

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ, МОЛОДІ ТА СПОРТУ УКРАЇНИ  
НАЦІОНАЛЬНИЙ ГІРНИЧИЙ УНІВЕРСИТЕТ



**П. М. Баранов, С. В. Шевченко, Ю. Т. Хоменко, О. П. Матюшкіна**

**ГЕОЛОГІЧНІ ПРОЦЕСИ КРИМСЬКОГО ПІВОСТРОВУ**

**Дніпропетровськ  
НГУ  
2012**

УДК 551.2/3 (477.75) (075.8)

ББК 26.3я73

Б24

**Рецензенти:**

*Додатко А. Д.* д.г.-м.н., професор (Дніпропетровський національний гірничий університет, професор кафедри загальної і структурної геології).

*Рузина М. В.*, д.г.н. (Дніпропетровський національний гірничий університет, професор кафедри геології і розвідки корисних копалин).

*Барнов В. А.* д.г.н. (Дніпропетровський національний гірничий університет, професор кафедри геології і розвідки корисних копалин).

**Автори:**

Б 24 **Баранов П. М.**, д.г.-м.н., д.г.н., професор кафедри загальної і структурної геології; Шевченко С. В., к.г.н., доцент кафедри загальної і структурної геології; Хоменко Ю. Т., к.г.-м.н., завідуючий кафедрою загальної і структурної геології, Матюшкіна О. П. асистент кафедри загальної і структурної геології.

ISBN 978-966-350-261-8

Навчальними планами передбачено проведення ознайомлювальної геологічної практики, у ході якої безпосередньо на геологічних об'єктах закріплюються теоретичні знання про геологічні процеси.

Методологічно передбачено пізнання геологічних процесів з урахуванням критеріїв їхнього пізнання, що закладені в речовинному складі і текстурно-структурних характеристиках гірських порід.

Учбовий посібник підготовлений на якісно новому рівні з демонстрацією кольорових ілюстрацій, які найбільш яскраво відображають процеси, що досліджуються з використанням сучасних засобів одержання інформації (космічні знімки, GPS-навігація) та мережі Інтернет.

Геологічні процеси описані в тій послідовності, в якій вони формувалися в історичному розвитку регіону.

УДК 551.2/3 (477.75) (075.8)

ББК 26.3я73

© Автори: П. М. Баранов, С. В. Шевченко, Ю. Т. Хоменко, О. П. Матюшкіна

© А. П. Баранов: дизайн, верстка, оформлення

ISBN 978-966-350-261-8

© Національний гірничий університет, 2012

## Зміст

|  |     |
|--|-----|
| ПЕРЕДМОВА.....   | 4   |
| ВСТУП.....   | 6   |
| 1. ГЕОЛОГІЧНІ ПРОЦЕСИ В ЛІТОСФЕРІ, ГІДРОСФЕРІ ТА НА ЗЕМНІЙ ПОВЕРХНІ..... | 8   |
| 1.1. Геологічна діяльність літосфери.....                                | 8   |
| 1.2. Геологічна діяльність гідросфери.....                               | 33  |
| 1.3. Геологічна діяльність атмосфери.....                                | 54  |
| 2. ГЕОЛОГІЧНА ІСТОРІЯ КРИМУ.....   | 63  |
| 2.1. Географічні особливості.....  | 63  |
| 2.2. Геологічна історія Криму.....                                       | 66  |
| 3. МЕТОДИКА і ПРИЙОМИ ЗБОРУ ІНФОРМАЦІЇ НА ГЕОЛОГІЧНИХ ОБ'ЄКТАХ.....      | 72  |
| 4. ГЕОЛОГІЧНІ ОБ'ЄКТИ.....   | 76  |
| 4.1. Піщаники, алевроліти, аргіліти таврійської серії.....               | 76  |
| 4.2. Петропавлівський палеовулкан.....                                   | 87  |
| 4.3. Фрагмент виходів магматичних порід на мисі Кутиля-Бурун.....        | 97  |
| 4.4. Карадаг.....  | 102 |
| 4.5. Аюдаг.....  | 108 |
| 4.6. Демерджи.....   | 112 |
| 4.7. Мармуризовані вапняки.....  | 116 |
| 4.8. Червоні печери.....   | 120 |
| 4.9. "Кам'яні гриби".....  | 124 |
| 4.10. Сучасна геологічна діяльність моря. Затока Сиваш.....              | 126 |
| 4.11. Грязьові вулкани.....  | 130 |
| 4.12. Болотні залізні руди. Камиш-Бурунське родовище.....                | 134 |
| 4.13. Мис Меганом.....   | 140 |
| 4.14. Мис Фіолент.....   | 143 |
| 4.15. Новий Світ.....  | 149 |
| 4.16. Казантип.....  | 152 |
| 5. РЕКОМЕНДАЦІЇ З ОФОРМЛЕННЯ ЗВІТНОСТІ.....                              | 156 |
| ПЕДМЕТНИЙ ПОКАЖЧИК.....  | 157 |
| СПИСОК ВИКОРИСТАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ.....                                      | 160 |

## Передмова

Курс «Загальна геологія» є невід'ємною частиною при підготовці бакалаврів за напрямком «Геологія». Він складається з двох етапів: теорія (лекції) з лабораторними роботами і навчальна практика. Курс призначен для формування у студентів світоглядного уявлення про геологію і про геологічні процеси, які відбувалися, відбуваються і будуть відбуватися як на поверхні, так і усередині Землі.

Навчальна практика покликана на прикладі конкретного геологічного регіону (Крим) закріпити знання, отримані на першому етапі. Кримський півострів як полігон обраний не випадково, тому що тут найбільш яскраво виражені практично всі геологічні процеси (крім метаморфізму).

На початку навчального посібника приводиться класифікація геологічних процесів залежно від масштабів прояву. Тут важливо розуміти, що всі геологічні процеси нерозривно зв'язані між собою. Кожний, навіть незначний процес, що відбувається на поверхні Землі, так чи інакше, пов'язаний із внутрішньою динамікою планети. Отже, це те, що відбувається усередині планети, на її поверхні і навколо її – результати діяльності геологічних процесів, тобто їх необхідно розглядати як єдине ціле.

Запропонований навчальний посібник – це інформація, з якою студент повинен ознайомитися до відвідування того або іншого геологічного об'єкта та під час його вивчення. Принцип пізнання геологічних процесів зводиться до виявлення цікавих, найбільш яскраво виражених геологічних фактів й інтерпретації цих фактів. Інакше кажучи, схема зводиться до наступного: геологічний факт → осмислення → геологічний процес.

У навчальному посібнику геологічні об'єкти добре проілюстровані кольоровими фотографіями – це дає особливий ефект при сприйнятті інформації. На кожному знімку ненав'язливо демонструється геологічний факт, котрий студент повинен знайти на конкретному геологічному об'єкті і потім запропонувати свою інтерпретацію про походження. Можливо, студент знайде новий геологічний факт, якого немає в навчальному посібнику (такі випадки відомі). Це буде великий внесок у вивчення геології Криму.

Таким чином, головною метою, яку ставили перед собою автори при складанні даного посібника – навчити студента (і не тільки його) розуміти геологічні факти і у підсумку навчитися мислити геологічно.



**Навчальні цілі посібника полягають у ознайомленні читача:**

1. з геологічною діяльністю, що відбувається в літосфері, гідросфері та на поверхні Землі;
2. з геологічними особливостями Криму в історичній ретроспективі;
3. з конкретними видатними і показовими геологічними об'єктами Криму;
4. з рекомендаціями по оформленню звітності по практиці в Криму.

***Той, хто вивчить матеріали вміщені в посібнику має знати:***

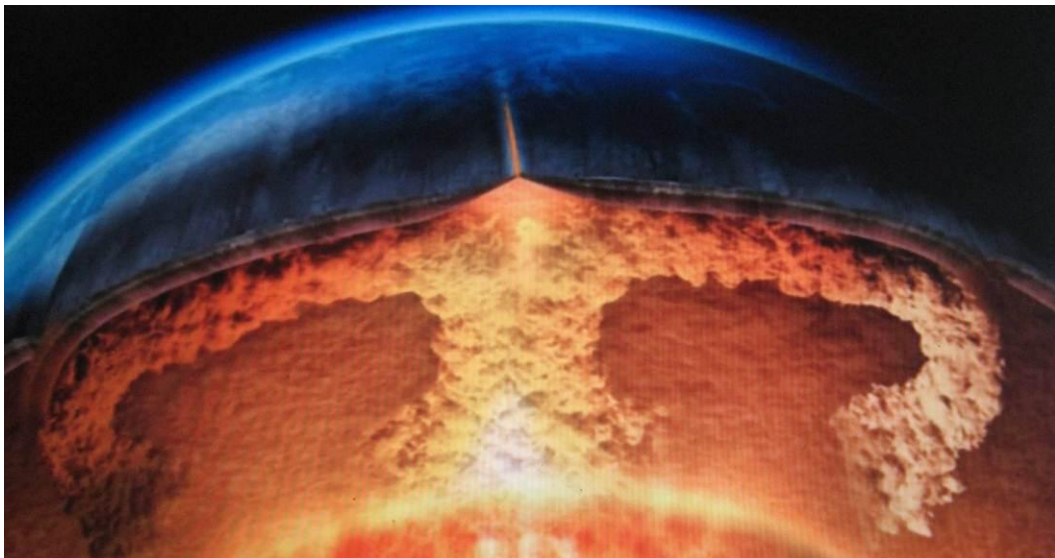
1. Теоретичні основи загальної геології.
2. Геологічні особливості Криму
3. Геологічну діяльність Землі, що відбувається в літосфері, гідросфері та атмосфері, фізичний й хімічний гіпергенезіс гірських порід.
4. Які процеси відбувалися, та як утворювалися показові геологічні об'єкти Криму: Петропавлівський палеовулкан, миси Кутіля-Бурун, Аю-Даг, Фіолент, Меганом, Казантип, масиви Карадаг та Новий Світ, Червоні печері, грязьові вулкани, гора Демерджи, затока Сиваш та Каміш-Бурунське залізнорудне родовище.

## ВСТУП

Навчитися читати геологічний літопис Землі – одне з головних завдань у природознавстві і у геології в тому числі. У наш час геологія досягла певних успіхів в області пізнання геологічних процесів і їхніх закономірностей. Так, значна частина геологічних процесів, які відбуваються на поверхні планети, однозначно визначені. Інші процеси, які відбуваються усередині Землі залишаються спірними і багато в чому незрозумілими.

Залежно від масштабу прояву автори виділяють процеси планетарного рівня, регіонального, районного, локального.

**Планетарні геологічні процеси** відбуваються усередині планети Земля, т.зв. конвекційні рухи мантії. Принцип дії конвекційних потоків полягає у наступному. Розігріті мантійні розплави піднімаються нагору до поверхні і кристалізуються, а потім знову повертаються в мантію, але вже у твердому стані. При цьому верхня мантія разом із земною корою (літосфера) розбивається на блоки, т.зв. літосферні плити. Рух плит приводить до формування процесів більш дрібного масштабу (регіональних).



*Рис. 1 Схеми, що демонструє рухи конвекційних потоків усередині Землі*

**Регіональні геологічні процеси** викликані рухом літосферних плит. Скользячи по астеносфері, вони зіштовхуються, розсовуються і опускаються в глиб Землі. У результаті такої діяльності, у земній корі в певних місцях (регіонах) відбувається гороутворення, вулканізм, тобто створюються гірські ланцюги (Анди, Кордильєри, Гімалаї і т.д.), вулканічні пояси і будівлі (Камчатка, Ісландія, Гаваї і т.д.).



*Рис. 2. Фрагмент гірських ланцюгів в Андах. Знімок із супутника.*

**Геологічні процеси районного масштабу** приводять до формування родовищ корисних копалин або геологічних комплексів гірських порід які поєднуються речовинним складом, віком, походженням і т.п. Так, наприклад, активний вулканізм 700 млн. років тому відбувався на території всієї Західної України, але стовпчасті окремоті базальтів сформувалися тільки в районі с. Івано-Долінське.



*Рис. 3. Базальтові стовпи Івано-Долінського родовища.*

**Локальні геологічні процеси** – утворення одного або кількох мінералів у межах однієї ділянки геологічного об'єкта або зразка.



Рис. 4. Мигдалини в базальті мають різний мінеральний склад, розмір, форму, тобто вони специфічні за умовами утворення (локальні процеси).

Залежно від місця прояву геологічних процесів виділяють: геологічну діяльність літосфери, геологічну діяльність гідросфери, геологічну діяльність атмосфери.

## 1 ГЕОЛОГІЧНІ ПРОЦЕСИ В ЛІТОСФЕРІ, ГІДРОСФЕРІ ТА НА ЗЕМНІЙ ПОВЕРХНІ

### 1.1 Геологічна діяльність літосфери

*Літосфера* — зовнішня, відносно тверда оболонка Землі, розташована над менш в'язкою і більш пластичною *астеносферою*. Вона містить у собі верхню мантію й земну кору. Це найбільш вивчена сфера планети Земля. Геодезичні виміри показують, що практично вся поверхня Землі перебуває безупинно в русі. Швидкість тектонічних рухів невелика, вона змінюється від сотих часток до десятків мм на рік, і тільки накопичення цих рухів у процесі дуже тривалого (десятки — сотні млн років) геологічного часу приводять до великих сумарних переміщень окремих ділянок земної кори. Такі ділянки земної кори геологи називають *літосферними плитами*.

Більше 90% поверхні Землі покрито восьма найбільшими літосферними плитами. Це Австралійська, Антарктична, Африканська, Євразійська, Індостанська, Тихоокеанська, Північно-Американська й Південно-Американська плити.

Серед плит середнього розміру можна виділити Аравійський півострів, плиту Кокос і плиту Хуан де Фука, залишки величезної плити Фаралон, що складала значну частину дна Тихого океану, але нині зникла в зоні субдукції під Північною й Південною Америками.

Одні літосферні плити складені винятково океанічною корою (приклад - найбільша Тихоокеанська плита), інші складаються з континентальної й океанічної кори.



Літосферні плити постійно міняють свої обриси. Вони можуть розколюватися й розсовуватися, зіштовхуватися й згуртовуватися, а також можуть тонути в мантії планети за рахунок конвекції.

У зонах розколювання й розсовування (спредінга), утворюється нова океанічна кора, а в зонах зіштовхування й злотовування (субдукції) стара поглинається.

Таким чином, спредінг в океанах компенсується субдукцією і колізією по периферії літосферних плит.

Міграція (тектоніка) плит підтверджена прямими вимірами швидкості плит методом інтерферометрії випромінювання від далеких квазарів і вимірами за допомогою супутникових навігаційних систем *GPS*. Результати багаторічних досліджень повністю підтвердили основні положення теорії тектоніки плит.

Існує три головні типи переміщень плит:

1. Розходження (дивергенція), яке виражене спредінгом і рифтінгом.
2. Сходження (конвергенція), що виражене субдукцією і колізією.
3. Зсувні переміщення по трансформним геологічним розламам.

**Розходження земної кори.** Цей процес виникає в активних ділянках земної кори, де переважають деформації розтягування, потужність кори знижена, тепловий потік максимальний. Це все доповнюється активним вулканізмом.

У результаті розтягування земної кори утворюється велика лінійна западина. У морфологічному плані це гірські спорудження, т.зв. *серединно-океанічні хребти*, шириною в кілька сотень кілометрів і висотою близько 2 – 3 км. Вони складаються з декількох паралельних гірських гряд.

Спредінгові зони – численні вулканічні апарати, які поставляють на поверхню глибинні магматичні породи й розчинені хімічні елементи. Останні – це високотемпературні гідротермальні джерела, тобто «чорні курці», з ними зв'язані значні запаси кольорових металів. Над жерлами, з яких виділяються струмені гарячої води, яка насичена розчиненими газами (вуглекислим воднем), піднімаються хмари з тонкодисперсних сульфідів, сульфатів й окислів металів, що мають чорні кольори. Ці розчини виглядають як чорний дим, що йде із труби.

Гідротермальні джерела з меншими температурами виділяють розчини білих кольорів, що містять велику кількість з'єднань. Колір підводних хмар може бути білим («білі курці»).

Відкладення сульфідів й інших з'єднань досягають потужності в десятки метрів й являють приклад сучасного вулканогенно-осадового рудоутворення. Завдяки високій концентрації сірководню навколо гідротерм бурхливо розвиваються бактерії, що служать їжею для більш високоорганізованих організмів, у тому числі досить своєрідних, раніше невідомих науці.

*Трансформні розлами.* Там, де плити рухаються паралельним курсом, але з різною швидкістю, виникають трансформні розлами – грандіозні зсувні порушення, широко розповсюджені в океанах і рідкі на континентах.

В океанах трансформні розлами йдуть перпендикулярно серединно-океанічним хребтам і розбивають їх на сегменти шириною в середньому 400 км.

Між сегментами хребта перебуває активна частина трансформного розламу. На цій ділянці постійно відбуваються землетруси й горотворення, навколо розламу формуються численні структури (насування, складки).

По обох боків від сегментів серединно-океанічного хребта перебувають неактивні частини трансформних розламів. Активних рухів у них не відбувається, але вони чітко виражені в рельєфі дна океанів лінійними підняттями із центральною депресією.

Трансформні розлами формують закономірну сітку й, мабуть, виникають не випадково, а в силу об'єктивних фізичних причин. Сукупність даних чисельних моделювань, теплофізичних експериментів і геофізичних спостережень дозволила з'ясувати, що мантийна конвекція має тривимірну структуру. Крім основного плинку по серединно-океанічних хребтах, у конвективному осередку за рахунок остигання верхньої частини потоку виникають поздовжні течії. Ця остигла речовина спрямовується вниз, уздовж основного напрямку течії мантиї. У зонах цього другорядного потоку, що опускається, і перебувають трансформні розлами. Така модель добре погоджується з даними про тепловий потік: над трансформними розламами спостерігається його зменшення.

*Континентальний рифт* – розходження земної кори на континенті (рифтинг), що приводить до витончення земної кори. Формується протяжна лінійна западина глибиною в сотні метрів, обмежена серією скидань. Утворена слабка зона в земній корі служить місцем куди проникають магматичні розплави з мантиї. Негативний рельєф сприяє утворенню лагун, озер, боліт, де відбувається нагромадження всіляких опадів.

Розвиток континентального рифту може мати два варіанти:

*1 варіант.* Розширення рифту припиняється на початкових етапах, створена западина починає заповнюватися магматичними й осадовими породами. Отже рифт перетворюється в авлакоген. Типовим прикладом є Дніпрово-Донецька западина, сформована в мезозої й заповнена магматичними та осадовими породами.

*2 варіант.* Континенти розсовуються й між ними починає формуватися океанічна кора. Яскравим представником утворення рифта на континенті є служить Мертве й Червоне моря.

Червоне море перебуває в рифтованій зоні на межі Африканської й Аравійської літосферних плит. Його формування почалося близько 40 млн років тому, коли в земній корі з'явилася тріщина й утворився Східно-Африканський розлам. Під дією відцентрової сили через обертання Землі Африканська континентальна плита відокремилася від Аравійської і з їхнім розворотом утворилася «спіраль», що закручується на північний схід, і між ними в земній корі утворився провал, що поступово протягом тисячоліть заповнювався морською водою. Плити постійно розходяться в різні боки зі швидкістю 1 см на рік (при такому темпі розширення в найближчі 200 млн років Червоне море стане завширшки за Атлантичний океан).

**Сходження земної кори (зона субдукції).** Зона субдукції – місце, де океанічна кора, як більш важка, занурюється в мантію. Геоморфологічним вираженням таких зон є глибоководні жолоби, тобто вузькі глибокі западини на дні океану. Відомо кілька таких западин.

*Марианська западина*, або Марианський жолоб знаходиться на заході Тихого океану і є найглибшим з відомих у світі географічних об'єктів.

За результатами вимірів судна «Витязь», максимальна глибина западини доходить до 11022 м (хоча за даними останніх спостережень глибина не перевищує 10911 – 10924 м). Таким чином, найглибша крапка западини перебуває набагато далі від рівня моря, аніж гора Еверест – над ним.

Западина простягнулася уздовж Марианських островів на 1500 км; вона має У-образний профіль, круті (7 – 9°) схили, плоске дно шириною 1 – 5 км, що розділено порогами на кілька замкнутих депресій. У дна тиск води досягає 108,6 Мпа, що більш ніж в 1000 разів перебільшує атмосферний тиск на рівні Світового океану. Западина перебуває на межі стику двох тектонічних плит, у зоні руху по розламах, де Тихоокеанська плита йде під Філіппінську плиту.

