, мають виразну тенденцію до підняття за неотектонічний етап та останнім часом, що загалом зі значним розчленуванням рельєфу зумовлює активну пластику рельєфу. Енергія рельєфу визначається значними відносними перевищеннями, притаманними для прикарпатської ділянки рівнинної частини території України.

Зсуви в цьому регіоні пов'язані зі зміщенням покривних делювіальних та елювіальних відкладів по неогенових глинах. На сході Подільської височини переважають зсуви-течії та блоково-пластичні зміщення. У західній і південно-західній частинах Подільської височини у покривних делювіальних відкладах поширені зсуви-течії. Блоково-пластичні зсуви характерні для Кам'янець-Подільської ділянки, де основним горизонтом, що деформується, є вивітрілі сарматські глини. Основні чинники утворення зсувів — це неотектонічні підняття, обводнення зони аерації, руслова аерація, значний техногенний вплив.

Ступінчасті зсуви, опливини та інші гравітаційні зміщення відбуваються як на півдні регіону (долина р. Серет), так і в межах Гологоро-Кременецької окраїни Поділля. Вона характеризується значним ерозійним розчленуванням, чергуванням порід різної щільності, значною кількістю атмосферних опадів (600—650 мм/рік).

У південній частині регіону, зокрема у зоні впливу Дністровського водосховища, поширені значні за розміром зсуви, які за механізмом зміщення належать до зсувів блокового ковзання. Вони мають основну поверхню зміщення у породах пізнього протерозою на глибині 15,0—20,0 м.

Схили у долині р. Дністер мають складні зсуви, у верхній частині яких деформації розвиваються у вигляді блокового зміщення (зсування), що в процесі руху переходить у пластичну течію. Основний чинник — постійне зволоження порід схилу, особливо це характерно для 5-метрового шару водонасичених пісків пліоцену, з яким пов'язаний горизонт підземних вод. Їхні виходи на поверхню спостерігаються в головній частині зсувів.

У межах Передкарпатської височини зсуви-течії переважно поширені на схилах лівих приток р. Прут. Зсуви відбуваються в глинах пліоцену та четвертинного віку. Основний чинник таких зсувів — гідрогеологічний — розрідження порід на ділянках виходу підземних вод. Ці зсуви поширені в басейні р. Серет, верхів'ях річок Прут і Сан, причому їх активізація залежить від режиму атмосферних опадів.

Остання масова активізація зсувів на території Прут-Серетського межиріччя спостерігалася 18—21 квітня 1979 р. Крім того, розвиток катастрофічного зсуву відбувся навесні 1999 р. в межах схилу із давнім зсувним рельєфом. Активізація зсуву на цій ділянці раніше, очевидно, не спостерігалася,

оскільки схил освоєний, тобто забудований житловими будівлями різних конструкцій.

На ділянці з катастрофічною активізацією зсуву навесні 1999 р. склався комплекс сприятливих геологічних, геоморфологічних та гідрогеологічних умов завдяки регіональним природно-кліматичним чинникам, що призвело до перезволоження порід схилу, критичні параметри якого й зумовили 18 квітня катастрофічне зміщення зсуву. Активне зміщення зсуву відбулося згори вниз на площі 2—2,3 км², враховуючи потенційно зсувонебезпечні зони.

ПРИДНІПРОВСЬКА ПРІАЗОВСЬКА ВИСОЧИНИ

Слід зазначити, що Придніпровська і Приазовська височини сформовані на унікальній структурній основі — Українському кристалічному щиті, який унаслідок сталих тенденцій до тектонічного підняття зумовив формування порівняно незначного осадового покриву. Проте виразне відособлення височин від Придніпровської, Поліської та Причорноморської низовин, близьке розміщення місцевих (долина Дніпра) та абсолютного (Чорне та Азовське моря) базисів денудації сприяло значній енергії рельєфу й активному перебігу різних екзогенних геоморфологічних процесів.

Щодо зсувних процесів, то в межах височин найчастіше виявляються зсуви-течії та блоково-пластичне зміщення, що пояснюється незначною товщею зміщених порід. Основним горизонтом, що деформується, є зона вивітрілих глин і пісків середньо-сарматського віку, які перекриваються лесовими суглинками. Зсуви цього типу поширені у межиріччях правих приток р. Південний Буг — річок Вовк, Рів, Згар (Хмельницька і частково Вінницька області).

Зсуви-течії, які виявляються на півночі Одеської області на схилах верхів'їв річок Кучурган, Великий Куяльник, Тилігул та Кодима, пов'язані з глинами балтського ярусу. З цим рівнем, що зазнає деформацій, зумовлена велика кількість давніх зсувів, серед яких переважають зсуви видавлювання.

Із цим самим горизонтом у глинах балтського ярусу пов'язані досить поширені зсуви в середній течії лівих приток Дністра—Олниці та Кам'янки, де виявлено зсуви-потоки та блоково-пластичне зміщення.

Активізація зсувів переважно контролюється інтенсивністю атмосферних опадів, великими водозборами на деяких територіях, проявами ерозії, що підрізає підніжжя схилів. На Придніпровській височині розвинені також зсуви-течії та зсуви блоково-пластичного типу зі зміщенням у поверхневих відкладах.

Зсувами уражені схили долин приток Дніпра і Південного Бугу, для яких основним горизонтом, що деформується, є пліоцен-четвертинні глини та плейстоценові лесоподібні суглинки. З цими горизонтами пов'язані як сучасні, та і давні зсуви, серед яких у генетичному відношенні переважають зсуви видавлювання.

На схилах долин річок Тясмин та Інгулець (Кіровоградська обл.) поширені поля зсувів течії та блоково-пластичного зміщення. Ці зсуви сформувалися на схилах, складених із плейстоценових суглинків потужністю 7, іноді 10 м.

Активізація зсувів насамперед зумовлена перезволоженням лесоподібних суглинків атмосферними опадами, ерозійним розмиванням схилів та близьким до поверхні рівнем ґрунтових вод. У межах Приазовської височини враженість зсувами нерівномірна. Схили ярів, балок Самарської та Самарсько-Вовчанського межиріччя мало уражені зсувами, тоді як схили річкових долин правих приток Дніпра мають значну (аж до катастрофічної) ураженість. Тут переважають зсуви-течії та блоково-пластичне зміщення. Зміщення зазнають неогенові глини та палеогенові піски (в нижній частині), а також плейстоценові суглинки.

Значні зсувні процеси відбуваються на узбережжі Азовського моря, де підрізання внаслідок абразії берегового схилу зумовлює постійне поживлення процесу зсування та його оновлення відповідно до певних ритмів.

Активізація зсувного процесу характеризується перезволоженням порід поверхневими і підземними водами.

За механізмом зміщення досить складні зсуви бувають на правобережжі Каховського водосховища. Так, у нижній частині зсувів на глибині 12—15 м розвиваються деформації витискання, а у верхній — течії блоково-пластичного типу. Поверхня зміщення знаходиться в середньо- і пізньосарматських глинах, перекритих неогеновими вапняками та плейстоценовими суглинками. Наявність прошарку міцних порід — вапняків — зумовлює двоповерхову структуру зсувів витискання з деформаціями течії. Іноді деформації витискання виявляються в комбінації з деформаціями блоково-пластичного типу.

До чинників активізації зсувів у межах Придніпровської височини належать перезволоження лесоподібних суглинків атмосферними опадами та ерозійне розмивання схилів. Крім того, чинниками активізації зсувів у регіоні загалом є надлишкове насичення порід підземними і поверхневими водами, ерозійне розмивання схилів, а за наявності лесового покриву — перезволоження атмосферними опадами. Великі зсувні зони, приурочені до берегів Кременчуцького та Дніпродзержинського водосховищ, активізуються внаслідок повної або часткової втрати первинної структури суглинків, збільшення їх вологості та крутості схилу після абразії.