*Яванська западина* або Яванський (Зондський) жолоб — найглибша океанічна западина в Індійському океані. Розташована в підніжжі південного схилу Зондської острівної дуги.

В Яванському жолобі Австралійська плита піднурюється під плиту Сунда, формуючи зону субдукції. Западина тягнеться на 5370 км, від Нікобарських островів до острова Саву, і входить в систему океанічних жолобів, що обмежують із півночі Австралійську плиту. Яванська западина сейсмічно активна, вона є частиною тихоокеанського кільця.

Найбільша глибина Яванського жолоба — 7450 м, що є найглибшим місцем в Індійському океані. Її ширина близько 28 км. Схили западини ускладнені вторинними підняттями, дно - плоска рівнина шириною близько 3 - 5 км, складена теригеними опадами потужністю до 2 км.

*Жолоб Пуерто-Ріко* — океанічний жолоб, розташований на межі Карибського моря й Атлантичного океану. Утворення жолоба пов'язане зі складним переходом між зоною субдукції з півдня уздовж острівної дуги Малих Антильських островів і зоною трансформного розламу (границею плит), що простягається на схід між Кубою й Іспаньолою через жолоб Кайман до узбережжя Центральної Америки. Проведені дослідження підтвердили можливість появи значних цунамій в результаті землетрусів у цьому районі.

Острів Пуерто-Ріко перебуває безпосередньо на півдні від жолоба. Довжина жолоба становить 1754 км, ширина близько 97 км, найбільша глибина становить 8380 м, що є максимальною глибиною Атлантичного океану. Виміри зроблені в 1955 р. з американського судна «Вима», дали глибину жолоба – 8385 м.

Із зонами субдукції пов'язані три широко розповсюджені структури: активні континентальні окраїни, острівні дуги, гарячі точки.

*Активна континентальна окраїна* виникає там, де під континент поринає океанічна кора. У результаті тертя плит утворюються магматичні вогнища.

Тому активні континентальні окраїни характеризуються численними вулканами.

Еталоном такої тектонічної обставини вважається західне узбережжя Південної Америки, її часто називають андійським типом континентальної окраїни, протиставляючи пасивній окраїні. Під активною континентальною окраїною відбувається інтенсивна механічна взаємодія океанічної й континентальної плит. Залежно від швидкості, віку й потужності океанічної кори можливі кілька сценаріїв рівноваги. Якщо плита рухається повільно й має відносно малу потужність, то континент зскрібає з неї осадовий чохол. Осадові породи перетворюються в інтенсивні складки й стають частиною континентальної кори.

Якщо швидкість плити, що занурюється, висока, а осадовий чохол тонкий, то океанічна кора згладжує низ континенту й утягує його в мантію.

*Острівні дуги* — ланцюжки вулканічних островів над зоною субдукції, що виникають там, де одна океанічна плита занурюється під іншу. У якості типових сучасних острівних дуг можна назвати Алеутські, Курильські, Марианські острови й багато інших архіпелагів. Японські острови також часто називають острівною дугою, але їхній фундамент дуже древній і насправді, вони утворені декількома різночасними комплексами острівних дуг, тому Японські острови є мікроконтинентом.

За острівною дугою розташований задуговий морський басейн (типові приклади: Охотське море, Південно-Китайське море й т.д.), у якому також може відбуватися спредінг.

*Гарячі точки.* Магматичні внутріплитні породи океану позначають області підйому гарячої глибинної речовини і мають назву гарячі точки. На дні океанів розташовані численні вулканічні острови. Деякі з них розташовані ланцюжками. До найбільш відомих гарячих точок планети належать Гавайські острови й о. Ісландія. Гавайські острови представляють собою ланцюг щитових вулканів довжиною в 2000 км у центральній частині Тихого океану, вік яких омолоджується в південно-східному напрямку. Наймолодші з них перебувають на о. Гавайї. Частина з них активно діє в наш час.

Від Гавайських островів на північний захід іде ланцюжок підводних гір, вік зародження яких збільшується з віддаленням від Гавайїв. Деякі з них, наприклад Мідуей, виходять на поверхню. Навколо них утворюються коралові будівлі.

Для пояснення цієї дивної структури було зроблене припущення, що під Гавайськими островами перебуває гаряча точка. До поверхні піднімається гарячий мантійний потік, який проплавляє океанічну кору, що рухається над ним. Таких точок зараз на Землі встановлено безліч. Мантійний потік, що їх викликає, був названий *плюмом*.

В деяких випадках припускається глибинне походження речовини плюмов, аж до границі ядра – мантії.

У зонах субдукції відбуваються найбільш сильні землетруси й цунамі.

**Колізія континентів або сходження плит на континентах.** Зіткнення континентальних плит приводить до зминання кори й утворення гірських



ланцюгів. У результаті потужність кори значно збільшується, під Гімалаями вона становить 70 км.

Прикладом колізії є Альпійсько-гімалайський гірський пояс, що утворився в результаті зіткнення з Євразійською плитою Індостана й Африки.

Вивчення історії переміщень континентів показало, що з періодичністю близько 600 млн років всі континентальні блоки збираються в єдиний блок, що потім розколюється на плити, і розходяться. Так, наприклад, в історії Землі в цей час встановлено кілька древніх суперконтинентів:

- Гондвана (600 - 30 млн років тому);
- Лавразія (300 - 60 млн років тому);
- Пангея (300 - 180 млн років тому);
- Лаврусія (300 млн років тому);
- Паннотія (600 - 540 млн років тому);
- Родинія (1,1 млрд років тому - 750 млн років тому);
- Коламбія, також відомий як Нуна (1,8 - 1,5 млрд років тому);
- Кенорланд (близько 2,7 млрд років тому);
- Ур (3 млрд років тому).

Вчені на підставі супутникових спостережень за переміщенням материків передбачають утворення чергового суперконтиненту через 50 млн років. При цьому Африка зіллється з Європою, Австралія й далі буде рухатися на північ й об'єднається з Азією, а Атлантичний океан після деякого розширення зникне зовсім.

У наш час відомо три сучасних суперконтиненти:

- Афроевразія (5 млн років тому - наші дні);
- Америка (15 млн років тому - наші дні);
- Євразія (60 млн років тому - наші дні).

Суперконтиненти розбиті на окремі тектонічні структури. В основу виділення тектонічних структур покладений вік тектонічних рухів, у результаті яких рухливі геосинклінальні області перетворилися в платформи.

### **Структурні елементи континентальної кори**

У межах континентальної кори виділяють стійкі області (платформи) і рухливі пояси (до яких відносяться геосинклінали).

**Платформи** – це великі стійкі ділянки земної кори з перевагою вертикальних коливань малих амплітуд. Платформи утворилися на місці древніх гірських споруджень, що виникли в рухливих областях земної кори (геосинкліналах), але за тривалий час, в результаті геологічних процесів перетворилися у стійкі вирівняні ділянки земної кори.

Перетворення окремих частин земної кори материків з геосинклінальних стадій у платформні відбувалося в різний час історії Землі. Тому платформні області розрізняються по своєму віку, тобто за часом утворення їх складчастого або кристалічного фундаменту. Через це платформи ділять на древні й молоді.

*Древні платформи (кратони)* представляють найбільш стійкі й малорухомі брили в складі материків. Вони володіють потужним гранітометаморфічним фундаментом, що утворився в ранньому докембрії й складений кристалічними сланцями й метаморфічними товщами. Вирівняна поверхня фундаменту покрита осадовими й вулканічними товщами, що складають платформний чохол. Переважна частина площі древніх платформ утворилася задовго до кембрію - наприкінці архейської ери або на початку протерозойської, тобто 2000 - 1000 млн років тому. Однак деякі частини, іноді окраїнні пояси древніх платформ, мають більш молодий вік. Вони утворилися в результаті байкальської складчастості, що з'явилася 700 - 500 млн років тому в самому кінці докембрія. Ці складчасті структури одержали найменування байкалід. Таких платформ на земній поверхні всього десять: Східноєвропейська, Сибірська, Північноамериканська (Канадська), Китайсько-Корейська, Південно-Китайська, Індійська, Африканська, Австралійська, Бразильська, Антарктична.

Найбільш важливою рисою платформ є їхня двоповерхова будова.

Нижній поверх (фундамент) представлений потужною товщею сильно дислокованих і метаморфизованих порід докембрія, із широким розвитком гнейсових і граніто-гнейсових куполів або овалів – специфічною формою метаморфогенної складчастості, а також розбитий глибинними розламами на окремі блоки. Фундамент платформ формувався протягом тривалого часу (більше 2 млрд років) і в наслідок цього піддався дуже сильному розмиву й денудації. Серед порід фундаменту древніх платформ переважають граніти й гнейси, тому фундамент їх називають кристалічним.

На всіх щитах древніх платформ виділяються три комплекси порід цього віку:

1. Зеленокам'яні пояси являють собою потужні товщі закономірно перемешованих порід від ультраосновних й основних вулканітів (базальтів, андезитів до дацитів і риолітів) до гранітів. Ці пояси мають довжину до 1000 км при ширині до 200 км.

2. Комплекси орто- і парагнейсів утворюють у сполученні з гранітними масивами поля гранітогнейсів. Гнейси відповідають по складу гранітам і володіють гнейсовидною текстурою.

3. Гранулітові (грануліто-гнейсові) пояси, під якими розуміють метаморфічні породи, що сформувалися в умовах середніх тисків і високих температур (7500 – 10000 °С) а також польовий шпат і гранат, що утримують кварц.

Верхній поверх (чохол) – представлений товщами осадових і вулканосадових порід. Вони розташовуються на сильно дислокованому фундаменті з різкою кутовою та стратиграфічною неузгодженістю.

Платформи – рухливі частини земної кори. У межах платформ також відбуваються процеси, що викликають підняття й опускання їхніх окремих частин. Рух відбувається звичайно значно повільніше, ніж у геосинклінальних областях, мають менший розмах по вертикалі, але охоплюють дуже великі площі. Іноді на території платформ утворюються системи гір, пов'язані з розколюванням земної кори, розламами й підняттям уздовж них окремих брил.

На древній Сибірській платформі утворилися гори Прибайкалля. Поряд із цим на платформах, звичайно в тих місцях, які сильно підняті, утворюються глибокі вузькі східчасті провали – грабени. До числа таких провалів відносяться западини озер Байкал і Хубсугул.

Байкал – озеро тектонічного походження в південній частині Східного Сибіру, найглибше озеро Землі, найбільший природний резервуар прісної води. Вік озера 25 – 35 млн років. Перетворення Байкалу триває дотепер, тому що на околицях озера постійно відбуваються землетруси.

Фундамент древніх платформ на одних ділянках піднятий або навіть виходить на денну поверхню, на інших глибоко опущений. Підняті на поверхню блоки називаються – щитами, а опущені - плитами.

*Щити й плити* – це структури, розділені глибинними розламами й добре виражені у фундаменті. У чохлі вони найчастіше представлені флексурами (моноклінальними складками).

*Флексура* – це вигини шарів чохла без розриву їх сплошності й зі збереженням паралельності крил, що виникають під зонами розламів у фундаменті при русі блоків. У флексури розрізняють три “крила”: верхнє, що стуляє й нижнє. Товщина шарів у крилі, що стуляє, внаслідок розтягання завжди менше, ніж у двох суміжних крилах. Флексури звичайно розташовуються над розривними порушеннями й зобов'язані своїм походженням останнім.

У межах плит розрізняють більш дрібні структурні елементи. Це т.зв. антиклізи й синеклізи.

*Синеклізи* – це великі плоскі зниження, під якими фундамент прогнувся.

*Антекліза* – це велика положисто-опукла структура з піднесеним фундаментом, що внаслідок цього має витончений чохол.

Якщо плити й щити на території однієї платформи піднімаються, то вони утворюють мегаантиклізу, якщо вони опускаються – мегасинеклізу. Потужність відкладень верхнього ярусу в антиклізах не більше 1500 м, у синеклізах – до 5 км.

У межах синекліз й антикліз виділяють ще більш дрібні структурні елементи. Такими є западини – невеликі (до декількох сотень км) неглибоко опущені структурні елементи, склепіння – невеликі округлі або овальні підняті структурні елементи, вали – ізольовані подовжені антикліналі, рови – ізольовані видовжені синкліналі.

По краях древніх платформ, тобто там, де вони межують зі складчастими поясами, часто утворюються глибокі западини, що називаються *перикратонними зонами*. Для перикратонних зон характерні червоноколірні соленосні, вугленосні й нафтовиробні формації (глини, вапняки, піски з органічними залишками).

На багатьох древніх платформах на ранніх стадіях утворення чохла виникли грабени, грабеноподібні прогини – *авлакогени*. Авлакогени виникли наприкінці протерозою, у рифію й утворили в тілі фундаменту протяжні системи (довжина – кілька сотень кілометрів, а ширина – 150 - 200 км).

Прикладом авлакогену є Дніпровсько-Донецька геосинкліналь, що розвилася в крайовій частині Російської платформи в другій половині палеозою.

Поряд із древніми виділяють молоді платформи, які мають складчасту підвалину палеозойського віку. У їхніх межах геосинклінальна стадія розвитку тривала до кінця палеозойської ери, і лише з цього часу почалося формування платформного чохла. Однак розвиток різних частин молодих платформ був неоднаковим. У деяких з них головна складчастість відбувалася в середині палеозою, цю складчастість називають каледонською (по стародавній назві однієї з частин Шотландії – Каледонії, де вона проявилася дуже виразно перед девоном), а утворені нею складчасті структури й пояси називають каледонідами. В інших значних частинах молодих платформ головна складчастість створювалася наприкінці палеозою. По древній назві Рейнських гір, Гарца й гір Тюрінгії, які римляни йменували "Герцинськими ланцюгами", вона одержала назву герцинської, а для створених нею складчастих структур застосовують назву герциніди.

Таким чином, розрізняють дві категорії молодих платформ, що утворилися з палеозойських геосинклінальних областей поверх каледонід і герцинід. Їх нерідко називають епікаледонськими й епігерцинськими. Однак платформний чохол в обох випадках почав утворюватися тільки з мезозою. Поряд з ними є ще більш молоді складчасті області, геосинклінальний розвиток яких тривав не тільки в палеозої, але й протягом більшої частини мезозою, і завершився лише в його кінці. Тут поверх складчастої підвалини ще не встиг утворитися осадовий чохол. Хоча геосинклінальний розвиток у їхніх межах закінчився до початку кайнозойської ери, дійсна платформна стадія ще не почалася. Ці області, що займають проміжне положення між геосинклінальною й платформною стадіями розвитку, іменують областями мезозойської складчастості, уникаючи терміна платформа, хоча, звичайно, власне кажучи, вони являють собою платформи в першій початковій стадії існування. Такі області поширені на великих просторах по окраїнах узбережжя Тихого океану як в Азії, так й у Північній Америці.

*Геосинкліналь* – велика (найчастіше витягнута) зона земної поверхні, яка протягом тривалого часу (мільйони років) зазнавши занурення, у якій нагромадилася потужна товща осадових і вулканогенних порід.

*Геосинклінальні рухливі пояси* – це рухливі лінійно-витягнуті, потужно розчленовані області земної кори, що заставляються на границі взаємодіючих літосферних плит і які характеризуються різнонаправленими тектонічними рухами високої інтенсивності, енергійними явищами магматизма, включаючи вулканізм, частими й могутніми землетрусами. На кінцевих стадіях розвитку перетворюються в епігеосинклінальний орогенний пояс.

Сучасні геосинклінальні пояси представляють рухливі частини земної кори, у яких і зараз ще протікають процеси горотворення. У рельєфі це області гір, що ростуть із дна морів у вигляді гряд островів, розділених глибокими западинами. Географічно це великі частини поверхні Землі, у яких є гірські підняття й поряд з ними великі глибокі, часто зайняті водою, западини земної поверхні. Для геосинклінальних областей типові дуже інтенсивні підняття, де й

дотепер гори ще ростуть, хоча й повільно. Із цими підняттями сполучаються глибокі опускання западин, що розташовані поруч. У цих областях досить часті руйнівні землетруси, присутні численні діючі й погаслі вулкани.

Рухливі пояси незважаючи на загальні риси, що поєднують їх, не однакові. Виділяють кілька типів рухливих поясів:

1) геосинклінальні рухливі пояси, які виявлені у перехідних зонах земної кори від материків до океану, що перетворюються в епігеосинклінальні орогенні пояси (епі – після). Прикладом такого поясу можна назвати всю територію Південної Європи, що прилягає до Чорного й Середземного морів, включаючи гірські підняття Північної Африки (Атласу), Південної Іспанії, Альп, Апеннін, Карпат, Балкан, Криму, Кавказу, Туреччини. Ця геосинклінальна область, що одержала назву альпійської, простирається на схід, охоплює південь Каспійського моря, Іран, Афганістан і Гімалаї, вигінається до півдня й через Бірму виходить у район островів Індонезії. У межах нашої країни входить лише порівняно невелика частина цієї області – вона простирається від Українських Карпат на заході, включаючи Крим, і далі на Кавказ, Копетдаг, і до Паміру на сході;

2) внутріокеанічні орогенні пояси (їм відповідають серединно-океанічні хребти). Прикладом може служити тихоокеанська геосинклінальна область, що простягається уздовж узбережжя Тихого океану від Камчатки, через Курильську дугу, Сахалін, острови Японії, Тайвань, Філіппіни, північну частину Нової Гвінеї, островні дуги, що облямовують зі сходу Австралію, аж до Нової Зеландії й Тихоокеанського узбережжя Антарктиди. З іншої сторони океану цей пояс із невеликими перервами продовжується уздовж західного узбережжя Північної й Південної Америки;

3) внутріматерикові (розташовані усередині материка), що перетворюються в епіплатформні орогенні пояси.

Геосинклінальні пояси розділяються на окремі геосинклінальні області. Усередині геосинклінальних областей виділяються більш дрібні геосинклінальні системи (високорухливі ділянки) і серединні масиви або мікроконтиненти (стійкі ділянки). Геосинклінальні системи відділені від серединних масивів і від прилягаючих платформ глибинними розламами.

*Серединні масиви* – це релікти платформ, на місці яких при їхньому дробленні на окремі блоки виникли рухливі пояси, або ділянки рано закінчили розвиток і перетворилися в молоді (ще тектонічно активні) платформи усередині пояса. Довжина серединних масивів вимірюється сотнями, ширина декількома десятками кілометрів. Для них характерна невисока тектонічна активність, двох'ярусна, як у платформ, будова. Від типових платформ вони відрізняються підвищеною магматичною діяльністю й малими розмірами.

Геосинклінальні області в процесі розвитку переходять у платформні. Геосинклінальний тип будови розглядається як більш рання стадія розвитку земної кори. Надалі геосинклінальні області перетворюються в платформні, що представляють собою більш пізню й досконалу стадію будови земної кори. Точніше, геосинклінальна область у процесі розвитку перетворюється у фундамент, підвалини майбутньої платформи. Ця підвалина потім покривається

чохлом платформних опадів. Таким чином, у процесі розвитку земної кори геосинклінальна стадія замінюється платформною стадією з типовою для неї двоповерховою будовою.

Процес переходу геосинклінальних областей у платформні особливо чітко виражений у межах молодих платформ, у яких складчастий фундамент утворився в геосинклінальний період розвитку, а осадовий чохол у платформний. У межах же найдавніших архейських ядер типова геосинклінальна стадія не виявляється. Вважають, що в глибокому докембрії, в архею, земна кора перебувала ще в догеосинклінальній стадії: вся вона відрізнялася великою рухливістю й характеризувалася широким розвитком основних вивержених порід. Тільки після утворення древніх архейських масивів, що послужили зачатками, або ядрами, древніх платформ, між ними виникли геосинклінальні області.

Для всіх геосинклінальних областей – палеозойських, мезозойських, кайнозойських – характерна зміна двох великих етапів їхнього розвитку: властиво геосинклінального й заключного етапу, або горотворення (орогенезу).

На першому, властиво геосинклінальному етапі, утворюються як прості антиклінальні й синклінальні складки, так і більші й складні складчасті структури. Найбільші складчасті форми геосинклінальних областей називають антиклиноріями й синкліноріями. Ці важливі елементи структури супроводжуються великими розламами. Утворення складчастих структур відбувається разом з нагромадженням у геосинклінальних западинах потужних товщ – продуктів вулканічних виливів. На заключному етапі геосинклінального розвитку відбувається підняття великих гірських ланцюгів і масивів, починають утворюватися плоскі й широкі западини, розділені зростаючими гірськими підняттями. Западини ці одержали найменування міжгірних. У деяких місцях утворюються западини й інших типів – так називані крайові прогини, що виникають на межі геосинклінальних складчастих областей й платформ, що облямовують їх.

Гірські підняття, що розділяють міжгірні западини й крайові прогини, у структурному відношенні часто являють собою дуже великі антиклинорії, які мають назву мегаантиклиноріїв («мега» – великий). Прикладом мегантиклинорію є структура Великого Кавказького хребта. Антиклінальну загальну структуру мають Альпи, Західні й Східні Карпати, Балканський хребет, Піренеї, Гімалаї (у цілому).

Міжгірні западини й крайові прогини заповнюються товщами, що утворюються за рахунок руйнування зростаючих гірських споруджень. Це товщі піщаників, глин, конгломератів, що одержали загальну назву *моласси*.

Розвиток геосинклінальних областей приводить в підсумку до утворення земної кори материкового типу. Після припинення цього процесу геосинклінальна область ставала складчастою підвалиною або фундаментом платформ. Поверх цієї підвалини утворювався чохол осадово-вулканогенних товщ.

Так у межах складчастих поясів на різних етапах їхньої геологічної історії виникали значні по площі молоді платформи з пізньопротерозойською

(байкальською), палеозойською (каледонською і герцинською) і мезозойською складчастою підвалиною. Наймолодшими елементами будови материків є кайнозойські складчасті області, що не завершили свого розвитку (Альпійська складчаста область Європи й Азії), і області, у яких геосинклінальні процеси ще тривають. До останніх належать Індонезійська область й островні дуги периферії Тихого океану, Карибського моря й Південних Сандвічевих островів.

### Тектонічні порушення в гірських породах

**Порушення зі зсувом.** Розмір зсувів у розривних порушеннях становить від декількох сантиметрів до декількох кілометрів. Кожне порушення характеризується тріщиною, або порушником, скидачем. *Порушник* – поверхня, по якій відбулося розривне порушення зі зсувом. Поверхня порушника буває хвилястою, іноді зазубреною, заїдливою, але частіше рівною і як би полірованою (дзеркала ковзання). У випадку переміщення крил у вертикальному або близькому до цього напрямку, нижнє крило називається опущеним, верхнє – піднятим. При похилих порушниках верхнє крило називають висячим; нижнє – лежачим; при горизонтальних зсувах уздовж розриву крила називають правим і лівим.

Відстань, на яке перемістилися крила відносно один одного, називається *повною амплітудою*. Розрізняють вертикальну складову цієї амплітуди (вертикальна амплітуда) і горизонтальну складову (горизонтальна амплітуда).

*Скидання* – це розривні порушення, у яких порушник (розрив) спрямований убік лежачого блоку. Скидання, як й інші тектонічні порушення, звичайно зустрічаються групами в різних сполученнях.

*Взброси* – це розривні порушення, у яких порушник (розрив) спрямований убік висячого блоку. При сполученні взбросів також утворюються структури типу горстів і грабенів.

*Грабени* – системи східчастих скидань, у яких центральна частина виявляється опущеною, а по обох сторін від неї розташовуються східчасті скидання, у кожному з яких наступне крило підняте щодо попереднього.

*Горсти* – група скидань, у яких центральна частина виявляється піднятою, а периферичні опущеними.

*Зрушення* – розривне порушення, де гірські породи зміщені в горизонтальному напрямку по порушнику.

*Раздвиги* – це розриви, при формуванні яких переміщення блоків відбувається в напрямку, перпендикулярному до поверхні відриву. Виникаючі при цьому порожнини звичайно заповнюються уламковим матеріалом або магматичним розплавом.

*Насування* – це взброси з пологим, часто мінливим кутом нахилу порушника. Насування утворюються головним чином у результаті поздовжнього стиску порід. Найчастіше насування сполучаються з інтенсивною складчастістю.

Часто насування утворюють серії розривів з паралельними порушниками. Такі насування називаються лускатими. Гігантські насування, уздовж яких

відзначається переміщення потужних пластин земної кори на відстань у десятки кілометрів, називають тектонічними покривами або *шар'яжами* (фр. *шарієр* – волочити). Переміщене (висяче) крило тектонічного покриву називають – *алохтоном*, а лежаче – *автохтоном*.

Тектонічні рухи приводять до формування складчастих структур різних масштабів і розмірів. Складчасті порушення характерні для шаруватих порід.

### Продукти (гірські породи) тектонічної діяльності

Під дією спрямованих рухів блоків один відносно одного в зоні контакту відбувається руйнування (дроблення й перетирання) порід - катаклаз. Він проявляється в тих випадках, коли розмір спрямованого тиску перевищує межу міцності порід. Однак у чистому виді катаклаз відбувається рідко, оскільки областями його максимального прояву служать зони глибинних розламів, що є в той же час й основним шляхом підйому тепла й термальних розчинів з надр.

При динамічному катаклазі, обумовленому механічним руйнуванням гірських порід у зонах зминання й розламів, виникають брекчії, катаклазити й милоніти.

*Брекчія* являє собою агрегат відносно великих уламків, зцементованих дрібнозернистою масою. Звичайно має масивну текстуру.

*Катаклазит* характеризується неповним руйнуванням матеріалу, у ньому можна бачити релікти вихідних порід у різних ступенях деформації.

*Милоніт* являє собою тонко здрібнену масу, що утворює породу, яка часто має сланцювату або линзовидно-полосчасту текстуру. Породи, які перетерпіли після подрібнення або одночасно з ним перекристалізацію, називаються бластомілонітами.

**Порушення без зсуву.** Тріщинуватість розвивається у зв'язку з напругами, що виникають у гірських породах під впливом глибинних тектонічних сил. Виділяються тріщини оперення, відриву й сколювання, які утворюють системи, закономірно орієнтовані стосовно великих тектонічних структур.

*Тріщини оперення* – кулісорозташовані системи тріщин відриву, що утворюють смугу уздовж сдвигового зсуву (“пір’яні” зрушення роблять його схожим на перо птаха). Стосовно зрушення тріщини, що оперяють, орієнтуються під кутом, приблизно  $45^\circ$ , тобто нормально до осі максимального розтягування. Вони, часто мають *S-подібний* малюнок, по якому легко встановлюється напрямок зрушення.

*Тріщини відриву* – тектонічні тріщини, що виникають під дією максимально нормальних напруг, що розтягують, коли абсолютна величина останніх перевищує межу міцності гірських порід на відрив. Тріщини відриву формуються при механічному стиску, розтягуванні й зрушенні, орієнтуючись нормально до осі максимального розтягання. Звичайно це відкриті зяючі тріщини, часто заповнені жильним матеріалом (кварцом, карбонатом і рудними мінералами). Розмір тектонічних тріщин коливається в широких межах: від мікроскопічних до декількох десятків метрів у довжину, при ширині відкриття від декількох міліметрів до метрів, іноді трохи більше.



*Тріщини сколювання* – тектонічні тріщини, що виникають під дією максимальних дотичних напружень, величина яких перевищує межу міцності гірських порід на зсув. Тріщини сколювання формуються при механічному стиску й зсуві. Часто тріщини сколювання утворюють сполучені системи, що орієнтуються під кутом, трохи меншим за  $45^\circ$  до напрямку осі тиску. Тріщини тиску звичайно щільно стислі й мають гладкі поверхні. Нерідко їхні поверхні несуть сліди переміщення у вигляді подряпин, борозен, “дзеркал ковзання”.

*Кліваж* – дрібна тріщинуватість, що утворюється в місцях вигину гірських порід. Має поперечне й поздовжнє орієнтування.

Явище тріщинуватості має як позитивні, так і негативні практичні наслідки. По тріщинах проникають глибинні розчини (флюїди), що несуть рудні компоненти, які формують родовища корисних копалин. Глибинні шари тріщинуватих порід можуть бути колекторами прісної води, нафти й газу.

***Пластична деформація або складчасті порушення.*** Складчастими структурами (плікативними) називаються складки шаруватих, осадових або ефузивних порід, що виникли головним чином у результаті пластичної деформації порід під впливом тектонічних сил.

Складки діляться на антиклінальні й синклінальні. *Антиклінальною* складкою називається вигин шарів гірських порід, звернений опуклістю нагору. У внутрішній частині, тобто в ядрі антиклінальної складки залягають найбільш древні породи, що є її відмінною рисою. *Синклінальною* складкою називається вигин шарів, звернений опуклістю вниз. У ядрі синкліналі залягають найбільш молоді породи.

В обох формах складок розрізняють окремі елементи, серед яких найважливішими є: крила, замок (або склепіння), кут, шарнір, осьова поверхня, вісь, ядро.

*Крила* складки являють собою бічні частини складки, у межах яких шари звичайно мають однобічний нахил. У спрощеному геометричному зображенні крила складки представляються плоскими поверхнями.

*Замок*, або склепіння, складки являє собою зону зустрічі крил і замикання шарів складки. Він характеризується найбільшим вигином шарів. У результаті руйнування, наприклад, розмиву складки, замок може бути знищений. Подання про повну складку в цьому випадку може бути отримане шляхом графічної побудови “повітряними” пунктирними лініями.

*Кут* складки утворюється продовженими до перетину крилами. Найчастіше кут складки може бути вимірний шляхом геометричних побудов на поперечному перерізі (профілі) складки.

*Осьова поверхня* ділить кут складки навпіл. Ця уявлювана поверхня, що з'єднує замки вигинів всіх шарів, які утворюють складку.

*Вісь складки* – лінія перетинання осьової поверхні з поверхнею Землі. Часто цю лінію наносять на геологічні карти. По положенню осі орієнтують складку в просторі.

*Шарнір складки* – лінія, яка виникає від перетинання осьової поверхні з поверхнею кожного із шарів, зібраних у складку. Ця лінія вигинається у

вертикальній площині в міру підняття або занурення замка. Шарнір може вигинатися також й у горизонтальній площині, повторюючи вигини складки. У плані ці вигини називають *ундуляціями* шарніра складки. Шарнірних ліній у складці можна провести стільки, скільки шарів бере участь у побудові складки. Шарнір є одним з найбільш важливих елементів складки. По ньому визначають положення в просторі замків різних по глибині залягання шарів, що утворюють складку.

*Ядром складки* називають внутрішню частину складки, укладену між крилами й замком.

**Класифікація складок.** Форма складок буває різною; існує їх докладна морфологічна класифікація, в основу якої покладений принцип поділу складок по взаємоположенню в просторі осьової поверхні й крил, а також за формою замка складки.

Залежно від нахилу осьової поверхні й крил складки підрозділяються на:

- прямі, або стоячі, коли осьова поверхня розташовується вертикально й крила падають симетрично від її (в антикліналі) або до неї (у синкліналі);
- косі, коли осьова поверхня нахилена, а крила падають у різних напрямках;
- перекинуті, у яких осьова поверхня також нахилена, крила падають в одному напрямку;
- лежачі, коли осьова поверхня розташовується в напрямку, близькому до горизонтального, і крила майже паралельні один одному;
- перевернені – такі, у яких осьова поверхня нахилена під кутом більше  $90^\circ$ , уважаючи від вертикалі, а крила майже паралельні.

Перевернена антиклінальна складка по зовнішньому вигляду нагадує синклінальну, але в центрі її розташовуються більш древні “нижні” шари; відповідно в перекинутої синклінальної складки, що зовні нагадує антиклінальну, у ядрі розташовуються найбільш молоді шари.

По характеру зчленування крил, тобто за формою замка і його переходу в крила, виділяються наступні форми складок:

- гребневидні – складки, у яких крила сходяться під гострим кутом і замок має вузьку гострокутну форму;
- килевидні, – складка, у якої плавно вигнуті шари крил, підходячи до шарніру, здобувають різкий вигин, створюючи виступ замка складки, подібний до кіля;
- слинькові – складки із широким плоским замком, у межах якого шари лежать горизонтально або слабо нахилені;
- віялоподібні – складки із широким замком і перетисненим ядром; крила у віялоподібних антикліналей падають убік осьової поверхні, а у віялоподібних синкліналей – від неї;
- ізоклінальні – складки з вузьким замком і майже паралельними крилами.

Поряд з морфологічними класифікаціями існує генетична класифікація складок.

Генетична класифікація складок виходить із походження тієї або іншої групи складок. Складки виникають не миттєво, вони звичайно формуються

протягом тривалого часу.

Подібна складка утворюється й зв'язується з роздавлюванням і розтягненням порід на крилах і переміщенням речовини із крил складки в замок, у зв'язку із чим у замку складки спостерігається стовщення шарів, а на крилах, навпаки, стоншення й розтягнення шарів.

Паралельної називається складка, у якої потужність шарів не змінюється, і поверхні всіх шарів у складці паралельні один одному.

Конседиментаційною складкою, тобто співпадаючою за часом утворення з нагромадженням опадів, називається антиклінальна складка, шари якої в замку сильно стоншені, а в крилах розширені, і синклінальна з різко стовщеними шарами в замку. Конседиментаційні складки ростуть паралельно з опадонакопиченням. У сводовій частини замка такої складки опадів накопичується менше ніж на крилах й у синкліналях. Конседиментаційні антиклінальні складки за формою трохи нагадують діапирові й псеводіапирові складки.

Діапировою називається складка, у яку у сводову частину впровадилася знизу яка-небудь пластична речовина, наприклад сіль (соляний діапир) або глина (глиняний діапир) і воно протикає (“діапиро” - протикаю, простромлюю) покриваючі шари гірських порід. Шари в такій складці виявляються піднятими убік, тіла, що впровадилося, склепіння складки стоншено.

У складках розрізняють: довжину – відстань, на яку простежується складка уздовж шарніра; ширину – відстань між замками. По співвідношенню довжини й ширини всі складки розділяються на дві великі групи: лінійні або витягнуті й брахіскладки або вкорочені; у перших, довжина значно перевищує ширину, у других – перевищує, але не більш ніж у два-три рази. Серед брахіскладок розрізняють брахіантиклиналі й брахісинклиналі.

У тому випадку, коли ширина й довжина складки майже рівні, утворюються куполи, чаші й мульди.

Дуже часто на тлі великої антиклінальної складки виникають численні більш дрібні складки. Така складна антикліналь зветься антиклінорієм. Відповідно, складна синклінальна складка зветься синклінорієм. Антиклінорії й синклінорії, також як й окремі складки, можуть бути прямими, похилими й віялоподібними. У складчастих системах звичайно виділяється декілько паралельно розташованих антиклінорієв.

**Походження складок.** У кожному складчастому районі зустрічаються різні за формою складки, але звичайно якийсь вид переважає, що й визначає загальний характер структури. Наприклад, для геосинклиналі південного схилу Великого Кавказу досить характерні ізоклінальні складки, тому цей район називається районом розвитку ізоклінальної складчастості.

По характеру складок виділяють райони із прямою віялоподібною, брахіантиклінальною, банястою й діапировою складчастістю. Тип складчастості є одним із самих головних ознак, які дозволяють виділити головні структурні елементи земної кори, такі як геосинклиналі, платформи й проміжні між ними зони – крайові прогини, серединні масиви.

У геосинклиналях складки заповнюють весь простір шляхом безперервного

чергування опуклих й увігнутих форм. У зв'язку із цим В. В. Белоусов складчастість геосинкліналей називає повною складчастістю, тобто заповнюючею весь простір. Складки в геосинклінальних зонах дуже часто ускладнені різними диз'юнктивними порушеннями.

У крайових частинах складчастих зон часто зустрічається коробчаста складчастість. Вона розвинена там, де напруги проявилися з меншою силою або поширені масивні породи, що важко піддаються зминанню. Для цієї складчастості характерні скриньові антикліналі й коробчасті синкліналі із плоским замком і більш крутими крилами.

Гребенеподібна складчастість найбільш типова для великих прогинів, часто розвинених на межі геосинкліналей і платформ, іменованих передовими або крайовими прогинами, або для міжгірних прогинів. Ця складчастість характеризується вузькими стислими антикліналями й широкими плоскими синкліналями коробчастого типу. Крім того, для цього типу характерні диапирові складки. Такі складки утворюють чіткоподібні або кулісоподібні сполучення. Така складчастість розвинена в Передкавказькому крайовому прогині, Куринському міжгірному прогині, Передкарпатському крайовому прогині та ін.

Для платформи досить характерні великі склепіння й западини, створені коливальними рухами. Це великі плоскі западини – синеклизи типу Московської, ширина якої досягає декількох сотень кілометрів, а нахил крил вимірюється секундами, і великі склепіння – антеклизи типу Воронежської й Татарської на Російській платформі.

Зі складчастих форм на платформах зустрічаються флексури, плакантикліналі (пологих, округлих або овальних обрисів, підняття шарів осадового чохла в межах континентальних платформ) і плакосинкліналі, куполи й чаші. Всі ці складки не заповнюють цілком простору платформи, де залишається багато ділянок з шарами що залягають горизонтально, у зв'язку із чим, складчастість платформ В.В. Белоусов запропонував називати переривчастою.

## Магматизм

*Магматизм* – наймолодший й у той же час самий древній з геологічних процесів, тобто він відбувався і на ранніх стадіях формування планети, відбувається й у наш час.

Магматизм – сукупність явищ, пов'язаних з переміщенням магми до денної поверхні Землі. Всі магматичні процеси, залежно від місця й характеру прояву, підрозділяються на вулканічні (вулканізм) і плутонічні (плутонізм).

Вулканізм, залежно від характеру виверження, підрозділяється на експлозивний, ефузивний й інтрузивний. Процес переходу від одного процесу до іншого здійснюється поступово, тобто існують експлозивно-ефузивні (пірокластичні потоки), ефузивно-ектрузивні (ектрузивні).

**Магма** (від греч. *тагма* – густа мазь) – розплавлена вогняно-рідка маса, переважно силікатного складу, що виникає в земній корі або верхній мантії.

Температура магми, що виливається, на денну поверхню коливається в

широких межах від 900 до 1250° С. На глибині її температура набагато вища, де вона перебуває під більшим тиском і насичена летючими компонентами. При відділенні газів магма стає лавою.

По кількості кремнезему ( $Si_2$ ) магматичні розплави підрозділяються на:

- ультраосновні ( $Si_2 < 40\%$ );
- основні (40 – 55%);
- середні (55 – 65%);
- кислі ( $> 65\%$ ).

В'язкість магми обумовлена її складом і залежить головним чином від кількості кремнезему або діоксиду кремнію. При високій концентрації кремнезему (більше 65%) магми порівняно легкі, в'язкі, малорухомі, містять велику кількість газів, остигають повільно. Основні магми містять менш 52% кремнезему й тому більш рідкі, рухливі і течуть вільно.

Магма, що просувається нагору, перетерпає перетворення за рахунок зниження температури, тиску, втрати летючих компонентів. Ці перетворення відбуваються усередині магматичних осередків, на периферії (на контакті з оточуючими породами), а також у оточуючих породах.

Процеси, що відбуваються в магматичних осередках. *Асиміляція* – процес переробки порід, що контактують з магмою або уламків, що попадають у неї у вигляді ксенолітів. Розплавляючи й розчиняючи оточуючі породи магма тим самим змінює свій склад. Особливо різко змінюється склад первинної магми, якщо вона асимілює осадові або метаморфічні породи, що істотно відрізняються від неї по хімічному складу. В таких випадках утворюються нові різновиди магматичних порід, мало схожі по складу зі складом первинних магм.

У результаті цього процесу утворюються гірські породи, що містять ксеноліти з різним ступенем переробки: незмінні, слабо змінні й повністю розчинені.

*Диференціація магми* – це процес поділу однорідного первинного розплаву на різні по хімічному складу фракції. Диференціація може відбуватися в рідкій фазі до появи перших кристалів – *ліквація*, або в процесі виділення кристалів з розплаву – *кристалізаційна диференціація*. У процесі ліквації магма розшаровується на дві різні по щільності рідкі фази, що не змішуються.

Головною причиною різноманітності магматичних порід є кристалізаційна диференціація.

Відділення кристалів з розплаву обумовлюється дією сили ваги (гравітаційне фракціонування). Воно полягає в послідовній кристалізації мінералів, починаючи від найбільш тугоплавких й важких (залізо-магнезійні силікати й основні плагіоклази) і закінчуючи легкоплавкими й найлегшими (калієві польові шпати й кварц). У процесі кристалізації важкі мінерали поринають у нижні шари розплаву, а залишковий розплав верхніх частин послідовно збіднюється залізо-магнезійними з'єднаннями й збагачується кремнеземом.

У результаті гравітаційного фракціонування в процесі кристалізації основної магми в нижніх шарах розплаву можуть утворюватися ультраосновні

породи; при цьому у верхніх шарах розплав може придбати такий склад, що з нього почнуть формуватися діорити, сиеніти й навіть граніти (основні й кислі породи).