Значну роль в утворенні та активізації зсувів відіграють техногенні чинники: підрізання схилів, зволоження порід після витікання води із комунікацій, додаткове навантаження і розорювання схилів, що сприяє інфільтрації атмосферних опадів.

ПРИДНІПРОВСЬКА НИЗОВИНА

У межах цього великого регіону зсуви спостерігаються в басейнах лівих приток Дніпра та на його правобережжі, особливо в районі Канівських дислокацій і вздовж правого берега Дніпра від м. Вишгород до с. Ходорів протяжністю 150 км. Вони генетично пов'язані зі строкатими глинами неогену, які складають верхню частину схилу, і товщею мертелів київського ярусу. Іноді зсуви мають двох'ярусну будову. У межах Києва поширені двох'ярусні складні зсуви, що зумовлюють значні негативні наслідки. На території Канівщини налічується близько 80 зсувів, що майже на 90 % знаходяться у місцях

дислокації товщ осадових порід.

На правобережжі Канівського водосховища відбуваються досить складні зсуви, зокрема тут переважають структурно-пластичні, пластичні та структурні (менш поширені) блоково-ступінчасті берегові зсуви. Зсуви об'ємом понад 10 млн м³ є найбільшими за розмірами, але вони перебувають у стабілізованому стані. Зсуви найчастіше формуються в юрських, іноді в строкатих і червоно-бурих неогенових глинах та київських мертелях. До зміщення залучаються також пізньоплейстоценові лесоподібні суглинки, палеогенові та крейдянні відклади. Основний чинник утворення зсувів, особливо в нижніх ярусах, де відбувається зміщення, — наявність водоносного горизонту в палеогенових пісках, а чинники активзації зсувів — перезволоження схилів, бокова ерозійна діяльність тимчасових водних потоків у ярах і балках.

У межах акумулятивно-денудаційної рівнини Новгород-Сіверського Полісся зсуви розвинені на правобережжі Десни, на Новгород-Сіверській еродованій височині та лесових рівнинах. Зсуви, які спостерігаються вздовж правого корінного схилу долини Десни, належать до фронтальних.¹ За механізмом зміщення вони подібні до зсувів блокового типу, що переходять у зсуви-течії, та відбуваються в червоно-бурих і строкатих глинах неогену, перекритих плейстоценовими лесоподібними суглинками.

На правих крутих схилах річок Ворскла, Сула, Орчик та лівих схилах долин річок Удай і Многа розвинені зсуви блокового ковзання, що переходять у зсуви блоково-пластичного зміщення. Основні горизонти, що зазнають деформування, — алювіальні глини та червоно-бурі глини пліоценового віку. В середній течії річок Сула і Хорол розвинені зсуви, які можна характеризувати як зсуви витискання що згодом переходять у течію.

Досить уражені зсувами ділянки на обох берегах р. Псел та на правобережжі р. Ворскли. Там переважно розвинені стабілізовані зсуви, а сучасна активзація спостерігається лише під впливом погодно-кліматичних, гідрогеологічних та техногенних чинків. а правобережжі Псла близько 50 % давніх зсувів (села В. Рогачка та Остап є, міста Будище та Гадяч) активізувалися після підвищення рівня підземних вод, що зумовлено як природними, так і техногенними чинниками.

Ділянки з підвищеною ймовірністю зсувних процесів знаходяться на правому схилі р. Сіверський Донець у зоні тектонічних порушень та підвищеної тріщинуватості, що пов'язано з наявністю Шебелинської і Краснодонської структур. Цими самими причинами пояснюється значне поширення зсувів у межиріччі річок Берека—Сіверський Донець – Гомольша. Значне поширення зсувів у межиріччях річок Оріль – Самара і Самара—Вовча пояснюється як неотектонічною активністю, так і техногенним чинником, що пов'язаний зі значною густотою населення, інтенсивним розвитком гірничодобувної промисловості, гідротехнічними спорудами й меліоративними системами. Зсуви-течії розвиваються у поверхневих плейстоценових суглинках, до нижніх частин яких приурочений водоносний горизонт, що формується на червонобурих неогенових глинах.

У районі Одеси зсуви, залежно від положення шару вапняків у розрізі, бувають одно- або двох'ярусними. В складних двох'ярусних зсувах поверхня зміщення верхнього ярусу знаходиться на глибині покрівлі новоросійських вапняків, по яких зміщуються пліоценові глини та плейстоценові суглинки. Базис зміщення нижнього ярусу знаходиться на рівні моря, а основним горизонтом, що деформується, є товща мотичного ярусу. Механізм видавлювання мотичних глин супроводжується значним просіданням товщі, що залягає вище. В одноярусних зсувах здвигу-ковзання у зміщення залучаються породи неогену та четвертинного віку, які є основним горизонтом, що деформується. Відмінність зсувів, розвинених на Азовському побережжі та аналогічних за механізмом зміщення, полягає в тому, що тут відбувається процес випливання пісків.

Значною активністю відзначаються зсуви на берегах Каховського водосховища, де основний горизонт, що деформується, — глини сарматського ярусу. Чинник утворення та активізації зсувів — переробка берегів. На заході рівнинного Криму зсуви спостерігаються у нижній течії р. Альми та басейнах річок Кача і Булганяк. Основний горизонт, що деформується, — пізньопліоценові червоно-бурі глини. За механізмом зміщення вони належать до зсувів видавлювання, знаходяться в активній стадії, базис зміщення — рівень моря.

Отже, для регіону характерний широкий розвиток зсувного процесу. Основними чинниками, що зумовлюють утворення зсувів у регіоні, є геологічна будова схилів і гідрогеологічні та погодно-кліматичні умови, рельєф, фізико-механічні властивості порід, контрастна спрямованість неотектонічних рухів, евстатичні коливання рівня моря, а на узбережжі Чорного і Азовського морів та лиманів — абразійні процеси. Активізація зсувного процесу контролюється зменшенням міцності порід після зволоження атмосферними опадами й підземними водами, а також абразійними процесами і господарською діяльністю.

4. Карстові явища — це найскладніші геологічні процеси, що активно впливають на господарську діяльність та потребують усебічного вивчення.

До карстових належать явища, які розвиваються в усіх розчинних гірських породах, що взаємодіють з водами: у вапняках, доломітах і перехідних між ними різних карбонатних породах, крейді, іноді в крейдоподібному мергелі, гіпсі, ангідриті, кам'яній солі, калійних, калійно-магнієвих та інших галогенних породах.

Основа утворення — хімічні процеси розчинення та вилуговування гірських порід, тобто розчинення з видаленням (виносом) розчинених речовин до осередків розвантаження підземних вод.

До основних умов розвитку карсту належать, по-перше, наявність розчинних у природних водах гірських порід, водопроникних унаслідок тріщинуватості або пористості; по-друге, наявність розчинника, тобто води (або іншої рідини), агресивної до гірської породи; по-третє, наявність умов, що

забезпечують водообмін — видалення насиченого розчину та постійне надходження свіжого розчинника. Якщо перша умова визначається геологічною будовою певного регіону, то друга і третя тісно пов'язані з фізико-географічними, геоморфологічними та гідрогеологічними умовами.