Процес диференціації може відбуватися як на великих глибинах, у магматичному осередку, так й у верхніх частинах земної кори, у магматичній камері. У результаті диференціації в магматичному осередку у верхні зони кори впроваджуються вже готові диференціати первинної магми, при застиганні яких утворюються породи різного складу, що залягають у вигляді самостійних масивів. Процес диференціації в магматичній камері приводить до формування розшарованих масивів гірських порід, основність яких зменшується знизу нагору.

При виливі магми на поверхню кристалізаційна диференціація практично зникає, тому що магма остигає досить швидко і не встигає розкристалізуватися.

*Автометасоматоз* – процес зміни магматичних порід, який починається відразу ж після кристалізації й відбувається під впливом газових еманцій і води, що виділяються з тієї ж магми. До складу цих виділень входять луга, окис алюмінію, кремнезем, вуглекислий газ і вода, яка є головним реагентом процесу. У результаті метаморфізму найбільш часто відбувається серпентинізація ультраосновних порід.

Автометасоматоз поширюється звичайно на весь інтрузивний масив. Із проявами автометаморфізма часто зв'язані гідротермальні жили кальциту, кварцу, халцедону.

На контакті магми з оточуючими породами, під впливом температури утворюються роговики. Це так званий гарячий контакт. Прикладом цього є оголення на горі Аюдаг (Крим), де чітко простежується «гарячий» контакт основних гірських порід з піщано-глинистими породами Тавричної серії.

*Роговики* – щільна повнокристалічна порода з раковистим зламом (природна кераміка). До складу роговика входять кварц, слюда, польові шпати, гранат, андалузит, силіманіт, кордиєрит, рогова обманка, піроксен.

У процесі остигання магматичний розплав виділяє газ, пару, водяні розчини (флюїди). Вони впливають на гірські оточуючі породи і перетворюють їх змінюючи речовинний склад. Такий процес, у результаті якого вихідна порода переходить в іншу у твердому стані, називають метасоматозом.

*Метасоматоз* – процес розчинення первинних мінералів і кристалізація нових у твердому стані.

Метасоматоз відбувається під дією рідини й газу, що мігрують по тріщинах спайності й навіть через кристалічні ґрати. Часто над магматичними камерами утворюються гідротермальні жили, які вміщують багато корисних речовин.

Характерно, що чим більш активний метасоматоз, тим менше кількість мінералів. Продуктами цього процесу є *метасоматити й порові розчини*, які звільняються при заміщеннях.

Розрізняють метасоматоз гідротермальний, пневмотолітовий і термальний. Практично всі вони проявляються спільно, і зробити чітке розмежування між

ними дуже складно. При гідротермальному метасоматозі головну роль грають водяні розчини - гідротерми, при пневмотолітовом – роль належить газам.

Термічний процес характерний для зон, де широко розвинений інтрузивний магматизм. Потужність контактової зони прямо пропорційна розміру інтрузивного тіла. Контактіві зміни більш інтенсивні в січних, аніж у погоджених контактах. Також характер й інтенсивність контактових змін залежать від складу й властивостей оточуючих порід і магматичного розплаву. Контактіві зміни проявляються сильніше в багатих летючими речовинами кислих інтрузій, аніж в основних. Ширина контактових ореолів звичайно не перевищує декількох сотень метрів й у рідких випадках збільшується до 2 – 5 км і більше.

Застигання інтрузій іде дуже повільно, тому відбувається значний прогрів на велику відстань оточуючих порід.

Перекристалізація порід відбувається з утворенням нових мінералів, але без істотної зміни хімічного складу. Характерним прикладом служить процес переходу вапняку в мармур. У результаті утворюються специфічні для цього процесу однорідні текстури.

У результаті перекристалізації часто утворюються гідротермальні розчини, які локалізуються в тріщинах з утворенням малопотужних жил.

Вторинні процеси відбуваються після того як сформувалися гірські породи. До таких процесів належать гідротермальний, спікання, цементация, окремінення.

*Гідротермальний процес* – утворення мінералів у результаті відкладення їх у відкритих тріщинах або порах гірських порід з гарячих гідротермальних розчинів.

*Спікання* (зварювання) уламків пірокластів відбувається за рахунок високої температури, що виникає після виверження пірокластичного матеріалу на денну поверхню. Продуктами цього процесу є ігніспуміти, ігнімбрити й спечені туфи.

*Цементация* – процес скріплення пірокластів (уламків) за рахунок розкладання пеплового вулканічного матеріалу (дрібні уламки скла). При цьому звичайно утворюється опалово-глиниста маса.

*Окремінення* (силіфікація) – процес збагачення гірської породи різними модифікаціями кремнезему – опалом, халцедоном, кварцом. Утворення останніх відбувається в результаті розкладання дрібного пеплового матеріалу й перетворення його в кремнезем.

**Постмагматичні процеси.** При виверженні вулкана, крім магматичних розплавів, виділяються продукти вулканічної діяльності, які можуть бути рідкими, газоподібними й твердими.

*Газоподібні* – фумароли, відіграють важливу роль у вулканічній діяльності. Під час кристалізації магми, на глибині газу, що виділяються з розплаву, піднімають тиск до критичних значень і викликають вибухи, викидаючи на поверхню згустки розпеченої рідкої лави. Також при виверженні вулканів відбувається потужне виділення газових струменів, що створюють в атмосфері величезні грибоподібні хмари. Така газова хмара, яка складається з крапельок

розплавленого (понад 700° С) попелу й газів, що утворилося з тріщин вулкана Мон-Пеле, в 1902 р., знищило місто Сен-П'єр й 28000 його мешканців. Склад газових виділень багато в чому залежить від температури. Розрізняють наступні типи фумарол:

а) сухі – температура близько 500° С, майже не містять водяних пар; насичені хлористими з'єднаннями;

б) кислі, або хлористо-воднево-сірчасті – температура приблизно дорівнює 300 – 400° С;

в) лужні, або аміачні – температура не більше 180° С;

г) сірчасті, або сольфатарі – температура близько 100° С, головним чином складаються з водяних пар і сірководню;

д) вуглекислі, або мофери – температура менше 100° С, переважно вуглекислий газ.

*Рідкі* (гідротерми) – це сильно нагріті газОВО-водні розчини насичені солями натрію, калію, кальцію, які періодично викидаються з надр Землі. Такі пульсуючі фонтани називають гейзерами (від ісл. *Geysa* – ринути). Гейзери є одним із проявів пізніх стадій вулканізму, поширені в областях сучасної вулканічної діяльності. Діяльність гейзера характеризується періодичною повторюваністю спокою, наповнення котловинки водою, фонтанування пароводяної суміші й інтенсивних викидів пари, що поступово переминаються спокійним виділенням, припиненням виділення й наступною стадією спокою.

Розрізняють регулярні й нерегулярні гейзери. У перших тривалість циклу в цілому і його окремих стадіях майже постійна, у других – мінлива. У різних гейзерів тривалість окремих стадій вимірюється хвилинами й десятками хвилин, стадія спокою триває від декількох хвилин до декількох годин або днів.

**Текстури й структури магматичних гірських порід.** Залежно від умов, при яких застигає магма, міняються форма й розміри пороодоутворюючих мінералів, а також розташування й розподіл їх у просторі. У результаті порода здобуває ту або іншу будову. У зв'язку із цим розрізняють два поняття: текстура й структура гірських порід.

Текстура гірських порід (від лат. – тканина, сплетення, малюнок) – будова гірських порід, обумовлена орієнтуванням і розподілом її складових частин. Основними текстурами, що характеризують взаємне розташування мінералів й їхніх агрегатах, є однорідні (іноді їх називають масивними) і неоднорідні.

При *однорідній* текстурі речовина (пороодоутворюючі мінерали, вулканічне скло) розподілена рівномірно й всі ділянки породи при порівнянні виявляються однаковими по складу й кольору.

Неоднорідні текстури характеризуються коливаннями складу й, насамперед, забарвлення (т.зв. плями). Плямисті текстури у свою чергу підрозділяються на флюїдальні, уламкові, пазирчасті, мигдалекам'яні.

*Флюїдальна* успадкувала сліди течії. Характерна для ефузивних порід (обсидіан, ігнімбріт).

*Уламкова* – уламки порід та вулканічного скла, що спікалися між собою. Характерна для туфів, туфітів, що спеклися (різновид ігнімбрітів).



*Пузирчаста* – порода з великою кількістю газових міхурів. Характерна для базальтів.

*Мигдалекам'яна* – порода, насичена включеннями халцедону, кварцу, частіше із чітким орієнтуванням. Характерна для ефузивних порід основного складу (базальту).

**Структура гірських порід** – сукупність ознак будови гірських порід, обумовлених розмірами, формою й взаєминами її складових частин. Структура несе змістовну інформацію про генезис гірських порід.

По ступені кристалічності розрізняються три структури:

- повнокристалічна, у якій основна маса породи повністю розкристалізована (вулканічне скло відсутнє). Залежно від розмірів мінералів виділяють крупно-, середньо- і дрібнозернисті структури;
- неповнокристалічна (порфірова), що містить поряд з великими кристалами мінералів також і скло, або слабко розкристалізовану основну масу;
- склоподібна, що складається з вулканічного скла, або вулканічного скла з невеликою кількістю мікрокристалів.

### **Експлозивний (еруптивний) вулканізм**

*Експлозивний вулканізм* – це процес, при якому гази виділяються швидко, магматичний розплав як би миттєво скипає й розривається. У результаті відбувається потужне експлозивне (від лат. *explosio* – «вибух») виверження, яке можна підрозділити на три типи – майданний, локальний, виборчий (заповнення негативних форм рельєфу).

**Майданний тип** – коли в атмосферу викидаються обривки магматичного розплаву, уламки оточуючих порід, які осаджуються на поверхню землі або водного басейну.

В континентальних умовах товщі уламкового пірокластичного матеріалу під впливом температури й висхідних газових потоків руйнуються з утворенням кременистих флюїдів, які просочують всю вулканогенну товщу й цементують її. Таким шляхом формуються товщі туфів зі збереженням текстурних особливостей первинного матеріалу, але зі зміною речовинного складу.

*Туф* – гірська порода, що складається з попелу, піску, лапиллей, бомб, уламків невулканічного походження. По розміру уламків туфи підрозділяються на агломератові (більше 50 мм), псефітові (2 - 50 мм), псамітові (2 - 0,25 мм), алевритові або пелітові (менш 0,25 мм).

У момент виверження із кратера вилітають вулканічні бомби, лапиллі, вулканічний пісок і попіл зі швидкістю 500 – 600 м/с. *Вулканічні бомби* – великі шматки затверділої лави розміром у поперечнику від декількох сантиметрів до 1 м і більше, а в масі досягають декількох тонн (під час виверження Везувію в 79 р. н.е., вулканічні бомби досягали десятків тонн).

Бомби утворюються при вибуховому виверженні, що відбувається при швидкому виділенні з магми газів. *Лапиллі* – порівняно дрібні уламки шлаків розміром 1,5 – 3 см, що мають різноманітні форми. Вулканічний пісок

складається з порівняно дрібних часток лави (менше 0,5 см). Ще більш дрібні уламки, розміром від 1 мм і менше, утворюють вулканічний попіл, що осідаючи на схилах вулкана або на деякій відстані від нього, утворює вулканічний туф.

*Туфіти* – вулканогенно-осадові гірські породи, що складаються з вулканогенного матеріалу (шлаків, попелу, пемзи, уламків породи) і змішаного з ними осадового матеріалу, зміст якого перевищує 50%.

У підводних умовах пірокластичний матеріал перетворюється в кремнисто-цеолітову породу за назвою *трас*. Це порода ясно-зелених, зелених кольорів. Текстура уламкова. Розмір уламків іноді досягає 10 см. Часто має псевдофлюїдальність (сліди течії).

**Локальний тип** – «вистрілювання» магми ультраосновного складу на денну поверхню. У результаті утворюються лійки, які заповнюються пірокластичним матеріалом й уламками оточуючих порід т.зв. трубки вибуху. Потім відбувається розкладання вулканічного матеріалу з утворенням кремнисто-глинистих розчинів. Вони просочують і цементують весь уламковий матеріал трубки. У такий спосіб формуються *кімберліти*. Вони представлені зцементованими уламками серпентиніту, олівіну, слюди, піропу. Кімберлітові трубки – джерело алмазів, піропу, циркону, хризоліту. Звичайно трубки вибуху пов'язані із глибинними розламами мантийного закладення.

Проміжним виверженням між експлозивним й ефузивним вважається виверження пірокластичних потоків, яке має ознаки як лав, так і пірокластичних утворень. Пірокластичні потоки являють собою суміш гарячого газу, попелу і уламків оточуючих порід. Швидкість потоку досягає іноді 700 км/год, а температура газу — 100 – 800 °С.

Продуктами пірокластичних потоків є ігнімбрита, що спеклися в туфи. Найбільш яскравими представниками можна вважати ігнімбрита. Для них характерні пірокласти, які витягнуті й сплюснені паралельно поверхні й утворюють переривчасто-лінійну текстуру (ф'ямме), що нагадує текстуру течії лав.

У частково гомогенізованій пеплової масі розсіяні фенокристали мінералів й уламки пемзи, сплюснені відповідно до загальної текстури. По складу розрізняють ігнімбрита ріолітові (ліпаритові), дацитові, трахітові, рідше андезитові.

Головні критерії розпізнання експлозивних порід: уламки вулканічного матеріалу з різним ступенем цементації й спікання.

### **Ефузивний вулканізм**

Повільний (спокійний) вилів магми на денну поверхню утворює лавові потоки, які заповнюють негативні форми рельєфу. Таке виверження одержало назву *ефузивного* (від лат. *effusio* – «розлиття»).

Магматичний розплав, виливаючись із жерла вулкана на денну поверхню, дегазує у спокійному режимі й переходить у лаву. На поверхні магма швидко застигає й перетворюється в скловату масу, тобто обсидіан або перліт, що мають склоподібний вигляд і зберігають сліди течії розплаву.

Ефузивні породи вельми часто мають пористу текстуру, що виникає при рясному виділенні газів з лави. Якщо порожнечі в ефузивних породах заповнені вторинними мінералами, то виникає мигдалекам'яна текстура. Іноді ці порожнечі можуть досягати великих розмірів (до 1,5 м). Внутрішня поверхня цих порожнеч покрита кристалами аметиста, які утворюють т.зв. жеоди.

Як правило, такі базальти змінені, стають крихкими й набувають ясно-сірий колір. Тому мигдалини агатів легко витягаються з таких базальтів і зберігають природну приплющену форму. Також у порожнечах базальтів утворюються цеоліти, самородна мідь.

Залежно від характеру й механізму виливу лави розрізняють ефузивний магматизм тріщинного й центрального типів.

У континентальних умовах ефузивний вулканізм супроводжується утворенням конусоподібних вулканічних будівель.

Ефузивний магматизм тріщинного типу, який проявляється у виливі на земну поверхню базальтової лави по великих за розміром тріщинах або розколах земної кори (Ісландія, довжина тріщини 30 км), широко був розповсюджений у минулі геологічні епохи, утворюючи платобазальти або трапи (Західна Україна). Для такого типу виверження характерні стовпчасті базальти. Ці утворення формуються завдяки повільному остиганню розплаву в результаті якого відбувається відокремлення магми в окремі блоки гексагональної форми. Між стовпами часто зустрічаються агати жильного типу.

**Підводне виверження.** Лава маючи температуру близько 1200° С, стикаючись із водою у крайовій частині миттєво застигає, покривається скловатою скоринкою й огортається шаром перегрітої водяної пари. Скловата скоринка покривається мережею тріщин, через які видавлюється магматичний розплав, створюючи своєрідні опуклості у вигляді сфер (куль). Повторення такими лавовими створіннями (подушками, кулями) контурів лежачих під ними тіл свідчить про те, що вони довгий час залишалися пластичними.

Різкий перепад температури приводить до формування зональності усередині кульових окремоностей.

В процесі охолодження розплаву з води у тріщини й міжподушкові міста осаджується попеловий матеріал, з якого формуються кременисті утворення різних кольорів і відтінків.

Ефузивний магматизм, як правило, закінчується екструзивним. *Екструзивний магматизм* – повільне видавлювання магми на денну поверхню, у результаті якого утворюються тіла за назвою нек.

Головні критерії розпізнання ефузивних порід: скловата або неповнокристалічна будова, що залягають у вигляді покривів, потоків і подушкоподібних лав.

### **Плутонізм або інтрузивний магматизм**

Магма, просуваючись до денної поверхні, поступово знижує температуру, тиск, а також позбувається летючих компонентів. І коли настає термодинамічна рівновага між магмою й оточуючими породами, магма

припиняє свій рух, тобто формуються проміжні осередки – порожнини в земній корі, заповнені магматичним розплавом.

Тектонічні порушення й особливості оточуючих порід визначають форму проміжних магматичних осередків.

Інtruзивні тіла за формою підрозділяють на сіли, лаколіти, лополіти, дайки, штоки, батоліти.

*Сіл* – шароподібне інtruзивне тіло, яке формується в товщах порід, що залягають горизонтально. Поверхні, що обмежують сіл зверху й знизу, майже паралельні.

*Лаколiт* – тіло, що має плоску підвалину й куполоподібне склепіння. Лаколіти, як правило, утворюються при впровадженні кислої магми, що внаслідок великої в'язкості важко проникає по площинах нашарування, накопичується на одній ділянці й піднімає породи покрівлі. Форма лаколітів у плані округла, з діаметром від сотень метрів до декількох кілометрів.

*Лополiт* – чашеподібне тіло, увігнута форма якого обумовлена прогинанням шарів, що підстилають, під вагою магми. Лополіти найчастіше складені породами основного або ультраосновного складу і являють собою дуже великі інtruзивні тіла, площа яких досягає десятків тисяч квадратних кілометрів.

Незгодні інtruзивні тіла формуються при заповненні магмою тріщин у товщі і при впровадженні магми шляхом обвалення порід покрівлі. До них належать дайки, жили, штоки й батоліти.

*Дайка* – інtruзивне тіло, довжина якого в багато разів перевищує потужність. Дайки утворюються при заповненні тріщин й орієнтовані в земній корі вертикально або похило. Найбільш велика з відомих дайків – “Велика дайка” Родезії – має потужність близько 5 км і довжину близько 500 км. Розрізняють особливий різновид дайків – кільцеві дайки, які виникають при заповненні магмою тріщин які з'являються при опусканні циліндричних блоків гірських порід. Як правило, дайки складені породами основного складу й зустрічаються групами, становлячи серії паралельних або радіальних тіл. Жила відрізняється від дайки меншими розмірами й невитриманою звивистою формою.

*Шток* – тіло неправильної форми, що наближається до циліндричного, із крутопадаючими або вертикальними контактними поверхнями. У плані обриси його неправильні, ізометричні. Коріння штоків ідуть на великі глибини, площа поперечного переріза не перевищує 100 км<sup>2</sup>. Штоки являють собою широко розповсюджену форму залягання магматичних порід різного складу.

*Батолiт* – найбільш велике інtruзивне тіло. Площа, що займають батоліти, вимірюється десятками й сотнями тисяч квадратних кілометрів. Один з найбільших батолітів, виявлений у Північно-Американських Кордильєрах, має довжину близько 2000 км і ширину близько 200 км. Форма батолітів у плані трохи витягнута відповідно до напрямку вісі складчастих структур, контактні поверхні круті, покрівля куполоподібна з виступами й западинами. У вигляді батолітів залягають граніти й породи близького до них складу.

Магматичний розплав, перебуваючи в магматичній камері, повільно остигає, що приводить до термодинамічної нерівноваги в системі. У результаті магма починає розкристалізовуватися відповідно до вищенаведеної схеми (ряд Боуена). Причому, кристалізація мінералів відбувається повільно й до кінця і як результат – повна розкристалізація й великі кристали без усякого закономірного орієнтування. У процесі кристалізації розплаву з нього виділяється велика кількість флюїдів, які перебувають у розплаві, але не входять до складу породоутворюючих мінералів. Піднімаючись уверх до денної поверхні, вони формують гідротермальні жили, змінюють частково або повністю первинний склад порід, перетворюючи їх у метасоматичні.

Критерії розпізнання інтрузивного магматизму: повна розкристалізація основної маси породи. Причому, чим крупніше породоутворюючі мінерали, тим глибше місце їхньої кристалізації.

## 1.2 Геологічна діяльність гідросфери

*Гідросфера* – водна оболонка Землі. Найбільше води міститься в морях й океанах - 96,5 %. На підземні води й льодовики припадає по 1,7% і менш за все – 0,01% на суші (ріки, озера й болота). Деяка кількість води втримується в живих організмах й атмосфері (у вигляді водяної пари).

Всі частини гідросфери й всі оболонки Землі - атмосферу, гідросферу, літосферу й біосферу - зв'язує світовий кругообіг води.

В умовах Землі вода перебуває в трьох станах - рідкому (океани, моря, ріки, болота), твердому (льодовики, сніги) і газоподібному (хмари, туман).

### Геологічна діяльність моря

Світовий океан займає 70,8 % території планети. Обсяг води у ньому становить 1,4 млрд км<sup>3</sup>, ще 16 – 22 млн м<sup>3</sup> утримується в морських льодах. Цієї кількості води досить, щоб покрити всю нашу планету шаром в 3795 м. В історичному плані рівень Світового океану піднімається за рахунок наступних факторів: надходження води з мантії Землі (близько 1 мм за тисячу років), накопичення морських опадів (0,4 мм), підняття океанічних хребтів (3 мм). Завдяки цим процесам, наприклад, із тріасового по крейдової період рівень Світового океану піднявся на 400 м.

Складові частини Світового океану – океани (Тихий, Індійський, Атлантичний, Північний Льодовитий), окраїнні (Японське, Охотське й ін.) і внутріконтинентальні (Середземне, Каспійське, Чорне й ін.) моря.

Нагромадження опадів у морських водоймах контролюється цілою низкою факторів, до яких належать рельєф дна, солоність, температурний режим і рух морської води, органічний мир. Ці фактори проявляються на тлі рухів земної кори, кліматичних особливостей.

У будові дна моря виділяють дві основні зони: підводні окраїни материків і властиво ложе Світового океану.

Підводні окраїни материків по особливостях геологічної будови тісно пов'язані із прилягаючими континентами. У їхніх межах виділяють область шельфу, материковий схил, материкове (континентальне) підніжжя.

Зона шельфу простирається до глибини 200 м. Його найбільш близька до берега частина, що перебуває в зоні припливів, називається літораллю. Шельфова зона займає близько 8% водної поверхні. Ширина її змінюється від декількох до 1200 - 1300 м. Зона добре просвічується, багата киснем, тут відбуваються коливання температури по сезонах року. Для цієї зони характерні інтенсивні рухи води, органічне життя рясне й різноманітне.

Батіальна область, або материковий схил, простирається до глибини 2500 м і займає близько 11 % площі Світового океану. Середня її глибина 1270 м. Крутість схилу становить  $3,7 - 7,5^\circ$ . Поверхня схилу прорізана глибокими каньйонами ерозійного або тектонічного походження, характеризується наявністю серії зсувів.

Материкове підніжжя являє собою похилу або слабкововнисту рівнину, що зв'язує материковий схил і ложе океану. Ширина його змінюється від декількох десятків до сотень кілометрів. Глибина океану в цій зоні — 2 – 3,5 км. Материкове підніжжя характеризується значною потужністю опадів.

Максимальна солоність характерна для внутріконтинентальних морів й ізольованих ділянок – *лагун*.

Рух морської води обумовлено різними причинами. Хвилі викликаються насамперед вітром, а також змінами рельєфу дна моря в результаті тектонічних рухів. Висота вітрових хвиль може досягати 15 – 18 м. Під час сильних штормів хвилювання проявляється до глибини 150 – 200 м.

Припливи й відливи викликані силами тяжіння Землі й Місяця. Особливо високі припливи спостерігаються в устях рік і вузьких заток — до 17 – 18 м. Рух води в цих випадках становить приблизно 0,6 м/хв. Швидкість морських течій доходить до 15 – 20 м/хв.

Органічний світ океану по кількості видів бідніше приблизно в 100 разів за фауну й флору суші. Поширення тварин і рослин значною мірою визначається температурою, тиском і солоністю. Так у морі Лаптевих мешкають 400 видів тварин, а в зоні Малайського архіпелагу близько 40 тисяч.

По способу життя морські організми підрозділяються на три групи: планктони, бентос і нектон.

*Планктони* – це організми, які не мають органів руху й пасивно переносяться морською водою. До них належать форамініфери, радіолярії й інші одноклітинні тварини (зоопланктон), а також одноклітинні водорості (діатомові й ін.), які утворюють фітопланктон. На частку фітопланктону припадає близько 81 % всієї біомаси Світового океану.

*Бентос* включає донні організми або такі, що живуть у придонній частині моря. Бентос буває прикріплений (корали, морські лілії, водорості) або рухливий (краби, морські їжаки, деякі молюски).

*Нектон* представлений організмами, які вільно переміщуються у воді. Це риби, яких налічується близько 20 тис. видів, кити, дельфіни й т.д. Для кожної

ділянки моря характерно певне співтовариство організмів, що називається *біоценозом*. Склад органічного світу дуже впливає на процеси опадонакопичення в морі.

Руйнування гірських порід морем називається *абразією*. Основним фактором, що викликає абразію, є морські хвилі, які у випадку крутих берегів і значної глибини моря впливають на гірські породи з величезною силою: на океанському узбережжі до  $38 \text{ т/м}^2$ , на морському – до  $15 \text{ т/м}^2$  поверхні. Меншу руйнівну роботу роблять припливи й відливи. Про швидкість дії абразійних процесів можна судити по наступному прикладу.

Найбільшому руйнуванню піддаються круті береги. Головний фактор, що обумовлює руйнування уламків гірських порід, які були захоплені хвилями, – хімічний вплив морської води. Інтенсивному руйнуванню гірських порід сприяє їхня тріщинуватість. Вода, заповнюючи тріщини гірських порід, стискує замкнене в них повітря. При відступу хвилі стиснене повітря швидко розширюється майже з вибухом, що сприяє руйнуванню гірських порід. У результаті сукупної дії всіх фактів абразії в підваulinі берега утворюється виїмка, що, поступово заглиблюючись, перетворюється у хвилеприбійну нішу. Хвилеприбійна ніша заглиблюється доти, поки нависаючі у вигляді карниза породи не падають з утворенням стрімкого обриву, що називається *кліфом*.

Внаслідок багаторазового повторення цього процесу береговий обрив відступає убік суши, а на його місці залишається нахилена внаслідок руйнування берега смуга опадів (гравій, галька, валуни), що називається пляжем.

У зоні дії хвиль і припливів відбувається постійна переробка уламкового матеріалу з утворенням гальок, гравію, піску й більш дрібних часток, частина яких переміщується за межі тераси й формує зростаючий по розміру підводний осип, який з подальшим розвитком абразійних процесів перетворюється в підводну акумулятивну терасу.

Мілині береги відрізняються головним чином акумуляцією уламкового матеріалу, чому сприяє плоска поверхня дна, складена головним чином крихкими породами. У зв'язку зі зміною напрямку вітру відбувається й зміна напрямку переміщення уламкового матеріалу, який переноситься не тільки перпендикулярно до берега, але й уздовж. Для мілинних берегів характерно кілька типів акумулятивного рельєфу. У результаті поздовжнього переміщення матеріалу при наявності виступів на березі формуються висунуті в море *коси*. Після доягнення протилежного виступу берега, коса перетворюється в *пересип*. Коси й пересипи іноді відчленяють ділянки моря, дельти рік, перетворюючи їх у *лимани*.

*Бари* — це валоподібні смуги морських уламкових або черепашкових відкладень, розташовані паралельно головному напрямку берега. Ширина барів може становити 20 – 30 км, а висота — кілька десятків метрів. Великі бари, що простягнулися на сотні кілометрів, відокремлюють великі ділянки моря, утворюючи лагуни. Прикладом бара є Арабатська Стрілка, що має довжину 200 км і відокремлює лагуну Сівашу від Азовського моря.

Внаслідок коливальних рухів моря бари можуть опускатися нижче його рівня й перекриватися лагуновими відкладеннями. Такі древні бари виявлені буровленням у межах Сиваша.

У результаті підняття рівня моря або опускання суші відбуваються морські *трансгресії*, тобто наступи моря. Його геологічному впливу піддаються великі території. У цьому випадку можуть бути зрізані й перетворені в низинні рівнини не тільки височини, але й цілі гірські системи, частини материків. Свідками такого розмиву є потужні товщі конгломератів, що залягають у підвалині морських відкладень.

Продукти геологічної діяльності моря представлені наступними опадами.

*Теригенні опади* — це продукти руйнування гірських порід, представлені уламками різного розміру — від глинистих часток до гальки й великих брил. Теригенні опади переважають у зоні шельфу. Загальною закономірністю є зменшення розміру уламків зі збільшенням глибини моря. У більш глибоких частинах шельфу галька, гравій і піски замінюються на глинисті опади.

У загальному вигляді межа пісків й мулів проходить на глибині 25 - 50 м у внутріконтинентальних морів, а в океанах на глибині 100 - 150 м. Нерівності дна шельфу, ріки й морські течії порушують цю закономірність, і серед піщаних відкладень спостерігаються шари мулів.

*Хемогенні опади* утворюються внаслідок кристалізації солей, що розчинені у морській воді. При випарі води спочатку випадають карбонати, потім сульфати й в останню чергу — галоїди. У природі ця послідовність може порушуватися у зв'язку з коливаннями температури, взаємодією різних солей між собою. Як приклад наведемо дані по озеру Чокрак, відділеному від Чорного моря косою. Поповнення води в затоці відбувається через вузьку протоку, що з'єднує його з морем. Концентрація солей у воді затоки в 20 – 22 рази вища, ніж у морській воді. У зимовий період при зниженні температури в затоці в осад випадає мірабіліт. Улітку більша частина мірабіліту переходить у розчин. Разом з мірабілітом відбувається нагромадження гіпсу, карбонатів кальцію й магнію. У зв'язку з різким падінням рівня моря надходження води в затоку припиняється й починається нагромадження галіту, сильвіну, гіпсу, ангідриту.

*Органогенні опади* утворюються в результаті накопичення на дні моря зовнішніх і внутрішніх кістяків організмів. По своєму складу ці опади можуть бути карбонатними або кременистими. Органогенні опади розподіляються в морі нерівномірно і залежать від кількості кисню й вуглекислого газу розчинених у воді, характеру дна, освітленості, тиску й ряду інших причин, тобто виділяються орґаногенні опади області шельфу й батіальні.

Органогенні опади області шельфу утворюються, як правило, за рахунок організмів, що витягують із морської води карбонати. Вони представлені черепапашниками, кораловими рифами й формуються в тих ділянках шельфу, де теригенні опадонакопичення не грають помітної ролі.



Нагромадження черепашників відбувається в аридних зонах Світового океану, де завдяки насиченості води карбонатом кальцію вапняні мушлі добре зберігаються.

Коралові рифи зустрічаються в окремих районах тропічної зони. Умовами для їхнього утворення є високі середньорічні температури (не нижче 20 °С), насиченість води карбонатом кальцію й киснем, близька до нормальної солоність й прозорість води, невелика глибина моря (не більше 50 м). Виділяються три типи коралових рифів. Берегові рифи витягнуті уздовж берегів і як би продовжують його. Бар'єрні рифи відокремлюються від берега протокою в кілька десятків кілометрів. Найбільший з такого типу утворень - Великий бар'єрний риф, що тягнеться більш ніж на 2000 км уздовж узбережжя Австралії. Звичайно бар'єрні рифи утворюють кільцеві форми навколо островів. Атоли відрізняються від останніх тим, що острови в їхньому центрі відсутні. Формування атолів пов'язане з опусканням земної кори, що супроводжується поступовим ростом рифа. У певний момент розвитку цього процесу острів ховається під водою, а бар'єрний риф перетворюється в атол.

*Органогенні опади батіальних зон.* В області материкового схилу й підніжжя морська вода рухається тільки під впливом морських течій, тому теригенний матеріал у цю область потрапляє в незначних кількостях.

Батіальні опади представлені теригенними й органогенними мулами, які зустрічаються спільно, формуючи теригенно-органогенні опади

Серед теригенних мулів розрізняють синій, червоний і зелений.

Органогенні вапняні мули утворюються за рахунок нагромадження мушлів планктонних організмів – форамініфер, інтеропад, вапняних водорослів. Вони мають карбонатні й кременисті кістяки. За даними В. Г. Богрова, тільки планктони дають 350 млрд тонн біомаси в рік, загальна кількість нектону - 18 млрд тонн. Організми бентосу становлять 900 млн тонн. Отже, біомаса Світового океану величезна. Л. В. Пустовалов відзначає тісний зв'язок органогенного опадонакопичення з хемогенним. З випаданням в осад яких-небудь хімічних сполук відбувається масове нагромадження органогенних опадів такого ж складу.

*Полігенні опади* представлені червоними океанічними глинами й поширені глибше 4000 – 4500 м. Це дуже тонкі коричневі, бурі пластичні опади, серед яких переважають чорні або бурувато-чорні залізо-марганцеві конкреції розмірами від декількох мм до 15 – 20 см. Сумарні запаси конкрецій - приблизно 100 млрд т.

Опадонакопичення в море відіграло головну роль в утворенні різних гірських порід, що виникло у геологічному минулому. Складні процеси перетворення сипких опадів у щільні гірські породи називаються *діагенезом*.

У результаті діагенезу первісний осад піддається різним фізико-хімічним змінам. Основні фактори цього процесу - тиск, температура, різна хімічна активність опадів і час. Далі розглянемо ці фактори докладніше.

*Тиск.* Опади під час накопичення зазнають певний тиск від вище розташованих порід (водних товщ). Зерна мінералів орієнтуються в однаковому напрямку, тобто формується сланцюватість. Обсяг опадів зменшується, а

щільність збільшується. Все це приводить до підвищення температури й зневоднюванню (дегідратації) опадів. У результаті мул перетворюється в аргіліт. Пісок перетворюється в піщаник, кремнезем що вивільнився, локалізується в тріщинах утворюючи жили альпійського типу – щітки, жеоди кварцу.

При цьому гірські породи в природних заляганнях суворо літофіціровані, тобто утворюють горизонтальну шаруватість (це служить критерієм для розпізнання цього фактора).

*Хімічна активність опадів.* В окисному середовищі відбувається окислювання закисних з'єднань в осаді, що особливо помітно віддзеркалюється в зміненні залізистих мінералів. У відновному середовищі – навпаки, окисні з'єднання переводяться в закисні. Значну роль у цих процесах грають бактерії. Деякі з них розкладають органічну речовину, викликаючи появу вуглекислоти й сірководню, і тим самим сприяють зміні хімізму середовища; інші безпосередньо беруть участь в окисних або відновних процесах. Велике значення в процесах хімічного перетворення опадів мають процеси розчинення малостійких мінералів, наприклад карбонатів. У глибоких придонних водах, насичених вуглекислотою, відбувається розчинення  $\text{CaCO}_3$ , із чим зв'язана відсутність вапняних мулів на великих глибинах (глибше 4000 м).

Перекристалізації піддаються головним чином однорідні дрібнозернисті опади, що складаються з легкорозчиняємих мінералів. Яскравим прикладом перекристалізації є діагенез рифових утворень, що спочатку складаються з вапняних кістяків коралів, моховинок, водоростей й ін. Під дією вуглекислоти, що звільняється при розкладанні органічної речовини,  $\text{CaCO}_3$  кістяків частково розчиняється й після виділення вуглекислоти випадає заново вже в кристалічній формі. Як приклад є мармур Криму, перекристалізація якого відбувалася без участі тиску, тому що ці породи не мають слідів орієнтування, що типовий для аргілітів й інших порід.

Цементация пов'язана з випадінням в осад різних хімічних сполук, що зв'язують (цементують) між собою окремі зерна осаду. Такими цементуючими речовинами найчастіше є кремнезем у різних модифікаціях (кварц, опал, халцедон), окисли заліза, карбонати, фосфати й ін. Випадіння цементуючої речовини може відбуватися одночасно (сингенетично), з утворенням самого осаду, або ж у наступні стадії його перетворення – епігенетичним шляхом. Цементуюча речовина заповнює пори й порожнечі, скріплюючи частки породи. Відбувається також заповнення тріщин.

В результаті нерівномірної цементації в осаді виникають більш щільні ділянки. Іноді внаслідок нерівномірності випадання цементуючої речовини в осаді відбувається утворення конкрецій, тобто стягнень мінеральних новоутворень, відмінних по своєму складу від самого осаду. Форма й розміри подібних конкрецій дуже різноманітні, що залежить від текстури осаду й фізико-хімічних умов середовища.

Нерідко конкреції утворюються в результаті повторного випадіння речовини навколо яких-небудь кістякових залишків, що грають роль центрів стягнення й своєю формою визначають форму конкреції. Сингенетичні

конкреції, що утворюються одночасно із самим осадам у тих же фізико-хімічних умовах середовища, мають склад, аналогічний складу цементу. Найбільш часто зустрічаються кремінні, залістисті, карбонатні й фосфатні конкреції. Останні часто служать об'єктом промислового використання, утворюючи витримані прошарки так званих желвакових фосфоритів.

Зневоднювання осаду відбувається в результаті витискання води з нижніх шарів у верхні, що обумовлюється тиском товщ осаду, що накопичуються вище. При цьому відбувається також процес дегідратації багатих водою мінералів й їхня перекристалізація.

*Температура.* Джерелом температури при діагенезі служать хімічні реакції, тиск, температурний градієнт і магматичні вогнища, що перебувають поблизу земної поверхні. Температура приводить до перекристалізації мінералів.

*Час.* Формування продуктів типового діагенезу ставиться до тріасу, юру, тобто відбувалося 300 – 150 млн років тому. Яскравим прикладом є породи в Криму.

В остаточному підсумку всі процеси, що відбуваються під час діагенезу осаду (розчинення, хімічні перетворення, перекристалізація, цементация, дегідратація), приводять до втрати опадами сипкості й пластичності, перетворенню його в гірську породу.

### **Гірські породи, утворені з морських опадів у результаті діагенезу**

*Аргіліт* – тверда, міцна глиниста гірська порода, що утворилася в результаті ущільнення, дегідратації й цементации глини при діагенезі. По мінералогічному й хімічному складу аргіліти подібні глинам, але відрізняються від них більшою твердістю й нездатністю розмокати у воді. Складені в основному глинистими мінералами гідролітичного монтморилонітового й хлоритового типів з домішкою часток кварцу, слюди, польових шпатів. Подібно глинам, аргіліти утворюють або масивні шари, або мікрошаруваті (плитчаті) різновиди.

*Алевроліт* – уламкова тверда порода, що складається переважно із зерен розміром від 100 до 10 мкм (*алеволіт*), зцементована, ущільнена й яка зазнала деякі діагенетичні зміни.

*Піщаник* – осадова гірська порода, що представляє собою однорідний або шаруватий агрегат, що складається з уламкових зерен (піщин) розміром від 0,1 до 2 мм, зв'язаних якою-небудь мінеральною речовиною (цементом). По мінеральному складу уламкового матеріалу виділяють олігоміктові й поліміктові різновиди. До олігоміктових відносять кварцові піщаники (більше 90 % уламкового матеріалу становить кварц), польовошпатово-кварцеві, слюдиисто-кварцові й ін. (кварцу 60 – 90 %). Серед поліміктових різновидів виділяють:

- *аркози* — піщаники з помітною перевагою польових шпатів над кварцом;

- *грауваки* — піщаники, що мають складний склад, зокрема утримують велику кількість уламків гірських порід; цемент із тонкозернистого уламкового матеріалу (алевроитової й пелітової розмірності).

*Мармур* – повнокристалічна гірська порода, яка складається тільки з кальциту  $\text{CaCO}_3$  й, що утворилася в результаті перекристалізації вапняку або доломіту  $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$  під дією температури. Забарвлення мармуру залежить від домішок. Домішка гематиту надає мармуру червоний колір, лімоніту – лимонно-жовті й бурі тони, бітумів, що перейшли в графіт – сірі й чорні.

*Конгломерат* – гірська порода, що складається з катаних уламків (гальки) різного складу, розміру й форми, зцементованих глиною, вапном, кремнеземом й ін. Утворюється в результаті розмиву й перевідкладенню більш древніх гірських порід.

*Брекчія* – зцементована гірська порода, складена з кутастих уламків (розмірами від 1 см і більше).

### Геологічна діяльність рік

Ріки - постійні водні потоки, що течуть по створених ними долинах – витягнутих зниженнях у рельєфі. Головні елементи рік – джерело, русло, притока. У результаті діяльності ріки утворюються заплава, тераса, меандра, водоспад, озеро-стариця, переказ, острови, пляж.

Геологічна діяльність рік проявляється в ерозії, переносі продуктів руйнування гірських порід і нагромадженні відкладень, які часто називають *алювіальними відкладеннями* (алювієм).