Найхарактернішими чинниками, що зумовлюють розвиток та активізують карстовий процес як у геологічному часовому масштабі, так і впродовж відносно невеликих часових проміжків, є тектоніка (наприклад, сучасні повільні опускання й підняття земної поверхні можуть активізувати або призупиняти карстовий процес) та сейсмічна активність. Під час землетрусів утворюються нові тріщини, зони тріщинуватості та послаблені зони, що підвищує фільтраційні можливості масивів гірських порід. Тому в сейсмічних районах активізація карстового процесу може бути раптовою та непрогнозованою.

Природна активізація карсту у вигляді появи геоморфологічних, гідрологічних та гідрогеологічних ознак перебуває у прямій залежності від темпів і тривалості однознакових неотектонічних рухів, що підсилюють денудацію покривних товщ і перехід закритої стадії карсту (з формуванням тріщинно-порожнинних глибинних карстопроявів) у напівпокриту і відкриту стадії. При цьому послідовно розширюються площі безпосереднього контактування розчинних порід верхнього карстогенного ярусу з періодичним і постійним стоком поверхневих вод спочатку вздовж ерозійних рівнів та річкових долин, а потім — на межиріччях.

За тривалий час геологічного розвитку, особливо в платформних умовах, порожнини, що утворилися в процесі вилуговування в карбонатних породах, заповнюються продуктами руйнування (нерозчинні залишки порід, жорства вапняків) та піщано-глинистим матеріалом з покривних порід.

Якщо гідрогеологічні умови змінюються (ступінь обводнення, положення рівнів, хімічний склад вод), то за впливу водогосподарської діяльності, поряд з процесами розчинення порід, відбувається різке суфозійне переміщення та вимивання вторинних заповнювачів. Як наслідок — спостерігається відродження карстового процесу.

Для карбонатних порід характерне хімічне розчинення, а для сульфатних і галогенних — дифузійне. В природних умовах розчинність вапняку, гіпсу та кам'яної солі знаходиться у співвідношенні приблизно 1 : 100 : 10 000, тобто за розчинністю вони різняться між собою на два порядки.

Характерною особливістю карбонатного карсту є те, що внаслідок малої швидкості розчинення порід карстові форми (порожнини, зниження покрівлі порід та ін.), безпосередньо пов'язані з розчиненням порід у природних умовах, розвиваються надзвичайно повільно. Це дало змогу вважати, що карбонатний карст не розвивається в інженерному масштабі часу, на відміну від «активного» карсту в сульфатних і галогенних породах. Однак це відбувається в процесі природного розвитку карсту.

Унаслідок господарської діяльності (втрати господарських вод, насичених кислотами та органічними речовинами, створення водосховищ,

ставків і, навпаки, водовідливів) швидкість розчинення карбонатних порід збільшується в десятки разів. При цьому відбувається техногенна активізація або досить активний розвиток карсту.

Активізація карстового процесу завдяки техногенній складовій на територіях промислово-міських агломерацій за результатами спостережень пов'язана із забрудненням карстових вод, зниженням їх рівнів, опрісненням унаслідок збільшення водовідбору та інших видів господарської діяльності. Поява деформацій, що виникають у зв'язку з господарським освоєнням закарстованих територій (провалів, просідання тощо), супроводжується руйнуванням споруд, розривами підземних комунікаційних мереж, ускладненням експлуатації гірничих виробок, втратами водних ресурсів із водосховищ та каналів, зменшенням площ орних земель.

Розвиток техногенного карсту в багатьох промислових і міських агломераціях відбувається після зниження рівнів підземних вод, яке пов'язане з формуванням на закарстованих масивах значних за розмірами депресійних лійок у районах водозаборів.

Основним чинником розвитку карстових процесів на території багатьох промислових і міських агломерацій є витікання з водно-каналізаційних мереж, місць накопичення відпрацьованих порід і відходів, які змінюють хімічний склад підземних вод, збільшуючи розчинну здатність, а також підвищення температури порідного масиву, особливо під великими промисловими об'єктами. Майже 10 % будівель і споруд, зведених на закарстованих територіях, унаслідок деформацій виходить із ладу. Активізація карсту і пов'язаних з ним просідань і провалів спостерігається у містах Прикарпаття (Немирів, Тереховля, Гусятин, Заліщики та ін.). Техногенна активізація сульфатного карсту збільшує загрозу цивільним і промисловим спорудам у південно-західній частині м. Львова, тобто на третині його площі, що становить близько 50 км².

Крім того, розробка родовищ корисних копалин (особливо відкритим способом), збільшення площ під водосховищами та каналами створює додаткові умови для розвитку карстового процесу. В районах розробок корисних копалин спостерігається значна техногенна активізація карстового процесу. Останнім часом до групи катастрофічних проявів належать ділянки, що знаходяться у зоні впливу кар'єру Язівського родовища сірки, де розміщене селище і санаторій «Шкло». В 1997 р. у межах гірничопромислового комплексу Язівського родовища в смт. Шкло утворився карстовий провал завширшки 200—300 та завглибшки понад 20 м. Останнім часом тут утворилося до 300 нових провалів, під загрозою руйнування опинилися будівлі та санаторій. Населені пункти, що знаходяться на закарстованій території поблизу Стебницького родовища калійних солей, зазнають значних збитків унаслідок активізації техногенного карсту. В районі Хотинської ділянки Калуського родовища калійних солей близько 200 споруд перебувають в аварійному стані внаслідок розвитку провальних деформацій, що виникли під впливом зміни гідродинамічного і гідрохімічного режимів підземних вод. Карстові провали є в

районі м. Солотвина, де трапляються карри різних типів та лійки. Активізація процесу на значних глибинах спричинена розробленням родовища кам'яної солі, що супроводжується ростом потужності зони інтенсивного водообміну та зниженням базису дренажування.

Досить несприятлива обстановка в техногенному відношенні характерна для заходу та сходу країни. Саме в цих регіонах відбувається розвиток галогенних, сульфатних, сульфатно-галогенних і сульфатно-карбонатних порід, які мають велику розчинність, і, як наслідок, — активізацію карстового процесу.

Поширення карсту. Згідно зі схемою карстологічного районування Б. М. Іванова і Ю. І. Шутова та з певними уточненнями — це характеристика деяких регіонів України зі своєрідними ознаками кількісного та якісного перебігу карстового процесу в межах таких таксономічних одиниць районування, як карстові області.

Закарпатська та Прикарпатська область. Найсприятливіші умови для активізації карстового процесу формуються за відкритого способу розробки соляних покладів, що супроводжується активізацією водообміну та інтенсивною інфільтрацією слабомінералізованих вод. Над виробленими шахтними полями часто відбувається просідання земної поверхні та наступне підтоплення цих площ, яке іноді супроводжується порушенням суцільності водотривів і ризиком проривання води в соляні масиви.

Активізація карстових процесів спостерігається в межах усіх родовищ, що розробляються, — Стебницького, Долинського, Любельського, Сорокського, Гуменецького, Язівського. Тому аварійні ситуації у цій карстовій області виникали неодноразово. Пов'язані вони з техногенною діяльністю — розробкою родовищ, цивільним і промисловим будівництвом.

Поліська область. Формування карсту пов'язане з карбонатними породами верхньої крейди. Глибина розвитку карстового процесу простягається до подошви зони активного водообміну. Територія області відзначається слабким розвитком поверхневих карстових форм, які мають зниження у рельєфі, зумовленими усіданням, просіданням, провалами, корозійними і суфозійними лійками. Здебільшого поверхневі карстові процеси поширені на ділянках, де відсутні водотривкі відклади між покривними породами та тими, що здатні до прояву карсту. Найбільша активізація карстово-суфозійного процесу відбувається у весняний період після танення снігу та значної фільтрації атмосферних опадів.