Руйнування гірських порід відбувається як у результаті механічного впливу текучих вод, у тому або іншому ступені насичених уламковим матеріалом, так і внаслідок розчинення. Зміст розчинених речовин у річкових водах змінюється від 50 до 200 мг/л. Великі ріки протягом року виносять у моря й океани величезну кількість речовин у розчиненому виді. Для Волги це становить 46,5 млн т., для Дніпра – більше 8 млн т.

Руйнівна здатність водного потоку залежить від маси води, що рухається, і її швидкості. Прийнято виділяти *донну*, або глибинну ерозію, спрямовану на поглиблення річкових долин, і *бічну*, що проявляється в підмиванні берегів і розширенні долини ріки. Співвідношення між цими двома типами ерозії змінюється на різних стадіях розвитку ріки.

Спочатку переважає *глибинна (донна) ерозія*, вона спрямована на вироблення профілю ріки, що характеризується тим, що ерозійний вплив урівноважується силою опору порід русла. Такий профіль називається профілем рівноваги й має вигляд плавній кривій, що підходить безпосередньо до урізу води в озері, морі або іншій водоймі, у яке впадає дана ріка. Рівень цього прийомного басейну називається *базисом ерозії*. Профіль *рівноваги* являє собою ідеальний випадок, що припускає рівномірний ухил поверхні, по якій протікає ріка, і однорідний склад розмиваємих порід. У природі, як правило, ця поверхня відрізняється значною нерівністю, а в руслі ріки

залягають породи різного складу й щільності. Наявність виходів більш щільних порід приводить до утворення порогів і водоспадів.

*Бічна ерозія* проявляється одночасно з лінійною. На перших етапах існування ріки роль її незначна, основними процесами є лінійні: поглиблення русла й перенос великої кількості уламкового матеріалу. Роль бічної ерозії збільшується при досягненні рікою профілю рівноваги. Даному процесу сприяє звивистість русла: водний потік підмиває ввігнуті береги й розширюється в їхню сторону. При цьому уламковий матеріал переноситься на протилежний опуклий берег.

Підмив берегів й асиметрія річкових долин обумовлені також чинністю закону Бера, відповідно до якого ріки, що течуть у меридіональному напрямку в північній півкулі, підмивають праві береги, а в південному - ліві.

Перенос рікою зруйнованих гірських порід здійснюється шляхом волочіння опадів по дну, у зваженому й розчиненому стані. Опаци, що переносяться по дну й зважені опади утворюють твердий стік рік. Кожній зміні положення базису ерозії відповідає новий цикл врізання ріки, у зв'язку із чим зрілі річкові долини мають східчастий поперечний профіль. У будові такої долини, крім русла, виділяється серія більш-менш горизонтальних площини, що піднімаються на різній висоті над урізом води. Ці площадки називаються *терасами*. Тераса, яку заливає вода під час паводків, іменується *заплатою*. Рельєф заплави часто нерівний, з великою кількістю стариць, підвищень, витягнутих уздовж русла (прируслові вали). Рахунок терас ведеться від заплави (надзаплатні тераси). Чим вище розташована тераса, тим вона древніша.

Причини терасобудування можна розділити на локальні й регіональні. До першої категорії відносяться такі, як зміна складу порід річища, упадання великих припливів, зсуви й обвали схилів і т.д. Локальні тераси простежуються на невеликі відстані й швидко виклинцюються. Регіональними факторами обумовлено виникнення циклових терас, які простежуються по всій річковій долині або по більшій її частині й по великих притоках. Утворення цих терас пов'язане зі зміною висотного положення базису ерозії, викликаною кліматичними або тектонічними факторами.

У результаті ерозійно-аккумулятивної діяльності в гирлових частинах рік формуються великі плоскі низинні рівнини, що мають вигляд грецької букви дельта ( $\lambda$ ). Вони знижуються до моря й мають назву дельт. Дельти займають великі простори, у межах яких русло розбивається на безліч потоків. Так, наприклад, площа дельти Амудар'ї становить 10 тис. км<sup>2</sup>, Волги — 18, а Гангу й Брахмапутри — близько 150 тис. км<sup>2</sup>. Дельти є формами рельєфу, що розвиваються, й часто збільшуються зі значною швидкістю, наприклад, дельти Волги - 170 м/рік, Міссісіпі - 75 м/рік.

Умови утворення дельт наступні:

- 1) невелика глибина моря;
- 2) достаток уламкового матеріалу у виносах ріки;
- 3) незначна висота припливів і відсутність сильних прибережних течій;
- 4) повільні коливальні рухи земної кори.

Дельти складені породами різного генезису: алювіальними, озерними, болотними, морськими. Їхня потужність може досягати декількох сотень метрів. З викопними дельтами зв'язані родовища нафти (Апшеронський півострів), бурих і кам'яних вугіль (Підмосковний, Кизилівський басейни).

Творча діяльність рік проявляється в нагромадженні товщ алювіальних відкладень.

У підвалині алювіальної товщі залягають породи, складені найбільш грубим матеріалом – валунами, галькою, гравієм, у складі яких значну роль грають місцеві породи. Ці утворення служать складовою частиною руслового алювію, який утворився в межах самого русла долини за рахунок донного матеріалу. Завдяки блуканню русла цей тип алювію може заповнювати все дно плоскої долини.

*Периферійна частина долини ріки* складена тонкими пісками, які формуються в перші фази відчленування старичних водойм, коли зв'язок з основним водотоком періодично відновлюється. Старичні озера виникають на місці річкових петель після зміни русла ріки

Заплавна частина долини ріки – відкладення паводків, представлені переважно глинистими, часто органогенно-глинистими породами. У ряді випадків заплавна фація відсутня. Русловий і заплавний алювій розрізняються не тільки складом, але й типом шаруватості. Похила й коса шаруватість руслового алювію обумовлені нахилом русла ріки й динамікою водного потоку.

Співвідношення порід алювію характеризує режим ріки, умови нагромадження опадів. Важливим показником ходу алювіальних процесів є потужність алювію. Нормальна потужність алювію відповідає різниці абсолютних висот найбільш глибоких плесов і високих паводків, недостатня – указує на перевагу ерозійних процесів, надлишкова – на процес заповнення річкової долини алювіальними опадами.

Нагромадження алювію зв'язане, по-перше, зі збільшенням кількості уламкового матеріалу за рахунок танення льодовиків, зсувів, підмиву берегів і т.д. й, по-друге, зі зменшенням кінетичної енергії потоку, що може бути обумовлено різними факторами: посиленій випар, просочування вод у більш глибокі горизонти, зменшення інтенсивності водотоку, зміна ухилу при переході від гірських районів до передгір'їв і рівнин.

Г. І. Горецький пропонує виділяти кілька типів похованих річкових долин. Еоріки – формувалися в докембрії, просторіки – ріки палеозою, палеоріки – річкові долини мезо-кайнозою й правіки – які існували протягом антропогенового періоду. Більш певно вивчені праріки, на прикладі яких можна простежити успадкування у формуванні сучасних річкових долин. Так у межах сучасної долини Дніпра Г. І. Горецьким виділені чотири алювіальні звиті, що сформувалися за час нижнього й середнього антропогену.

Продукти геологічної діяльності рік представлені глинами, пісками, гравієм, валунами. Вивчення річкових долин має надзвичайно велике значення, тому що з ними зв'язані розсіпані родовища золота, алмазів, будівельного піску й т.д.

За умовами знаходження ріки підрозділяються на рівнинні й гірські.

Рівнинні ріки характеризуються насамперед продуктами переносу, тобто русла й заплава ріки включає добре відсортований матеріал. Для гірських рік це невластиво.

Гірські ріки мають швидку течію, що здатна нести пісок і гальку, перекичувати валуни. Ударна енергія річкової води у верхів'ях розмиває дно й береги, переносить уламки й відкладає їх у низов'ях, на рівнинах, де швидкість течії падає. Якщо ріка протікає по м'яких породах, дно розмивається швидко, і русло помітно заглиблюється. При цьому формується долина із крутими берегами V-образного профілю. Коли швидкість розмиву dna сповільнюється й, через змив уламків зі схилу й підмивання берегів, дно долини розширюється, вона здобуває V-образний профіль. У твердих, не схильних до руйнування породах, ріка пропилює каньйони зі стрімкими схилами.

### Геологічна робота підземних вод

Підземними називаються всі води земної кори, які перебувають у рідкому, твердому й газоподібному стані. Підземні води встановлені на глибинах до 4 км, але теоретично вони можуть бути присутніми і на глибинах до 60 км, тому що при температурі більше 200 °С дисоціюють усього лише 2% води. У земній корі (до глибини 16 км) утримується 400 млн км<sup>3</sup> води, тобто приблизно 1/3 Світового океану. Цієї кількості досить, щоб покрити всю поверхню Землі шаром в 1100 м.

В гірських породах вода може перебувати в різному виді. Вона втримується за рахунок капілярних і плівкових сил, входить до складу мінералів і гірських порід у вигляді кисню й водню або молекул. Найбільше значення має гравітаційна вода, що переміщується по порах і тріщинах у гірських породах.

Залежно від здатності фільтрувати воду гірські породи підрозділяються на водоносні (гравій, галька, пісок, тріщинуваті скельні породи) і водотривкі (глини, суглинки, щільні кристалічні породи).

У розрізі земної кори спостерігається чергування водопроникних і водотривких порід, внаслідок чого виділяється серія водоносних горизонтів, або їхніх частин, насичених водою. Кожен водоносний шар характеризується *коефіцієнтом водовіддачі*, що показує, яка частина з води, що втримується в ньому може бути добута через водозабірні спорудження. Для пісків цей показник становить 26 – 28%. Швидкість руху підземних вод по гірських породах визначається *коефіцієнтом фільтрації*, що представляє собою швидкість руху при ухилі, який дорівнює одиниці.

Хімічний склад підземних вод формується за рахунок розчинення гірських порід, мінералів, газів, мікробіологічних процесів. З 106 елементів відомих у цей час, у підземних водах виявлено 45. Хімізм підземних вод відображається змістом катіонів й аніонів. Найпоширеніші *карбонатні, сульфатні й хлоридні* води, які містять відповідно більше 25% загального складу мінеральних речовин.

Мінералізація підземних вод визначається величиною сухого залишку в грамах на літр води при температурі 105 – 110° С. За цією ознакою підземні води діляться на прісні (до 1 г/л), солонуваті (1 – 10), солоні (10 – 15) і розсоли (більше 50 г/л).

Походження підземних вод обумовлено декількома процесами. Насамперед виділяються *метеорні (водозні) води*, які формуються внаслідок інфільтрації поверхневих вод і конденсації водяних пар атмосфери. *Осадкові (седиментаційні) води* є спочатку складовою частиною Світового океану, а потім накопичуються разом з опадами озер і морів. Нарешті, поповнення підземного океану відбувається за рахунок пар води, пов'язаних з магматичними осередками.

По умовам залягання виділяються наступні типи підземних вод.

*Грунтові води* втримуються в ґрунтовому шарі й часто позбавлені водоупора. Вони існують сезонно й беруть участь у формуванні ґрунтів. Господарського значення не мають.

*Грунтові води* утворюють перший від поверхні водоносний горизонт. Вони тісно пов'язані з поверхневими водами, за рахунок яких поповнюються. Область постачання їх збігається з областю поширення. Дзеркало ґрунтових вод розташовується на різних глибинах (звичайно до 25 – 30 м), які в значній мірі залежать від рельєфу місцевості. Ріки часто живлять ґрунтові води або самі живляться за їхній рахунок.

*Напірні (міжшарові) води* залягають між двома водотривкими шарами й утворюють значні по площі басейни, тобто великі геологічні структури, що містять кілька водоносних горизонтів. Так у межах Дніпровсько-Донецького басейну виділяються водоносні горизонти юрських, крейдових, палеогенових й антропогенових відкладень. Величина напору залежить від живлення, харчування й області розвантаження. Води такого типу називаються *артезіанськими*.

Природні виходи підземних вод на поверхню називаються *джерелами*. Джерела підрозділяються на низхідні (виходи ґрунтових вод) і висхідні, коли на поверхню проникають напірні води. І ті й інші можуть бути тріщинними або пластовими залежно від типу водовміщуючих порід (кристалічні й сипкі).

Геологічна робота підземних вод проявляється, насамперед, у розчиненні й у меншому ступені в розмиві гірських порід.

Розчинність гірських порід різна. Так в 1 т води розчиняється близько 600 кг кам'яної солі, приблизно 2 кг гіпсу й близько 1 кг вапняку. Найбільше активно руйнівна робота підземних вод проявляється в карстоутворенні. *Карст* (за назвою плато в Югославії) — це сукупність геологічних явищ, пов'язаних з розчиненням, розмивом гірських порід й утворенням у них порожнин, порожнеч. Розрізняють кілька видів карсту: соляний, гіпсовий, карбонатний.

Поверхневий карст проявляється в утворенні на поверхні гірських порід борозен, лійок, колодязів, прірв, у яких часто зникають поверхневі води. За рахунок різкого зниження рівня ґрунтових вод карстові райони являють собою безводні пустелі. Діаметр карстових лійок становить 10 – 200 м,



глибина — 2 – 40 м. Кількість лійок дуже велика. У Югославії на окремих ділянках можна спостерігати до 150 лійок на 1 км<sup>2</sup>, у Криму — 40 – 80. Зливаючись, вони утворюють улоговини, або поля, що займають площі в кілька сотень квадратних кілометрів. Особливо інтенсивно розвиваються поля по лініях тектонічних розламів на Уралі, Кавказі, у Криму. Найбільш глибокі прірви відомі в Альпах: Танталь – більше 1000 м, Антро-дель-Коркія - 805 м.

Підземний карст проявляється в утворенні печер. Найбільша печера у світі відкрита в штаті Кентуккі (США), яка має назву Мамонтова. Довжина всіх ланок цього підземного спорудження досягає 240 км. Тут течуть три ріки з вісьма водоспадами, причому вони пов'язані з поверхневою рікою Грін-Ривер. В системі печери також є три озера. Великі підземні зали печер називаються *гротами*. Грот Храм Мамонтової печери має довжину 163 м, висоту 40 і ширину 87 м. Ще більш величний грот Житта (Ліван). Його довжина 6200 м, висота близько 100 м.

З діяльністю підземних вод зв'язане виникнення *зсувів*. Це монолітні маси гірських порід, що відокремилися від схилу або захоплюють окраїну прилягаючого плато й повільно сповзають униз по схилу. Часто при цьому зберігаються й рослини, створюючи «п'яний ліс». Умови утворення зсувів наступні: падіння шарів убік долини або підвалини схилу, наявність водоносних і водотривких порід і досить великої кількості води на поверхні водоупору, під впливом якої глина, що розмокає, стає пластичною.

Творча діяльність підземних вод проявляється насамперед в утворенні *сталактитів* і *сталагмітів* печер. Колони сталактитів, що звисають зі стелі печер, і сталагмітів, що піднімаються з їхнього дна, створюють вигадливі форми й надають печерам неповторну своєрідність. Утворення таких натічних форм відбувається надзвичайно повільно. Сталактити Кримських печер діаметром 50 см мають вік близько 2 тис. років, а сталактит діаметром 4,9 м з Карлсбадської печери (США) – близько 60 млн років. На поперечному зрізі сталактита чітко виділяються сезонні кільця, такі ж, як на зрізі деревного стовбура.

Підземні води, виходячи на денну поверхню, відкладають розчинені в них мінеральні речовини у вигляді вапняних туфів (травертини), кременистих туфів (гейзерити). Виходи гарячих підземних вод (гідротерми) приводять до утворення ряду рудних родовищ (мідь, кольорові метали, золото).

Нарешті, циркулюючи по пухких породах, підземні води сприяють їхній цементації, перетворенню пісків у піщаники, грубоуламкових сипких порід – у брекчії, конгломерати.

Підземні води нерідко є джерелом різних мінеральних речовин. Так у ряді випадків з них одержують кам'яну сіль. Тільки з підземних вод одержують йод і бром. У Північній Італії їхній зміст досягає 0,5 г/л. Йодобромні води пов'язані з нафтовими родовищами й тому часто використовуються попутно після відпрацювання нафтових покладів (Азербайджан, Туркменія). Крім того, з гарячих вод Італії, США, Японії витягається бор, з розсолів США, Японії, Китаю – літій. В Іркутській області (Ангаро-Ленський басейн) у розсолах виявлені концентрації бора, що

перевищують мінімальні промислові кондиції в 500 разів, стронцію – в 1000 разів. У багатьох країнах ведуться роботи з одержання з підземних вод калію, магнію, рубідію, стронцію, цезію.

### Геологічна діяльність озер

Геологічна діяльність озер схожа з геологічною діяльністю моря, але проявляється в менших масштабах. Озера можуть бути прісними й солоними, вони займають 1,8 % суші.

Озерні улоговини по своєму походженню підрозділяються на три групи: кратери древніх вулканів (озера Камчатки, Курильських островів); тектонічні грабені й прогини (Байкал, Вікторія, Каспійське озеро) і гребельні озера (Сарезське, Севан). Різні типи озер можуть виникати у зв'язку з діяльністю льодовиків. Загатні озера утворюються між моренними грядами або на північ від них у результаті затримання льодовикових вод. Прикладами таких озер у Білорусії є Освейське, Лукомльське. Озера улоговинного типу виникають внаслідок діяльності льодовика. Такі озера мають лінійні обриси, круті береги й значну глибину (Довге, Сарро, Свір, Сенно й ін.).

Залежно від способу заповнення озерних улоговин водою вони діляться на залишкові (Каспійське, Ладожське, Онезьке, озера льодовикової зони) і новоутворені. В останньому випадку озерні улоговини заповнюються атмосферними опадами, ріками.

Озера можуть бути стічні (живильні ріки), проточні (які витрачають й забирають воду) і безстічні (Аральське, Балхаш, Іссик-Куль та ін.).

Геологічна діяльність озер проявляється в руйнуванні гірських порід, сортуванні продуктів руйнування, переносі й відкладенні.

На берегах великих озер (типу Каспійського, Аральського) чітко проявляються абразійні процеси, подібні тим, які характерні для морських берегів. Про інтенсивність ходу цих процесів можна судити по зміні берегів штучних водоймищ.

Відкладення прісних озер представлені теригенними, органогенними й хемогенними породами.

Утворення теригенних (уламкових) порід визначається кліматичними особливостями, типами берегів, розмірами озера. У їхньому розподілі спостерігається виразна зональність. У прибережних частинах накопичується грубий матеріал, який змінюється перемінюється глинами й мулами. В оз. Балхаш ця границя проходить на глибині 3 м, у Каспійському морі – 15 – 20 м. Глинисті й пілоподібні породи відрізняються ритмічною шаруватістю, обумовленої сезонними коливаннями режиму озера. Щодо цього показовими є озера, що живляться поталими водами льодовиків. Улітку за рахунок великого надходження піщаного матеріалу утворюються піщані шари, узимку, коли танення льодів припиняється, осаджується глиниста каламуть. Слойки (літній і зимовий) становлять стрічку, що відповідає одному року.

Органогенні породи представлені діатомітами, форамініферовими мулами. Озерні діатоміти іноді утворюють великі поклади, вони складаються в основному з опала.

Для озер помірних широт характерне нагромадження сапропелів – чорної, жирної драглеподібної породи, вихідним матеріалом для утворення якої служать органічні залишки (в основному планктони), що розкладаються на дні в умовах недостатньої кількості кисню. Сапропелі часто містять домішки теригенного матеріалу (сапропеліти), у викопному стані вони ущільнюються й переходять у *сапроколи*.

Хемогенні опади представлені вапняними конкреціями, скупченнями оолітових залізних руд, у тропічних країнах – бокситами.

Вапняні конкреції утворюються в глинистих мулах на стадії діагенезу. Лише в окремих невеликих озерах, що живляться підземними водами, накопичуються ясно-сірі глинясто-карбонатні опади – озерні мергелі. Озерні залізні руди утворюються за рахунок колоїдних гідроокислів заліза й алюмінію, які приносяться ріками. Випаданню колоїдів в осад з утворенням жовен, оолітів сприяють бактерії. Озерні боксити виникають у результаті перевідкладення потужних опадів тропічних країн. Вони поширені серед відкладень палеозою й мезозою й у ряді випадків утворюють родовища (наприклад, Тихвинське під Ленінградом).

Відкладення солоних озер формуються в умовах спекотного аридного клімату, при відсутності постійного припливу прісних вод. У таких умовах солоність становить 28 – 30% (Ельтон, Баскунчак). Нагромадження солей відбувається по сезонах, при цьому швидкість опадонакопичення може досягати 30 см/рік. В солоних озерах відкладаються сода, гіпс, кам'яна сіль, мірабіліт, які перешаровуються з карбонатними породами. Кристалізація солей в озерах відбувається тільки тоді, коли їхній зміст буде дорівнювати 250 – 300 г/л, тобто в 10 разів перевищить концентрацію солей у морській воді, причому в першу чергу випадають в осад важкорозчинні солі (гіпс, ангідрит).

### **Геологічна діяльність боліт**

*Болота* — це надмірно зволожені ділянки, що часто виникають на місці озер, що поступово заростають. Болота займають 3,5 млн км<sup>2</sup> поверхні. Заболочуванню сприяє постійне зволоження, що викликано великою кількістю опадів, високим положенням водонепрохіду. Болота виникають у різних умовах: на низинних узбережжях озер і морів, у мілководній зоні озер, заплавах рік. У зв'язку із цим у межах боліт можуть накопичуватися озерні, алювіальні й інші опади.

Залежно від умов живлення, характеру рослинності й рельєфу болота підрозділяються на два типи: низинні й верхівкові.

*Низинні болота* живляться переважно ґрунтовими водами. Вони можуть виникати на місці ділянок річкових долин, у результаті поступового заростання озер. Для них характерна рослинність, що вимагає значної кількості мінеральних солей (автотрофна): осоки, зелені мохи, деревні породи (вільха, береза).

*Верхівкові болота* поширені менше. Живлення їх відбувається в основному за рахунок атмосферних опадів і заселяються вони рослинністю, яка не вимагає великої кількості мінеральних солей: сфагновими (білими)

мохами, зрідка чагарниками. Між низинними й верхівковими болотами існують перехідні.

Особливу групу становлять болота приморських низин, розвинені в зоні припливу субтропічних і тропічних морів (Америка, Індонезія). Тут поширена не тільки трав'яниста, але й деревна рослинність (мангрові ліси). Найбільш характерний осад боліт – торф. Він являє собою скупчення залишків, вищих рослин, що не розклалися – мохів, трав, чагарників, дерев. Завдяки тому, що залишки рослин у болоті майже постійно насичені або покриті водою, вони розкладаються практично без доступу кисню. Під впливом складних біохімічних процесів, у яких істотна роль належить бактеріям, рослинні залишки втрачають значну частину кисню, водню й азоту й збагачуються вуглецем. За рахунок розкладання органічних речовин утворюється гумус, що є основною ознакою процесу торфоутворення. В умовах спекотного клімату органічна речовина розкладається швидко, потужні торфовища при цьому не утворюються. Залежно від складу рослинних опадів виділяється кілька типів торфу. Для низинних боліт, що покриваються трав'янистими рослинами й осоками, характерний осоковий торф, для верхівкових - сфагновий.

У болотах вологих тропіків (наприклад, узбережжя Індонезії) накопичуються потужні товщі (до 10 – 12 м) деревного торфу.

У Білорусії зареєстровано 6925 боліт площею 2,5 млн га із запасами торфу 30,4 млрд м<sup>3</sup>. Максимальна потужність торфу досягає 11,5 м. Під торфом залягає більше 220 родовищ сапропелю із запасами 342 млн м<sup>3</sup>.

Хемогенні опади боліт представлені луговими або болотними мергелями й болотними залізними рудами.

Мергелі утворюються в тих болотах, де є виходи підземних вод, багатих вуглекислим кальцієм. Нагромадженню карбонату кальцію сприяє випар води з поверхні торфовища, що викликає надходження все нових порцій ґрунтових вод по капілярах ґрунту. У результаті цього процесу нижні частини ґрунтового горизонту збагачуються тонкозернистим кальцитом, що у суміші із глинистим матеріалом дає сіру пухку масу.

Болотні залізні руди накопичуються за рахунок з'єднань заліза, розчинених у ґрунтових водах. У середовищі торфовища залізо випадає в осад у вигляді карбонату (сидериту), що, окисляючись киснем повітря, переходить в окисли й гідроокисли. Болотні залізні руди накопичуються, створюючи ооліти, конкреції, іноді лінзоподібні поклади потужністю до 1 – 1,5 м. Разом з окислами в болотах іноді утворюються фосфати заліза – білий мінерал вівіаніт, що при окислюванні переходить у яскраво-синій керченіт, що використовується з торфом як добриво.

Слід зазначити, що в ряді районів льодовикової зони зустрічаються поховані торфовища, що формувалися під час міжльодовикових інтервалів древнього четвертинного заледеніння. Вивчення їх має надзвичайно велике значення для пізнання особливостей розвитку природи в антропогені. Поховані торфовища містять пилок, насіння рослин; їхнє вивчення дозволяє зробити висновки про кліматичні особливості міжльодовикових епох.

### Геологічна діяльність тимчасових потоків

Щорічно на поверхню Землі випадає до 100 тис. км<sup>3</sup> води, одна частина якої випаровується й знову надходить в атмосферу, інша проникає в гірські породи й формує підземні води, а третя стікає по поверхні в озера, ріки, моря. Поверхневі води, рухаючись під впливом сили ваги, роблять руйнівну й творчу роботу.

У результаті переміщення гірських порід по схилах формуються делювіальні відкладення. Делювіальні процеси найбільше широко розвинені в межах рівнинних степових територій помірного й субтропічного поясів, у зоні сухих саван, де за короткий строк випадає велика кількість дощів і снігу. У будові делювіальних шлейфів, розвинених по схилах, виділяються звичайно дві зони: нижня, складена більш тонким матеріалом (супеси, суглинки), і верхнім, утвореним піском, щебенями, гравієм.

Особливо велику руйнівну роботу роблять поверхневі води в посушливих гірських районах, позбавлених рослинності. Тут епізодично виникають бурхливі водні потоки, які називають селями.

Залежно від складу поверхневих порід селі бувають грязекам'яні, водокам'яні й грязьові. Висота водяного валу досягає 10 – 12 м, а ширина доходить до кілометра. Продукти селевих потоків накопичуються в низьких ділянках місцевості й утворюють *пролювіальні* відкладення.

Селеві потоки завдають величезної шкоди гірським і передгірним районам, знищуючи селища, посіви, мости, дороги. Так, наприклад, в 1934 р. зі схилів Кордильєр на Лос-Анджелес ринулось більше 12 млн м<sup>3</sup> уламків і бруду, у результаті чого був заподіяний збиток в 50 млн доларів і загинуло більше 200 осіб.

Для боротьби із селями створюється складна система загороджувальних пристроїв, а в гірських ущелинах – великі штучні чаші – вмістища для селю. Велике значення має лісонасадження.

Геологічна діяльність тимчасових руслових потоків особливо яскраво проявляється в утворенні ярів. Початком яру можуть бути випадкові поглиблення на поверхні порід, що легко розмиваються: накатна борозна, дорожня колія й т.п. Найбільш інтенсивно яри розвиваються по схилах річкових долин.

Для боротьби з яроутворенням застосовуються різні методи - терасування схилів, посіви багаторічних трав, лісонасадження, створення серії водойм, відвід води.

### Геологічна діяльність льодовиків.

*Льодовики* — це маси льоду, що виникли в результаті перекристалізації снігу й води, повністю або здебільшо розташовані на суші й мають ознаки руху.

В природі спостерігаються різні форми існування льоду. Узимку лід утворюється у водоймах і ґрунті. Це так званий сезонний лід. Поширений лід в областях довічної мерзлоти. Глибина поширення довічної мерзлоти коливається від першого десятка метрів до 500 – 600 м. За рахунок

ущільнення сніг здобуває зернисто-кристалічну структуру й переходить у *фірн*. При потужності фірну в 30 – 60 м через проміжок часу від 20 до 300 років він перетворюється у фірновий, а потім у *глетчерний лід*. Процес перетворення снігу в лід пов'язаний з поступовим ущільненням речовини і його перекристалізацією. Питома вага снігу 0,08, фірну 0,5 – 0,6, льоду 0,9 – 0,96 г/см<sup>3</sup>.

Льодовики займають значну площу. Тільки на суші вони покривають близько 16 млн км<sup>2</sup> (11% поверхні суходолу). Загальний обсяг льоду, що втримується в льодовиках, оцінюють в 30 млн км<sup>3</sup>.

Льодовики утворюються в місцях, розташованих вище так названої снігової лінії. *Снігова лінія* – це рівень, вище якого сніг не встигає стати за літо. Гіпсометричне положення цієї лінії залежить від кліматичних умов. У полярних районах снігова лінія розташовується на висотах, близьких до рівня моря (від нуля до 50 – 70 м), у середніх широтах – на висоті від 1500 до 6000 м.

Розрізняють три головних типи льодовиків: гірський, покривний й проміжний.

*Гірськими*, або *альпійськими*, називають порівняно малопотужні льодовики високогірних районів, котрі знаходяться як правило у поглибленнях рельєфу: западинах, долинах рік, ущелинах. Льодовики цього типу розвинені в Альпах, Гімалаях, на Тянь-Шані, Памірі, Кавказі. Хоча льодовики альпійського типу відіграють скромну роль у загальному балансі заледеніння (їхня загальна площа становить менш 0,5% площі льодовиків), окремі високогірні льодовики досягають значних розмірів.

*Покривні* льодовики звичайно утворюються в полярних районах (Антарктика, Гренландія, Нова Земля й ін.) і розташовуються майже на рівні моря. Як правило, ці льодовики займають величезні площі й мають значну потужність льодовикового покриву.

До льодовиків *проміжного типу* відносяться плоскогірні льодовики, які утворюються на горах із плоскою (столоподібною) або плоско-опуклою вершиною. Такі льодовики розвинені в Скандинавії, тому їх іноді називають льодовиками скандинавського типу.

Пересуваючись, льодовики роблять величезну роботу з руйнування гірських порід, обробці (оранню й стиранню) поверхні по якій вони рухаються, і переносу різноманітного уламкового матеріалу.

Робота льодовика по руйнуванню й стиранню порід ложа називається екзарацією. При русі льоду утворюються вирівняні форми рельєфу. Округлі асиметричні скелі зі слідами полірування, штрихування називаються баранячими лобами, а їхні скупчення утворюють ландшафт кучерявих скель. Долина, по якій рухається льодовик із умерзлим в лід уламками порід, здобуває коритоподібну форму із плоским дном і стрімкими бічними стінками. Така долина називається *трогом*.

Уламковий матеріал, що утворився в наслідок діяльності льодовиків, одержав назву *морени*. По своєму складу морени підрозділяються на такі що рухаються й нерухомі. Перші рухаються разом з льодом, а другі являють

собою уламковий матеріал, що залишився на місці після танення льодовиків. Нерухомі морени підрозділяються на кінцеві й основні. Нерухома морена, що утворилася в нижній межі льодовикового язика, називається кінцевою. Основна морена – це відкладення, що залишилися після танення льодовика на всьому протязі трогової долини.

З діяльністю льодовиків зв'язані також флювіогляціальні відкладення, які виникають у результаті діяльності тимчасових водних потоків, що утворюються при таненні льодовиків. Такі водні потоки, як правило, розмивають морену й виносять уламковий матеріал, далі – дрібний піщаний і потім тонкий, глинистий. Таким чином, флювіогляціальні відкладення на відміну від моренних характеризуються відсортованістю й шаруватістю й щодо цього близькі до річкових. Однак у порівнянні з ними флювіогляціальні утворення менш обкатані, тому що є складовою частиною перемитої морени й переносяться водним потоком лише на незначні відстані.

Вивчення древніх льодовикових відкладень дозволило встановити, що в історії Землі неодноразово спостерігалися періоди заледеніння, які перемінювалися міжльодовиковими епохами. На нинішній час виявлено сім періодів материкових заледенінь. Практично всі континенти в різний час у значній мірі покривалися льодовиками. Так, в останній льодовиковий період льодом була покрита 1/3 частина суші (близько 45 млн км<sup>2</sup>), включаючи більшу частину Північної Америки, Гренландії й 1/4 частина Євразії.

Існує ряд гіпотез, що пояснюють причини древніх заледенінь. Одні гіпотези зв'язують заледеніння із процесами, що протікають на поверхні Землі або в глибоких шарах земної кори й верхньої мантії, інші – з астрономічними або космічними явищами. Зокрема, у геологічній історії Землі чітко виявлений зв'язок між заледеніннями й найважливішими тектоно-магматичними (вулканічними) подіями. Помічено, що заледеніння звичайно наступають після найбільших гороутворюючих процесів, що супроводжуються активною вулканічною діяльністю. Цілком імовірно, що похолодання були обумовлені вулканічною діяльністю, що зменшувала за рахунок викиду колосальної кількості попелу прозорість атмосфери, що зменшувало відносну сонячну радіацію. Буравлення багатошарових льодових панцирів Гренландії й Антарктиди вивило, що найбільш низькі температури відзначалися в тих шарах, де були найбільш потужні відкладення вулканічного попелу.

У сучасну епоху зростаючу роль у зміні клімату Землі грає діяльність людини. Спалювання палива, викид в атмосферу газів і дрібних часток промисловими підприємствами приводять, з одного боку, до зміни газового складу повітряної оболонки Землі, а з іншого **боку** - до збільшення змісту пилу в атмосфері. Збільшення змісту вуглекислоти в атмосфері за рахунок так називаного "парникового ефекту" може привести до істотного потепління клімату й розтопленню льодовикового покриву Землі. Забруднення атмосфери пилом, навпаки, знижує надходження сонячного тепла. Як уважають кліматологи, досить на 1% зменшити освітленість Землі, щоб викликати на планеті різке похолодання або великомасштабне

заледеніння. Звідси стає зрозумілим, наскільки важливе дотримання раціонального режиму й підтримка сталої природної рівноваги в тепловому балансі планети.

### Осадові породи і їхня класифікація

*Класифікаційні ознаки.* До осадових порід, по визначенню Л.Б.Рухіна, належать «...геологічні тіла, що утворилися на поверхні Землі й трохи глибше при властивих для цих горизонтів невеликих температурах і тиску, шляхом перетворення відкладень, що виникли за рахунок продуктів вивітрювання, життєдіяльності організмів й іноді за рахунок матеріалу вулканічного походження».

Різні класифікації осадових порід ґрунтуються переважно на чотирьох ознаках первинної осадової речовини: його походженні, способу осадження, мінеральному складу й структурних ознаках. По походженню (способу утворення) первинна осадова речовина може бути продуктом механічного або хімічного руйнування материнських гірських порід. Інший спосіб його утворення – витяг речовини з води рослинними й тваринними організмами. Певний внесок в осадове породоутворення вносить також плутонічна діяльність, особливо пов'язана з експлозивним вулканізмом.

Перераховані способи утворення речовини реалізуються в морських і континентальних умовах, де осадження відбувається механічним й (або) хімічним шляхом. Осадова речовина на континенті може залишатися також на місці його утворення в корі вивітрювання.

По мінеральному складу основні групи осадових порід представлені алюмосилікатними, карбонатними, кременистими й сульфатними утвореннями. Підлеглу роль грають фосфатні, залізисті, алюмінієві, марганцеві нагромадження й сильно розчинні солі. Як особлива група осадових утворень розглядаються горючі копалини – вугілля, бітуми, нафтиди.

Мінеральні компоненти осадових утворень мають різні форми й розміри, що характеризують структуру порід. Одночасно структура вказує й на генезис відкладень. Як класифікаційну ознаку для окремих груп осадових порід прийнято використовувати такі особливості структури як форма й розмір компонентів, а іноді й форму геологічних тіл (пластова або конкреційна).

Різні варіанти класифікації осадових порід, що були запропоновані ще в 30-і роки ХХ в. не втратили свого значення донині, засновані саме на обліку взаємозалежних генетичних ознак утворення, осадження, структури й мінерального складу відкладень. Найбільш часто в практичній роботі геологів використовується класифікація, заснована на ознаках, запропонованих М. С. Швецовим, що окреслив три основні головні групи:

1. Породи уламкові – продукти механічного руйнування (грубоуламкові, піщані, алевритові утворення).

2. Глинисті породи – продукти хімічного руйнування материнських мінералів. Породи цієї групи містять звичайно домішки уламкових часток, що свідчить про проміжне положення цієї групи серед утворень уламкового й хімічного походження.



3. Хімічні й біохімічні породи виникають за рахунок найбільш розчинних продуктів хімічного руйнування материнських мінералів. З виниклих за рахунок цього колоїдальних й (або) справжніх розчинів опади випадають або чисто хімічно, або при участі організмів. Так утворюються карбонатні, кременисті, фосфатні, сульфатні, алюміністі, залізисті, марганцеві породи й каустобіоліти (торф, вугілля, нафта).

Неоднозначність ознак осадових утворень не дозволяє створити строго формалізовану класифікацію на єдиній підставі. Можливість такої логічної формалізації зростає в міру переходу до усе більш вузького класу відкладень.

Осадові породи найчастіше є полігенетичними утвореннями. Тому доцільно виділяти серед них основні типи по речовинному складу з урахуванням способу утворення вихідних мінеральних компонентів.

Уламкові породи складаються із продуктів механічного руйнування джерел зносу осадового матеріалу. Їх головні породоутворюючі компоненти представлені уламками основної маси й зернами мінералів, зруйнованих вивітрюванням вивержених, метаморфічних й осадових порід. Діаметр компонентів коливається в широкому діапазоні – від 1000 мм і більше (брили) до 0,01 мм (алеврит).

Теригенні породи групуються по двох основних критеріях: розмірності зерен (уламків) і мінеральному складу. У нафтовій геології класифікація уламкових порід по гранулометричному складу заснована на десятковій метричній системі. Виділяють породи:

- псамітові (піщані) 1 – 0,1 мм;
- алевритові – 0,1 – 0,01 мм;
- пелітові – 0,01 – 0,001 мм.

По мінеральному складу уламкові породи розділяються на:

- мономіктові;
- олігоміктові;
- поліміктові.

Глинисті породи є продуктами механічного й (або) хімічного руйнування джерел зносу материнських порід різного генезису. Головні породоутворюючі компоненти представлені водними алюмосилікатами, які належать до групи глинистих мінералів, розмір лусочок яких не перевищує 0,01 мм.

Карбонатні породи виникають або за рахунок скупчення відмерлих організмів з карбонатним кістяком, або за рахунок хімічного синтезу речовини з пересиченого карбонатами розчину. Іншим шляхом утворення цих порід може бути відкладення уламків карбонатів за рахунок механічного руйнування раніше виниклих карбонатних утворень. Породоутворюючим мінералом карбонатних порід переважно є кальцит, що складає різні фауністичні залишки, зерна, ооліти, кристали й інші форми. Інший основний мінерал карбонатів – доломіт. Розміри біогенних по походженню компонентів коливаються в значних межах і залежать від їхніх вихідних обсягів і ступеня обробки в процесі переносу. Первинні хемогенні утворення звичайно мають розміри в межах 0,005 – 0,5 мм.

Кременисті породи є утвореннями, сформованими мінералами кремнезему, які можуть входити до складу організмів із кремінною функцією кістяка, або мати хемогенний генезис. Розміри біо- і хемогенних компонентів звичайно не перевищують 0,1 мм.

Сульфати й інші солі утворюються шляхом випадання з розчинів. Мінерали груп сульфатів, хлоридів, боратів, нітратів і фторидів виділяються в різноманітних морфологічних формах, розміри яких досягають 10 мм у діаметрі.

Фосфатні породи утворені скупченнями кістякових залишків організмів які містять в собі фосфор, продуктів їхньої життєдіяльності й (або) хемогенними виділеннями різної форми – зернами, кристалами, оолітами, конкреціями й ін.

Алюмінієві породи (аліти) містять певну кількість мінералів, глинозему й виникають у результаті хімічного вивітрювання порід й або залишаються на місці свого утворення, або перевідкладаються під впливом гравітаційних факторів.

Залізисті породи (ферити) у якості породоутворюючих компонентів містять оксиди, силікати, карбонати й сульфід заліза. Накопичуються ферити в елювії, або можуть бути зміщені із зони вивітрювання й перевідкладені в шляхах переносу й у кінцевих водоймах стоку. Характерна також аутогенна залізиста мінералізація.

Марганцеві породи (манганіти) складені марганцевміщуючими мінералами оксидів, гідроксидів і карбонатів, які утворюються в результаті хімічних процесів при вивітрюванні. Марганцеві нагромадження можуть залягати у вигляді руд в елювії, або бути перевідкладеними хімічним і біохімічним шляхом.

Вулканогенно-осадові породи складаються із продуктів синхронного (у геологічному значенні) вулканізму, змішаних у різних кількостях з вищеописаними компонентами уламкових, карбонатних, кременистих й інших відкладень.

Серед перерахованих груп осадових нагромаджень головна роль належить глинистим, уламковим і карбонатним породам.