У межах карстової області зафіксовані давні форми похованого карсту (дудки), завглибшки до 40—50 м та діаметром 30—40 м, які заповнені та перекриті олігоценними, неогеновими і плейстоценовими відкладами. Усі вони пов'язані з крейдяними горбами, найбільші з яких трапляються на північному сході від м. Луцька на р. Конопелька. Техногенна активізація карстового процесу пов'язана з водовідбором, втратами води із водосховищ АЕС, осушенням боліт у басейні р. Прип'ять, діяльністю гірничо-видобувної промисловості та зростанням багатьох промислових і міських агломерацій.

Аварії (провали) відбулися також поблизу ст. Любомирська та біля смт Кузнецовськ.

Північно-Східна область. На більшій частині карстової області карстовий процес пов'язаний з площею крейдяно-мергельних порід, потужність яких перевищує 100 м. На значній території області карст розвивається у закритій стадії. Це визначається широким розвитком водотривких шарів і значною сумарною потужністю осадових відкладів, що перекривають крейдяні породи. Найбільше схильні до розвитку карстового процесу ділянки у районі водозаборів (Вовчанський, Балаклеїський, Куп'янський, Зміївський, Ізюмський та ін.), де є всі відповідні умови — наявність розчинних порід та агресивних вод, велика їх швидкість.

Значні площі техногенної активізації карсту спостерігаються в районі міст Рубіжне—Лисичанськ—Станичне—Луганське—Щастя—Петрівка—Луганськ.

Дніпровсько-Донецька область. Незважаючи на значну кількість в області порід, схильних до карсту, його прояви тут майже не спостерігаються.

Донбаська область розміщена у межах зчленування Дніпровсько-Донецької западини з Донецькою складчастою спорудою і розміщена на території Донецької, Харківської і Луганської областей. Має три карстових райони і займає площу 22,8 тис. км².

Розвиток карсту пов'язаний з територіями поширення порід, здатних до прояву карсту: кам'яної солі, гіпсів, мергелів, крейди, вапняків, доломітів. Корінні породи карбонатно-теригенної формації об'єднують відклади сармату, меотісу та понту. В складі формацій виділено один комплекс, що складається із глин та пісків, які чергуються з проміжками вапняку-черепашнику потужністю 3—12 м.

У вапняках-черепашниках спостерігаються карстові та карстово-суфозійні процеси. Карст виявляється тут у вигляді печер і карстових джерел.

Карстовий процес, пов'язаний з наявністю вапняків і доломітів нижнього карбону, спостерігається у басейні річок Суха і Мокра Волновахи, верхів'ях Кальміуса і Грузького Яланчика. Закарстовані породи поширені на глибині понад 250 м. На поверхні процес виявляється у басейні р. Волноваха у вигляді лійок і численних каррів. На схилах Сухої і Мокрої Волновахи, де вапняки нижнього карбону залягають суцільним пластом, у крутих вапнякових урвищах спостерігається відкрита стадія розвитку процесу.

До підземних форм у південній частині Донбасу належать печери, заповнені привнесеним матеріалом. Зяючі печери та колодязі трапляються також на Єленівському і Першотравневому родовищах.

Найактивніше карстові процеси виявляються над гірничими виробками шахт, де проводять розробку гіпсів, доломітів, солі та в межах розсолопромислів у разі збільшення кількості атмосферних опадів. Найнебезпечнішими з погляду прояву карстових процесів (раптових провалів, карстових лійок, мульд просідання поверхні землі) є окремі ділянки в Слов'янську, Краматорську, Артемівську, Соледарі та деякі ділянки залізниці

Сіверськ—Дронівка, де існує вірогідність продовження активізації карстового процесу та утворення нових карстових лійок, здатних завдати будівлям шкоди.

Подільсько-Буковинська область знаходиться в межах південно-західного схилу Східноєвропейської платформи на території Львівської, Івано-Франківської, Тернопільської, Хмельницької і Чернівецької областей. Область має вісім карстових районів і займає площу 23,5 тис. км².

У зоні зчленування південно-західної окраїни з Передкарпатським прогином на Прут-Дністровському межиріччі породи, що зазнають карсту, містять гіпс та ангідрити, які залягають нижче ерозійних базисних геоморфологічних поверхонь. Сульфатна товща повністю (або значно) обводнена. В ній є горизонт високомінералізованих карстових вод із зони сповільненого водообміну. Води малоагресивні.

У Тернопільській області в межах південної частини межиріччя Сирет—Нічлава в гіпсових відкладах є дві печерні системи — Оптимістична та Озерна. Наявність водовбирних понор у днищах балок сприяє збільшенню частки інфільтраційного живлення завдяки перехопленню лінійного поверхневого стоку, а також завдяки перерозподілу снігу з накопиченням у лійках. Живлення (атмосферними опадами та водами, що залягають на глинистих відкладах сармату) блоку печери Оптимістична в кілька разів перевищує живлення блоку печери Озерна. Тому водний режим печери Оптимістична відрізняється значною динамічністю, що, в свою чергу, зумовлює опріснення води та збільшення сульфатної агресивності.

Східно-Подільська область розміщується на південно-західному схилі Східноєвропейської платформи на території Тернопільської, Хмельницької, Вінницької та крайньої північно-західної частини Одеської областей. Область має два карстових райони і займає площу 18,8 тис. км².

Підземний карст (карстові порожнини) — печери завдовжки до 12 м знаходяться в долинах річок Тарнава і Студениця та струмка Яровий. Кризових ситуацій щодо перебігу карстових процесів у цій області не спостерігається.

Причорноморська область.

Площі розвитку відкритого карсту в межах області незначні і спостерігаються вздовж ерозійних знижень рельєфу, балок, річок, лиманів, а також уздовж узбережжя Каховського водосховища і Чорного моря. Серед підземних карстових форм найчастіше бувають розширені тріщини, канали, зони утворення каверн, печери. Найбільше печер виявлено в Одесі (разом з катакомбами) і простежуються лише у вигляді фрагментів.

У карстових районах півдня України підземні води містять агресивний CO₂. За катіонним складом вони натрієві та магнієві, а за аніонним — хлоридні та сульфатні. Процес формування карсту залежить від інтенсивності інфільтрації та поглинання водою вільного CO₂. Особливо інтенсивно цей процес відбувається на ділянках зрошення та поблизу каналів.

Інтенсивне зрошення — потужний чинник техногенної активізації карстового процесу. Так, техногенна активізація карсту пов'язана з втратами води із Каховського водосховища. Ймовірно техногенна активізація карстового

процесу відбувається під впливом водовідбору. Зміна гідродинамічних умов призводить до зміни хімічного складу підземних вод, швидкості їх фільтрації, умов живлення та, як наслідок, до активізації карстового процесу.

Рівнинно-Кримська область розміщена у межах Скіфської платформи на території Автономної Республіки Крим. Карстологічна область має п'ять карстових районів і займає площу 8,5 тис. км². Техногенна активізація карстового процесу спостерігається також на деяких ділянках траси Північно-Кримського каналу. Вона зумовлена фільтраційними втратами на ділянках «малого» зрошення (північніше оз. Сасик). Тут спостерігаються глибинні ознаки карсту неогенових відкладів. Аварійні ситуації в 60—90-х роках ХХ ст. неодноразово виникали на Чорноморській ділянці Північно-Кримського каналу (порушення облицювання стінок каналів, витоки, просідання), а також під час цивільного та промислового будівництва (провали в містах Євпаторії та Керчі).

5. «Сель» (сайль) — з арабської - бурхливий потік, тобто за зовнішнім виглядом селевий потік — це шалено вируюча хвиля висотою з п'ятиповерховий будинок, яка мчить ущелиною з великою швидкістю. Селі виникають у багатьох країнах — у деяких районах Індії та Китаю, Туреччини та Ірану, в гірських районах Північної та Південної Америки, Кавказу, Середньої Азії та Казахстану. В Україні селеві потоки трапляються в Карпатах та Криму.

За складом твердого матеріалу, який переносить селевий потік, їх можна поділити на:

- грязьові (суміш води з ґрунтом при незначній концентрації каміння, об'ємна вага складає 1,5-2 т/куб.м.);
- грязекам'яні (суміш води, гравію, невеликого каміння, об'ємна вага — 2,1-2,5 т/куб.м);
- водокам'яні (суміш води з переважно великим камінням, об'ємна вага — 1,1-1,5 т/куб.м.

У Карпатах найчастіше трапляються водокам'яні селеві потоки невеликої потужності, у Середній Азії — грязьові потоки.

Швидкість селевого потоку зазвичай становить 2,5 -4,5 м/с, але під час прориву заторів вона може досягати 8-10 м/с і більше. небезпека селів не тільки у їхній руйнівній силі, а й у раптовості їх появи. Засобів прогнозування селів на сьогодні не існує, оскільки наука точно не знає, що саме провокує початок сходження потоку. Однак відомо, що необхідні дві основні передумови - достатня кількість уламків гірських порід і вода. Разом з тим, для деяких селевих районів встановлені певні критерії, які дозволяють оцінити вірогідність виникнення селів.

Засоби боротьби з селевими потоками досить різноманітні: будівництво гребель, каскаду запруд для руйнації селевого потоку, стінок для закріплення відкосів тощо.

Лекція 6. Ландшафтно-екологічний аналіз природних катастроф, пов'язаних з процесами багаторічної мерзлоти та рухом снігу і льоду

1. Багаторічна мерзлота як складова кріосфери.
2. Кріогенні форми рельєфу.
3. Лавинознавство.
4. Динаміка та руйнівна дія снігових лавин.
5. Глобальне потепління і гляціальні ландшафти.

1. Рельєфоутворювальна діяльність давніх і сучасних льодовиків — один із найважливіших екзогенних чинників, які перетворюють земну поверхню. І хоча площа крижаного покриву Землі нині становить дещо більше ніж 16 млн км² (11 % площі суходолу), проте у плейстоценовий період льодовики займали площу близько 45 млн км², або 30 % поверхні материків планети.

Основна частина сучасних льодовиків (13,3 млн км²) припадає на Антарктичний материк. Гренландський льодовиковий покрив досягає 2,2 млн км², а частка льодовиків, розміщених на островах Арктики та Антарктики, а також гірських льодовиків інших материків становить 0,5 млн км².

Утворення льодовиків можливе лише за певних умов.

По-перше, температура навколишнього середовища має бути мінусовою, щоб атмосферні опади випадали у твердому стані (сніг). Їх нагромадження з часом зумовлює природне ущільнення снігу, перетворюючи його на кристалічний сніг у вигляді великих кристалів — фірн, а в подальшому — у глетчерний лід, тобто лід льодовиків суходолу. Стадії фірну сніг досягає у разі сезонного зимового ущільнення, наприклад у Карпатах. У другій половині зими, коли відбуваються процеси часткового багаторазового танення та замерзання снігу і збільшується його маса, сніг набуває зернистої структури, стає жорстким і колючим. Тому гірськолижний сезон починається в Карпатах після Різдва, оскільки саме такий сніг (фірн) є найкращим для лижного спорту.

Тривале існування низьких мінусових температур навколишнього середовища властиве певній висотній частці атмосфери, розміщеній вище за снігову лінію. Лише в такому шарі (хіоносфері) можливий постійний позитивний баланс твердих атмосферних опадів, за якого кількість випадання снігу дорівнює його витратам на часткове танення і випаровування, що робить можливим процес перетворення: сніг – фірн — глетчерний лід. Хіоносфера має відносно незначну товщину: на різних широтах вона починається на висоті 0 — 5 км над поверхнею Землі, а зверху обмежена певними висотами, вище від яких атмосферної вологи не вистачає для перетворення її на лід.

Льодовикові маси здатні під час руху вниз (йдеться про гірські льодовики) перетнути снігову лінію і проникнути далеко в область плюсових температур, при цьому не танучи, оскільки сліпучо-біла поверхня льодовика має високе альbedo. Проте витрати на випаровування і танення можуть значно перевищити кількість льоду, що живить льодовик, і фронт останнього набуде стаціонарного положення. Тому на цьому рівні розпочнеться процес абляції

(зменшення маси льодовика внаслідок танення і випаровування) і товщина льодовика у його крайній частині буде значно меншою, а інтенсивність абляції безпосередньо залежатиме від температури повітря. Оскільки коливання температури (сезонні й багаторічні) впливають на інтенсивність абляції, то розміщення краю льодовика змінюватиметься: він то скорочуватиметься, то подовжуватиметься. Зміни у розміщенні краю льодовика називають осциляціями.

По-друге, важливою умовою для формування покривів, льоду, здатних перетворювати земну поверхню, є її зручність для нагромадження льодових мас так званої критичної товщини (щоб виявити свою пластичність, а тим більше значно впливати на руйнування земної поверхні, лід повинен мати певну масу). Тільки на горизонтальних і субгоризонтальних поверхнях можуть відбуватися нагромадження льоду і його подальші пластичні деформації, тобто рух і геоморфологічна діяльність. На крутих схилах гір це не відбувається, тому вони залишаються оголеними.

Розрізняють льодовики *покривні*, або *материкові*, та *гірські*. Останні за розміщенням на різних поверхнях і висотах поділяють на *долинні*, *карові* (кари — кріслоподібні заглиблення на схилах гір, що виникли під впливом інтенсивного морозного вивітрювання на рівні снігової лінії), *вулканічних конусів*, *кальдерні* (кальдера — глибоке порожнисте зниження на вершині конуса згаслого вулкана, в якому можуть накопичитися атмосферні опади), *плоскогірні* тощо. У випадках, коли снігова лінія розміщена на незначній висоті (наприклад, біля підніжжя гір), гірські льодовики здатні сповзти у передгір'я (*льодовики гірських підніж*), а коли товщина льоду перевищує глибину шельфу і льодовик займає шельф повністю чи частково, то йдеться про *шельфові льодовики*.

Гляціальний процес, як і більшість екзогенних процесів, складається **трьох фаз**: руйнування гірських порід, їх транспортування і нагромадження. У разі діяльності льоду процес руйнування називають екзарацією, тобто відбувається руйнування гірських порід під механічним впливом льодовика на земну поверхню, внаслідок чого він «виорює» довгасті зниження різних розмірів. Розрізняють *екзарацію абразивну* — руйнування гірських порід унаслідок тертя льоду і вмерзлих у нього уламків, та *екзарацію відщеплення*, що зумовлює відщеплення або виламування часточок порід під дією горизонтально спрямованого тиску льодовика на виступи поверхні гірських порід. Унаслідок екзарації утворюються численні продукти руйнування: від великих за розмірами валунів і брил кристалічних порід до найдрібніших продуктів тертя (льодовикове борошно).

Кожний льодовик, навіть стаціонарний (тобто такий, маса якого не збільшується і не зменшується), перебуває у стані безперервного обміну своєї речовини, яка витрачається внаслідок танення і випаровування та поповнюється новими масами з атмосфери у вигляді твердих опадів і завдяки конденсації водяної пари на поверхні льоду й фірну. На рівні снігової лінії між акумуляцією та абляцією речовини існує певна рівновага. Залежно від загальних

кліматичних умов їх абсолютні величини можуть варіювати у значних межах. Ці величини відображають активність льодовика — швидкість руху льоду в ньому та інтенсивність впливу на скелясте ложе.

Оскільки у четвертинному періоді снігова межа часто змінювала своє висотне розміщення внаслідок неоднакових за інтенсивністю зледенінь і вертикальних тектонічних рухів, у горах на різних рівнях утворилися серії цирків, розміщених у кілька ярусів, — карові сходи. Нині цирки перебувають на різних стадіях розвитку: найвищі (вони наймолодші) зайняті льодовиками, найнижчі (найстарші) втратили виразність морфологічних обрисів і часто вкриті невеликими озерами та луками.

Отже, льодовик, ще не розпочавши свого руху, встигає виконати певну роботу щодо перетворення земної поверхні: морозним вивітрюванням сформувати зручну улоговину для забезпечення свого постійного і достатнього живлення, поступово розширюючи її.

Справжня діяльність льодовика розпочинається після виходу льодовикового язика на схил. Сповзаючи, язик здирає, виламає, відколоне уламки порід, що трапляються на його шляху, і вздовж напрямку свого руху поступово виорює льодовикову долину — трог. Переважно це прямолінійне або звивисте заглиблення, утворене екзарацією льодовика, яке нагадує корито. Зазвичай льодовик під час свого руху, подібно до текучої води, обирає ділянки найподатливіших порід, а тому згодом його рух відбувається у виробленій льодовиковій долині.

Нівальні процеси, нивація — руйнівний вплив снігового покриву на гірські породи під час морозного вивітрювання.

Розміщення льодовикових мас у вигляді змієподібного тіла, що заповнює днище трогів, є сприятливим для нагромадження на його поверхні численних уламків, що відщеплюються внаслідок різних форм вивітрювання і завдяки гравітації обвалюються й падають на поверхню льодовика біля підніжжя схилів. Більша частина уламкових порід різними шляхами проникає у тіло льодовика. Сукупність уламкових мас, перенесених і відкладених льодовиком, називають мореною. Залежно від часу виникнення, способу нагромадження, транспортування, акумуляції тощо розрізняють такі види морени.

Після морозного вивітрювання, що є звичайним явищем у гірських країнах, зі схилів на поверхню льодовика потрапляє велика кількість уламків гірських порід, які у вигляді майже суцільних шлейфів залягають біля підніжжя схилів. У міру просування льодовика уламки зазнають оброблення тертям об скелі, лід та між собою і набувають заокругленої форми. Ці шлейфи уламків подорожують з льодовиком майже до самої зони абляції. Сукупність уламкового матеріалу біля підніжжя схилів трогів називають бічною мореною.

За умови збільшення енергії льодовика, тобто у разі посилення його живлення, тимчасовий відступ льодовикового фронту змінюється наступом. Насуваючись на кінцеву морену, утворену раніше, льодовик завдяки переміщенню уперед здатний деформувати її, внаслідок чого формуються високі (заввишки близько десятків метрів) вали, на вертикальному перерізі яких

можна спостерігати складчастість відкладів та їхню деформацію. Порушене залягання гляціальних відкладів у таких напірних моренах називають гляціодислокацією.

За ритмічності розвитку кліматичних умов Землі може виникнути кліматичний оптимум, за якого значна маса гірського льодовика зазнає танення. Тоді утворюються енергійні потоки талих вод, які також здійснюють значну роботу з перетворення земної поверхні. Ці потоки називають флювіогляціальними, або водно-льодовиковими. Вони зазвичай стікають по поверхні льодовика, всередині його або під ним, іноді зароджуються біля краю льодовика. їхня геоморфологічна робота досить різноманітна.

Так, в області абляції товщина льоду значно зменшується, обриси краю льодовика набувають лопатевої форми, причому окремі лопаті розділені великими тріщинами. Останні перетворюються на своєрідні долини, де відбувається стікання талих вод. Швидкість їхньої течії виявляється достатньою для перенесення піщаних часточок та їх нагромадження у тріщинах-долинах. Тому після відступу льодовикового фронту в утвореній позальодовиковій зоні досить поширені видовжені й звивисті піщані вали, складені піщаними відкладами різних розмірів, частково гравієм і жорствою. У плані їхня форма нагадує конфігурацію колишніх тріщин, що розділяли окремі лопаті краю льодовика. Це так звані ози.

За особливо сприятливих кліматичних умов може відбуватися настільки інтенсивне танення льоду, що флювіогляціальні потоки набувають значної сили і поширюються у вигляді широких розпластаних по поверхні водних мас або потоків значної ширини, що зумовлює інтенсивне бічне переміщення — меандрування. На значній площі у позальодовиковій зоні спостерігається нагромадження переважно піщаних відкладів, а рельєф поверхні, де відбувався цей процес, набуває вигляду піщаної рівнини з незначними (перші метри, іноді — кілька метрів) піщаними грядами і зниженнями, що їх розділяють. Це — флювіогляціальні, водно-льодовикові і зандрові рівнини, або зандри

Поверхня льоду в зоні абляції також зазнає часткового танення. Особливо активно воно відбувається там, де крізь товщі льоду «просвічують» великі уламки (брили, валуни). Поглинання ними більшої кількості сонячного тепла спричинює локальне інтенсивне танення льоду й утворення на поверхні льодовика западин, подібних до озер. До них прямують талі льодовикові води поверхні, несучи із собою уламки морени різного розміру, що міститься у товщі льоду. Потім у зниженнях накопичується значна кількість відкладів, на вертикальному перерізі яких можна бачити ознаки ритмічності: більші за розмірами уламки — наслідок інтенсивного танення у літній час, дрібніші — танення у міжсезоння, коли надходження води до знижень зменшується. За значної деградації льодовика нагромаджена маса відкладів проектується на колишнє льодовикове ложе у вигляді ізометричних пагорбів, відклади в яких зберігають свою шарувату будову. Там пагорби називають камами.

Глобальні зміни кліматичних умов упродовж геологічної історії Землі не раз спричинювали значні похолодання, що призводило до поширення на

поверхні планети великих покривів материкового льоду. Якщо нині площа поверхні Землі вкрита льодовиками на території приблизно 16,2 млн км², то в минулому вона становила від 38 до 4,1 млн км² (йдеться про антропогеновий, або «льодовиковий», період). Установлено неодноразову повторюваність в історії існування Землі періодів поширення зледенінь у тих чи інших частинах земної поверхні. Наслідки найдавніших зледенінь (так звані «тиліти») у великій кількості виявлено у Південній Африці, Канаді, Гренландії, Скандинавії. Їхній вік становить близько 700 млн років, а відклади подібні до льодовикових (валуни, вкриті борознами і штрихами), що були знайдені у кам'яновугільних і пермських відкладах Індостану, Африки, Австралії, Південної Америки. Однак форм рельєфу, які виникли внаслідок діяльності льодовиків тих часів, не збереглося).

Похолодання, що намітилося у високих і середніх широтах планети вже наприкінці пліоцену, призвело в антропогеновий період до значного зниження температури та інтенсивного розвитку льодовиків у різних частинах планети, причому одночасно у північній і південній півкулях. Поряд з існуючими нині льодовими покривами в Гренландії та Антарктиді тоді утворилися потужні льодові щити й покриви, що зайняли майже всю Північну Європу, значну частину Північної Америки, частину Західного і Східного Сибіру. Центрами, звідки поширювалися льодовикові покриви, в Євразії були Скандинавські гори, Кольський півострів, острови Нова Земля, район Полярного Уралу, півострів Таймир та шельф Баренцового моря, а в Північній Америці Гренландія, острови Канадського архіпелагу, Аляска. Важливими джерелами живлення покривних льодовиків були гірські країни, розміщені переважно у районах помірного вологого клімату, де умови для нагромадження твердих опадів були найсприятливішими. Розростаючись із зазначених вище центрів, окремі льодовикові ареали згодом зливалися між собою в єдині льодовикові покриви Євразії та Північної Америки й активно просувалися на південь і північ. Оскільки на півночі вони потрапляли до глибокої котловини Північного Льодовитого океану, то їх геоморфологічний вплив у цьому напрямі був незначним. Просуваючись на південь, льодовикові покриви долали величезні відстані по теренах рівнин Західної й Східної Європи, Сибіру, Північної Америки і здійснювали істотне перетворення земної поверхні. У районах континентального внутрішньоматерикового клімату з антициклональним режимом погоди у холодне півріччя не було умов для сталого нагромадження твердих опадів і розвитку зледеніння.

Неодноразовість плейстоценових зледенінь рівнинних просторів Євразії (їх було чотири: ліхвінське, або окське, дніпровське, московське та валдайське) добре узгоджується з подібними ритмами зміни клімату в області Альп.

Деякі зледеніння плейстоценового періоду мали різне поширення. Зокрема, передостаннє (московське) зледеніння на теренах Східно-європейської рівнини проникло значно далі на південь, ніж останнє — валдайське, а рекордсменом у поширенні на південь було дніпровське зледеніння. Тому рельєф в області поширення найдавніших зледенінь є більш давнім: сильно

згладженим, зміненим процесами денудації, навіть льодовикові відклади виявилися поблизу південних меж зледеніння повністю розмитими і знесеними, від них залишилися тільки великі валуни. Зазвичай такі валуни представлені кристалічними породами, які не існують на цій території, що свідчить про їхнє принесення здалеку. Корінні виходи таких порід часто трапляються у Карелії, Фінляндії, Скандинавії.

Щодо причин зміни кліматичних умов Землі, то й досі немає єдиної теорії. Схарактеризуємо основні чинники, які б могли спричинити похолодання і потепління планети.

1. Астрономічні. Періодично відбуваються нахили осі обертання Землі і площини екліптики, зміни ексцентриситету земної орбіти. Кожний із цих чинників незалежно від інших може призвести до незначного похолодання або потепління клімату Землі, проте істотні кліматичні зміни, з якими пов'язують виникнення льодовикових періодів, не можуть відбутися без одночасної взаємодії всіх трьох чинників.

2. Внутрішні. До них належать гороутворення, переміщення літосферних плит, розширення Землі, роль суперконтинентів у геологічній історії та зміни у надрах планети. Гороутворювальні процеси могли спричинити зміщення значної частини земної поверхні над рівнем снігової лінії, покриття її льодом, потім високе альbedo зумовить подальше похолодання клімату на планеті. Щоправда, за четвертинний період не могло відбутися змін такого масштабу, щоб гороутворювальні процеси значно змінили морфологію Землі і будь-яка значна частина суходолу опинилася над сніговою лінією. Горизонтальне переміщення здатне зумовити масштабні перетворення земної поверхні тільки за кількасот мільйонів років. Такою самою тривалою виявляється дія інших внутрішніх чинників, тому їх не можна розглядати як причину зледеніння плейстоцену.

3. Зміни газового складу атмосфери і циркуляції Світового океану. Зміна прозорості атмосфери може зумовлюватися виверженням вулканів, які викидають у повітря значну кількість вулканічного пилу. Досягнувши стратосфери, пил може залишатися там тривалий час, перешкоджаючи проникненню на поверхню Землі сонячної радіації. Перерозподіл теплих і холодних течій океану, спричинений переміщенням материків, здатний (щоправда, за досить тривалий геологічний час) змінити кліматичну обстановку на Землі у бік похолодання чи потепління.

Найімовірніше, ритми похолодання і потепління були зумовлені одночасною дією кількох чинників.

Після повної деградації льодовикового покриву моренний рельєф зазнав і продовжує зазнавати значного перероблення схиловими, флювіальними, кріогенними процесами, а подекуди й еоловими. Відбувається згладжування первинного льодовикового рельєфу: схили моренних пагорбів стають спадицими, западини заповнюються поверхневими водами або відкладами, триває заростання озер і перетворення їх на болота, моренна рівнина розчленовується річковою мережею. Тому на місці первинної моренної рівнини

виникає вторинна.

Виникнення, функціонування і наслідки льодовикових процесів тісно пов'язані з іншими компонентами навколишнього середовища — атмосферою і гідросферою. За умов інтенсивної господарської діяльності стан різних складових докільля зазнав істотних змін, що може значно вплинути на перебіг льодовикових процесів у сучасну епоху та в майбутньому. Тому науково обґрунтовані знання причин та механізмів сучасного і давніх зледенінь сприятимуть запобіганню розвитку небажаних подій. Прикладом можуть бути прогнози щодо танення льодовикових покривів Гренландії та Антарктиди, що призведе до істотного підвищення рівня океану й створення катастрофічних ситуацій. Тому не випадково вже кілька десятків років учені багатьох країн світу на стаціонарних і пересувних арктичних та антарктичних станціях проводять ґрунтовні дослідження всіх аспектів функціонування полярних регіонів.

Льодовикові процеси та утворений ними рельєф земної поверхні є потужним екологічним чинником, і на це потрібно завжди зважати. Зростаючий вплив господарської діяльності людини із часом призведе до зміни глобальних показників атмосфери, гідросфери, літосфери та біосфери, що неминуче вплине на перебіг льодовикових процесів. Тому розв'язувати актуальні екологічні проблеми, не володіючи знаннями про ці важливі геоморфологічні процеси і льодовиковий рельєф, буде важко.

2. Виникнення і тривале існування мерзлих гірських порід на великій площі суходолу зумовлене низкою причин. Однією з них є існування у минулому на теренах Північної Америки та Євразії потужних льодовикових покривів, які проморожували верхню частину літосфери на значну глибину. Під час відступу льодовикових покривів відбувалася деградація мерзлих товщ, що поширилася до межі, де середньорічна температура становить близько $-1\text{ }^{\circ}\text{C}$ і нижче. Водночас навіть там, де льодовикові покриви у минулому були відсутні, наприклад на теренах більшої частини Середнього Сибіру колишні кліматичні мінімуми спричинили появу мерзлих гірських порід, які існують і нині внаслідок різкоконтинентального клімату і вистуджування поверхні Північної Євразії в холодну пору року. Навіть сучасне потепління клімату, притаманне голоценовому періоду (приблизно останні 10 тис. років), виявилось нездатним спричинити повну деградацію багаторічної мерзлоти.

Поширення мерзлих гірських порід зумовлене не лише суворим кліматом. Значною мірою їхнє виникнення і тривале існування залежить від структури і вмісту вологи у породах, характеру рослинності, стійкості снігового покриву та експозиції схилів. Вертикальна поясність природних умов зумовлює виникнення мерзлих порід вище за снігову лінію, навіть в умовах відсутності там снігових опадів унаслідок значної сухості повітря.

У сучасну епоху на гірські породи, що тривалий час перебувають у мерзломому стані («багаторічна мерзлота»), припадає, за винятком Антарктиди та Гренландії, понад 10 % площі земного суходолу (Р.Дж. Райс, 1980) Лише у

Північній півкулі площа геокріолітозони становить понад 22 млн км².

Товщина мерзлих гірських порід у геокріолітозоні зазвичай зменшується в напрямі від полюсів на південь і північ, варіюючи залежно від рельєфу, складу гірських порід, клімату та інших чинників.

Лід у мерзлих породах присутній у різних формах: у формі льодового цементу (замерзла вода у порах та капілярна вода), льодових включень і великих льодових тіл — лінз або жил. За умовами утворення розрізняють син- та епігенетичні породи багаторічної мерзлоти.

На різній глибині породи багаторічної мерзлоти характеризуються певними особливостями. Найближчий до поверхні шар упродовж нетривалого теплого сезону року зазнає відтавання, внаслідок чого в ньому відбуваються надзвичайно сильні порушення. Його товщина коливається у широких межах: від кількох сантиметрів до 3 м залежно від різних чинників (географічної широти, рельєфу, експозиції схилів, характеру рослинного покриву, теплопровідності і теплоємності порід, наявності в них різної кількості льоду, наявності чи відсутності шару води, що вкриває їх, тощо). Сезонна динаміка шару багаторічної мерзлоти зумовила назву діяльний шар.

Починаючи від покрівлі мерзлих порід углиб приблизно до 15 м, гірські породи постійно перебувають у мерзлому стані. Щоправда, температури тут залежно від сезону дещо змінюються, але не до плюсових. Цей шар називають шаром сезонно змінних мінусових температур. Коливання температури також спричинює зміну об'єму порід, що сприяє діяльності процесів формування рельєфу.

Залежно від впливу конкретних чинників розміщені нижче за цей шар гірські породи характеризуються певною постійною температурою впродовж року. Це — шар постійних мінусових температур впродовж усього року. Породи шару є справжніми породами багаторічної мерзлоти.

Комплекс форм рельєфу, властивих районам поширення багаторічної мерзлоти, зазвичай називають перигляціальним. Цей термін досить поширений у працях західноєвропейських і північноамериканських дослідників. У науковій літературі колишнього СРСР утвердилася назва «мерзлотний», або «кріогенний», рельєф. На думку І. Щукіна (1964), форми рельєфу і процеси, які мають статус перигляціальних, є утвореннями, сформованими по периферії крижаних щитів давніх зледенінь переважно внаслідок діяльності талих льодовикових вод. Своєрідні геоморфологічні утворення рельєфу геокріолітозони (кріогенна морфоскульптура) є зазвичай сучасними формами, які формуються майже «на очах». До того ж виникають вони поза будь-яким зв'язком з льодовиками, на значній відстані від них і часто в районах відсутності зледеніння.

Усі відомі мерзлотні форми за генезисом і тими фізичними процесами, які брали участь в їхньому утворенні, поділяють на такі групи.

1. Форми, пов'язані з формуванням морозних тріщин і повторно жильного льоду (льодові клини).
2. Структурні форми, утворені морозним сортуванням пухкого

матеріалу, а також процесами інволюції.

3. Форми спучування (гідролаколіти) і полії.
4. Форми, спричинені нівальним вивітрюванням та альтипланацією.
5. Термокарстові форми.
6. Форми, утворені процесами соліфлюкції.

Практичне значення вивчення гірських порід багаторічної мерзлоти таке.

1. Детальні знання будови і термічного режиму порід сприяють вирішенню численних інженерних завдань будівництва промислових та цивільних споруд, прокладання комунікацій (зокрема, Байкало Амурської магістралі в Росії), розвідування й експлуатації родовищ корисних копалин, використання лісових і гідроенергоресурсів, бу дівництва злітно-посадкових смуг, військових об'єктів. Особливого значення набуває картографування поширення мерзлих порід різних типів — суцільного, переривчастого, спорадичного, а також точне визначення меж таликів, на яких інженерна діяльність може здійснюватися за найменших ризиків.

2. Вивчення таликів та їхньої динаміки сприяє розв'язанню низки гідрогеологічних проблем, оскільки вони є своєрідними «гідрогеологічними вікнами», через які до водоносних горизонтів проникає у вигляді інфільтрації поверхневий стік.

3. Потреба досліджень зумовлена також попередженням шкідливих наслідків інженерної діяльності людини на полярних ландшафтах, які відзначаються надзвичайною вразливістю і, зазнавши порушень, відновлюються досить повільно. Тому визначення граничних значень тиску техногенної діяльності у таких регіонах має екологічне значення, оскільки дає змогу з'ясувати пороги, за якими стає невідворотним несприятливий розвиток кріогенних процесів та інших складових доквілля геокріолітозони.

3. Лавина ((сніговий обвал) — великі маси снігу, що зриваються або зісковзують з крутих схилів гір, аналогічно обвалу. Швидкість руху в середньому 20—30 м/с. Падіння лавини супроводжується утворенням повітряної передлавиної хвилі, що спричиняє найбільші руйнування. Нагромаджуючись на гірських схилах, сніговий покрив під дією сили ваги зривається вниз сніговою лавиною. Проходячи з величезною швидкістю по схилу долини, лавина змітає сторічні дерева, руйнує будинки і дороги. Об'єм лавин може досягати 2 млн м³, а сила удару — 60—100 т/м².

Причиною виникнення лавин можуть бути рясні снігопади, сильні завірюхи, різкі пониження температури повітря. Лавина може сходити і від снігу пухкого шару глибинної паморозі — в Альпах його назвали снігомпливуном. Особливо багато лавин сходить зі схилів весною, коли сніг стає вологим і зв'язки між окремими сніжними кристалами послаблюються. Лавина, як правило, періодично сходить на одних і тих же ділянках схилу. За характером руху їх розділяють на зсувні, лоткові та стрибучі лавини. Більшість лавин спускається по певних лавинних лотках — вузьких улоговинах на схилах з крутими стінками. По цих улоговинах одночасно може зірватися 200—300, а

іноді 500 тис. т снігу. Особливо небезпечні стрибучі лавини, що зустрічають на своєму шляху «трампліни», з яких вони «стрибають» у долину, отримуючи дуже велику швидкість і завдаючи значного руйнування. Нерідко лавини підкрадаються раптово, іноді навіть безшумно. Бувають випадки, коли попереду падаючої сніжної маси рухається повітряна хвиля, яка приносить ще більші руйнування. Постійне падіння лавин залишає глибокі сліди в гірському ландшафті. У місцях частого сходу лавини знищують дерева і чагарники; біля підніжжя схилів виникають безлісі ділянки у формі півкола. Часто лавина падає в русла річок і перегороджує їх. Через деякий час річка прорізає тунель у сніжній загаті, а сніговий завал ще довго лежить у річковій долині, зникаючи тільки в кінці літа. Вивчаючи сліди лавин на місцевості, можна завчасно визначити місце їхнього сходження.

4. За статистикою, у США щорічно сходять близько ста тисяч лавин. Для деяких регіонів цієї країни - звична річ. Одним із найнебезпечніших є містечко Юнона в Алясці, розташоване неподалік від семи лавинонебезпечних схилів. Правда, часом здається, що це казкова країна, де панує сніжна тиша, але насправді це лише затишшя перед страшною бурею.

Найстрашніше сходження снігу досі живе в пам'яті місцевих жителів. Катастрофа сталася 1962 року, тоді гігантська плита снігу знесла 35 будинків.

1999 року в затишному селищі в Альпах із гір зійшла лавина, яка назавжди залишиться в історії, як одна з найстрашніших катастроф у цьому регіоні.

За кілька хвилин понад 100 тис. тонн снігу впало на крихітний населений пункт. З шаленою швидкістю сніг зніс на своєму шляху 5 будинків, пошкодив 26 і забрав життя 31 людини.

Понад 50 років тому від страшної лавини постраждали Альпи у Швейцарії та Австрії. Маса снігу за лічені секунди зійшла вниз, буквально змітаючи на своєму шляху все можливе.

Це сходження лавини зарахували до списку 5 найстрашніших у світі. Близько 265 осіб загинуло, а зима того року відома тепер як "зима терору".