### 1.3 Геологічна діяльність атмосфери

Атмосфера грає одну з провідних ролей у виникненні й розвитку життя на Землі й визначає інтенсивність геологічних процесів на поверхні планети. Атмосфера втримується силою притягання Землі й обертається разом з нею.

Повітряна оболонка Землі являє собою суміш різних газів, загальна маса яких оцінюється в  $5,3 \times 10^{15}$  тонн, тобто становить приблизно одну мільйонну частку маси планети.

Дослідження атмосфери показують, що приблизно до висоти 100 км газовий склад повітря, яке інтенсивно перемішується вітрами, відносно постійний. Головну частину його обсягу становлять наступні компоненти:

- азот (78,08 %);
- кисень (20,95 %);

- аргон (0,93 %).

Крім того, у повітрі присутні:

- вуглекислий газ (0,03 %);

- водень (0,00005 %);

- гелій (0,005%);

- неон (0,0018 %);

- водяна пара (від 0,05 до 4 %).

Хоча відносна кількість водяної пари в повітрі досить мала, сумарний обсяг води в атмосфері становить близько 13 тис. км<sup>3</sup>. Повітря містить також континентальний, океанічний, космічний і бактеріальний пил.

У нижніх шарах атмосфери втримується велика кількість пилоподібних часток. Підраховано, що в 1 см<sup>3</sup> повітря втримується до 100 тис. частинок розміром від 0,1 до 0,0001 мм. Порошини такого розміру звичайно переносяться вітром на висоті до декількох десятків метрів. Більш дрібні частки піднімаються висхідними потоками повітря на значну висоту й можуть дуже довго перебувати у зваженому стані. Так, частки менш 3 - 4 мкм осаджуються дуже повільно – з висоти 1 км вони рухаються до поверхні Землі цілий рік. Відомі випадки утворення пилових хмар на висоті 8 - 10 км у результаті потужних вулканічних вивержень; ці хмари не розсіювалися протягом декількох років. Атмосферний пил є не тільки над континентами, але й над морями й океанами, де джерелами її служать морська вода й піна. Під дією вітру дрібні крапельки води, підняті нагору, швидко випаровуються, і солі натрію, магнію, калію й кальцію, що втримувалися у воді, залишаються в атмосфері у вигляді мікроскопічних кристаликів. Вони також входять до складу атмосферного пилу, що розноситься повітряними течіями.

Крім пилу, що піднявся з поверхні Землі, у складі атмосфери втримується так названий космічний пил, що надходить у земну атмосферу з міжпланетного простору. Цей пил складається із силікатних й металевих (залізо, кобальт, мідь) кульок діаметром від 50 до 100 мкм. Нарешті, існує ще бактеріальний пил – мікроскопічні грибки, різні бактерії, що були підняті в повітря повітряними течіями.

Щільність повітря різко зменшується з висотою, тому на нижній шар товщиною всього 5 км доводиться близько 50 % маси атмосфери, а в шарі товщиною 30 км зосереджено 99 % її маси.

По газовому складу атмосфера нашої планети істотно відрізняється від атмосфер інших планет Сонячної системи. Пов'язано це із процесом еволюції земної атмосфери під дією випромінювання Сонця.

Первинна атмосфера Землі істотно відрізнялася від сучасної й, як можна судити по складу атмосфер інших планет, містила значну кількість пар води, а також метан й аміак. Під дією випромінювання Сонця у верхніх шарах атмосфери відбувалася дисоціація - розкладання молекул води на водень і кисень. Основна частина водню розсіювалася в навколосемному космічному просторі, а кисень сприяв розкладанню двох інших компонентів первинної атмосфери Землі – аміаку й метану. У результаті в атмосфері з'явилися азот і вуглекислий газ. Наявність вуглекислоти, що добре розчиняється в морській

воді, сприяло зародженню життя у вигляді перших найпростіших рослин. Це виявилось можливим на глибині більше 10 м, де шар води захищав водорості від згубного ультрафіолетового випромінювання Сонця.

Поглинаючи вуглекислоту, водорості інтенсивно виділяли кисень. Коли зміст кисню досяг 10 % сучасного рівня, на висоті 10 - 30 км почалося утворення шару озону, що має здатність поглинати ультрафіолетове випромінювання Сонця й передавати його у вигляді тепла в атмосферу. Таким чином, на Землі були створені умови для виникнення життя (наявність кисню, азоту, вуглекислоти, захист від згубної ультрафіолетової радіації).

Поява найпростіших організмів й їхня життєдіяльність привели до швидкого збагачення киснем земної атмосфери. Власне кажучи, головна частина кисню нашої атмосфери є продуктом життєдіяльності рослин. Протягом останніх 600 млн років зміст кисню безупинно зростав, однак цей процес не був рівномірним. Перше підвищення змісту кисню відбулося в девоні – карбоні; згодом, у тріасі, зміст його різко впав й тільки в середині мезозою почалося зростання до сучасного рівня. Поява нових видів рослин приводила до надходження великих порцій кисню, а вимирання їх - до зниження його змісту в атмосфері.

### Геологічна діяльність вітру

Геологічна діяльність вітру зводиться до руйнування корінних порід, транспортуванню й нагромадженню продуктів руйнування, тобто *аккумуляції*.

Породи, що оголюються на поверхні, руйнуються як за рахунок сили вітру, так і за допомогою піску й пилу. Частки, які зі швидкістю несе вітер натикаються на поверхню оголених гірських порід. У результаті таких ударів, що повторюються багаторазово, м'які ділянки корінних порід руйнуються й на поверхні утворюються ніші, жолоби, борозни, штрихи.

Виточування вітром на гірських породах різних поглиблень, а також штрихування й полірування скель називається *коразією*. Форми прояву коразії різноманітні. Розширення тріщин, що виникли в корінних породах, приводить до створення таких своєрідних форм, як Долина примар у Криму. Характерна риса коразії – утворення самотніх скель вигадливої форми, так званих *останців*. Звичайно вона супроводжується видуванням і віднесенням матеріалу. Видування, віднесення й розвіювання твердих часток корінних порід вітром називається *дефляцією*. Швидкість дефляції визначається силою вітру, характером залягання, міцністю порід і т.д. Особливо інтенсивно протікає дефляція там, де розвинені процеси коразії.

На полонинах у результаті видування шарів складених менш міцними породами, утворюються різного роду поглиблення, на рівнинах дефляція приводить до здування верхнього пухкого шару. У посушливих районах у результаті дефляції відбувається здування шарів солі з поверхні солончаків. Процесами дефляції, імовірно, обумовлене походження безстічних западин – улоговин видування в Середній Азії, подовжених долин в Африці, що мають

назву ваади, і деяких інших негативних форм рельєфу.

Окрім площинного видування процеси дефляції приводять іноді до борознового видування. Цей вид дефляції сприяє поглибленню доріг, особливо в нещільних, тонких породах, обумовлює утворення глибоких вибоїн, що називаються *хольвегами*, глибина яких досягає 6, а іноді й 30 м.

Продукти діяльності вітру переносяться на значну відстань. Сила вітру може бути така, що невеликі частки корінних порід переміщуються у зваженому стані, а великі уламки – волочінням. Є свідчення переносу пилу із Сахари через Атлантичний океан на відстань 2 - 2,5 тис. км.

Розміри часток, які може нести вітер, визначаються його потужністю. Так, наприклад, при швидкості до 6,5 м/с вітер легко переносить пил, діаметр часток якої не перевищує 0,25 мм. Сильний вітер зі швидкістю до 10 м/с здатний переносити пісок з діаметром часток 1 мм, а штормовий вітер (до 20 м/с) переносить уже дрібні камінчики діаметром до 4 мм. Пилоподібні частки розміром до 0,05 мм легко переносяться вітром на відстань у кілька тисяч кілометрів, а уламки діаметром 0,5 - 2 мм можуть бути віднесені за сотні кілометрів від місць первинного залягання.

По підрахунках, обсяг пилу, піднятий середньою бурюю, досягає 25 км<sup>3</sup>, що становить масу в 50 млрд т. Залежно від рельєфу місцевості, характеру покриваючої її рослинності й пануючого вітрового режиму починається акумуляція уламків порід, які формуються в піщано-глинисті породи. Такі породи називаються *еоловими* відкладеннями. Особливо інтенсивно утворення еолових відкладень протікає в районах з посушливим кліматом, з різкими добовими й сезонними коливаннями температур. Такі території з посушливим кліматом, де випар з відкритої поверхні набагато перевищує кількість атмосферних опадів, називають пустелями. Залежно від рельєфу пустелі можуть бути гористими й рівнинними.

По характеру пануючих процесів й еолового матеріалу пустелі діляться на кам'янисті (у випадку переваги дефляції), піщані, глинисті або лесові (у випадку переваги акумуляції).

Пустелі на нашій планеті займають величезні площі. В Азії вони становлять 2156 тис. км<sup>2</sup>, тобто 5,4 % площі континенту, в Африці 6550,5 тис. км<sup>2</sup> (21,6 %).

Пустелі залежно від мінералогічного складу підрозділяються на:

- піщані – на пухких відкладеннях древнеалювіальних рівнин;
- галькові й піщано-галькові – на гіпсированих структурних плато й підгірських рівнинах;
- щебенисті гіпсировані – на плато й молодих підгірських рівнинах;
- кам'янисті – на низькогір'ях і дрібносопочниках;
- суглинні – на слабкокарбонатних покривних суглинках;
- лесові – на підгірських рівнинах;
- глинисті такирові – на підгірських рівнинах й у древніх дельтах рік;
- глинисті бедлендові – на низькогір'ях, складених сільвміщуючими мергелями й глинами;
- солончакові – у депресіях і по морських узбережжях.

Найпоширеніші – піщані рівнинні пустелі зі специфічними формами рельєфу. До таких форм належать бархани – асиметричні піщані пагорби серпоподібної форми. Вони утворюються при пануючому напрямку вітру. Зростання такої форми рельєфу піщаних пустель починається з якої-небудь перешкоди (кущ саксаулу, камінь і т.д.). Поступово формуються навітряний і підвітряний схили. Висота барханів може досягати 30 - 140 м.

У межах піщаних пустель бархани звичайно об'єднані в ланцюги або гряди, що складаються з багатьох сотень одиночних барханів. Довжина такої гряди, орієнтованої перпендикулярно до напрямку вітру, може досягати 20 км при ширині один км. Відстань між грядами 1,5 – 2 км. Ще більш великі форми рельєфу піщаних пустель утворюються на узбережжях морів. Тут виникають *дюни* – подовжені пагорби з округлою вершиною. Висота великих дюн у Сахарі досягає 500 м.

Особливістю піщаних пустель є рухливість відкладень. Переміщення барханів і дюн по пануючому напрямку вітру приводить до засипання лісів, лугів, рік, селищ. Древні єгипетські міста (Луксор, Карнак й ін.) за 4000 років кілька разів засипалися піщаними відкладеннями й звільнялися від них.

Характерною формою рельєфу глинистих пустель є неглибокі улоговини – *такири*, покриті глинистою кіркою. При її розтріскуванні утворюється поверхня, що складається з багатокутних плиток з лінійними розмірами 7 - 12 см.

Інша форма рельєфу глинистих пустель – *соры*, або солончакові пустелі. Вони виникають на місці висохлих соляних озер, покриті пухким шаром глини й солі.

Лесові пустелі утворюються на ділянках акумуляції самих дрібних пилоподібних часток. Нагромадження таких часток (розміром 0,05 - 0,01 мм) приводить до формування пухкої й пористої породи - лесу. Рельєф у лесових пустелях звичайно розчленований – поверхня їх покрита густою мережею вибоїн й ярів, що виникають під дією атмосферних опадів.

Загальною особливістю еолових відкладень є їхня невисока міцність. Еолові піски, глини й лес звичайно слабкосцементовані й представлені тонкозернистими частками. Для еолових пісків, крім того, характерна неправильна, покошена шаруватість, обумовлена багаторазовими змінами вітрового режиму.

З аналізу загальних тенденцій і закономірностей взаємодії атмосфери з твердою оболонкою нашої планети видно, що процеси фізико-хімічного руйнування, як і діяльність вітру, спрямовані на нівелювання рельєфу земної поверхні. У результаті діяльності атмосферних опадів такі виступаючі ділянки літосфери, як гірські спорудження, піддаються найбільш інтенсивному руйнуванню. Продукти руйнування зносяться вниз і заповнюють поглиблення рельєфу, прискорюючи процес його вирівнювання.

### **Погода й клімат**

Спрямованість й інтенсивність геологічних процесів на земній поверхні в значній мірі залежить від мінливості фізичних параметрів атмосфери – температури, вологості, тиску. Стан цих факторів у конкретній місцевості в цей

момент називається *погодю*, а їхні зміни в часі являють собою метеорологічні процеси. І якщо мінливість погоди пов'язана із плином метеорологічних процесів, то їхня закономірна послідовність, обумовлена географічними умовами й визначальним багаторічним режимом погоди, називається *кліматом*.

Таким чином, мінливості погоди звичайно протиставляють стійкість клімату. Подання про стійкість кліматичного режиму засновано на середніх величинах температури, опадів, тиску й інших складових погоди, обчислених за багаторічними спостереженнями.

Інтенсивність і спрямованість метеорологічних процесів у значній мірі пов'язані з географічними умовами місцевості, до яких належать широта місцевості, характер поверхні (рельєф, рослинність), вологість повітря, розподіл води й суши.

Характеристика трьох головних факторів – температури, вологості й вітрів – визначає стан погоди, а сукупність змін цих факторів за кілька десятиліть – клімат місцевості. Як було показано вище, зміни цих факторів у цілому характеризуються широтною зональністю, обумовленою нерівномірною освітленістю Землі Сонцем. На широтній зональності базується й розподіл поверхні нашої планети на різні кліматичні пояси. На основі аналізу змін атмосферних факторів виділяють чотири основних кліматичних пояси:

- арктичний (антарктичний);
- помірний;
- тропічний;
- екваторіальний.

Для кожного пояса (крім екваторіального) виділяють чотири типи клімату: континентальний, океанічний, західних узбереж і східних узбереж. Для екваторіального пояса виділяються тільки континентальний й океанічний типи клімату.

По сукупному впливу температури й вологості атмосфери в тропічному й екваторіальному поясах виділяють ще два види клімату:

- аридний, що характеризується високими температурами й мінімальною вологістю;
- гумідний – жаркий і вологий.

Вивчення клімату має величезне значення для геологічної науки. Справа в тому, що кліматичні фактори в значній мірі впливають на характер й інтенсивність геологічних процесів на земній поверхні. Швидкість руйнування порід залежить, головним чином, від коливань температури, кількості атмосферних опадів і діяльності вітрів. Крім того, клімат визначає й умови формування порід, наприклад, кам'яна сіль і кам'яне вугілля утворюються в різних кліматичних умовах.

Вивчення послідовності залягання гірських порід, що формуються в різних умовах, дослідження залишків вимерлих організмів показують, що температура й клімат на поверхні Землі неодноразово змінювалися. Встановлено, що в цілому коливання середньорічної температури мають псевдоперіодичний характер з періодом від 150 до 80 тис. років. Відзначаються й більш короткочасні коливання в 10 - 20 тис. років, 2 - 3 тис. років і навіть 80 - 180

років. Так за історичний період у Європі до VIII в. було порівняно холодно; потім наступило потепління з максимумом в X - XII ст. (період колонізації Гренландії вікінгами). Наступне похолодання відбулося в XIII - XIV ст., коли були зафіксовані сильні зливи. Період XV - XVI вст. - нове потепління, воно відповідає епосі Відродження з розвитком транс'європейських зв'язків через Альпи. Чергове похолодання XVI - XIX ст. змінилося на початку XX ст. потеплінням, що, на думку деяких учених, закінчилося в 60-х роках.

Причини коливань клімату можуть бути розділені на дві групи.

По-перше, це астрономічні фактори, пов'язані зі зміною положення Землі або окремих ділянок її поверхні стосовно Сонця – періодичні зміни ексцентриситету земної орбіти, прецесія осі обертання й зміна кута її нахилу.

По-друге, це антропогенні фактори, з яких головним є забруднення атмосфери. Насамперед, це викиди CO<sub>2</sub> в атмосферу в результаті розвитку паливно-енергетичної, металургійної й хімічної промисловостей. Так, якщо 100 років тому зміст CO<sub>2</sub> становив всього 0,029 %, то зараз він зріс до 0,0345 % і продовжує зростати, чому сприяють вирубка лісів і процес урбанізації. Природно, що підвищення змісту вуглекислоти в атмосфері сприяє посиленню парникового ефекту й підвищенню середньорічної температури.

Інший антропогенний фактор – викиди в атмосферу пилу із продуктами згоряння. Як ми вже відзначали, роль цього фактора неоднозначний – зважений пил знижує прозорість атмосфери, а осілий пил (особливо на снігові поверхні полярних шапок) сприяє підвищенню температури.

Є антропогенні фактори й з протилежним ефектом, що приводять до зниження ролі парникового ефекту: зменшення змісту озону в атмосфері в результаті його окислювання продуктами згоряння реактивних двигунів ракет і надзвукових літаків, а також деякими легкими газами, що використовуються в побутовій техніці.

Крім того, істотно впливає на коливання клімату тектонічна активність Землі. Епохи інтенсивного вулканізму супроводжуються викидом в атмосферу вуглекислого газу й попелу.

Взаємодія всіх цих факторів досить складна, що утруднює прогноз середньорічної температури й клімату. Однак їхні коливання відіграють значну роль у геології, тому що визначають не тільки інтенсивність геологічних процесів, але й співвідношення розмірів оболонок на поверхні планети. Так підвищення середньорічної температури в XX ст. привело до танення льодовиків і підвищенню рівня вод Світового океану більш ніж на 10 см.

За прогнозами дослідників, на початку наступного століття зміст CO<sub>2</sub> в атмосфері подвоїться, що може привести до підвищення середньорічної температури ще на кілька градусів, таненню полярних шапок і подальшому підвищенню рівня океану.

Ще гірше вивчена природа короткоперіодних коливань клімату. Можна вважати, що короткоперіодні потепління й похолодання пов'язані зі змінами сонячної активності. Випромінювання Сонця, що визначає тепловий режим атмосфери, впливає також і на глобальну зміну тиску й вологості, а отже, і на зміну клімату. З'ясовано, що в періоди зниження сонячної активності



(спокійного Сонця) циркуляція в атмосфері має в основному широтний характер. У періоди активізації сонячної діяльності, навпаки, на перше місце висувається меридіональна циркуляція повітря, що викликає перерозподіл тепла між різними кліматичними зонами, бурхливе перемішування холодних і теплих мас повітря. Цей процес супроводжується бурами, зливами й іншими метеорологічними катастрофами.

### **Фізичне й хімічне руйнування гірських порід (гіпергенез)**

Під вивітрюванням треба розуміти процеси механічного руйнування й хімічного розкладання мінералів і гірських порід, викликаних дією коливань температури, води, кисню, вуглекислоти й організмів. Факторами цього процесу є:

- температура, тобто нагрівання й охолодження гірських порід;
- атмосферні опади – вода, водяні пари, кисень, вуглекислий газ;
- органічна речовина й живі організми.

*Фізичне руйнування* гірських порід пов'язане з коливаннями температури. Прикладом цього процесу може служити руйнування порід у результаті їхнього нерівномірного нагрівання й охолодження при добових коливаннях температури. Періодичне розширення й стиск порід приводить до утворення тріщин, паралельних нагріву поверхні, а згодом до відділення верхнього шару. Цей процес температурного руйнування порід називається лущенням або *десквамацією*.

Температурне руйнування може проявлятися й у результаті інтенсивного нагрівання сонячними променями (*інсоляції*) породи, що складається з різнозбарвлених мінералів. При цьому мінерали темних кольорів нагріваються сильніше за світлозбарвлених, а розходження коефіцієнтів їхнього об'ємного розширення приводить до появи тріщин і поступовому руйнуванню породи. Уламки порід, у свою чергу, піддаються подальшому здрібнюванню й дробленню.

Інтенсивність температурного руйнування тісно пов'язана з діапазоном добових і сезонних коливань температур, характером рослинного покриву (послаблючим інсоляцію), атмосферними опадами (що приводять до охолодження порід) і т.д.

Фізичне руйнування гірських порід також може відбуватися під дією замерзаючої води, що проникає в пори й тріщини. Аналогічне руйнування порід відбувається при кристалізації солей, принесених водою в капілярних тріщинах. Механічне руйнування порід здійснюють коріння рослин.

Загальною особливістю всіх видів фізичного руйнування є відносно невелика глибина його прояву.

*Хімічне руйнування* звичайно має більш глибоку проникаючу здатність і часто приводить до корінних перетворень породи. Хімічне руйнування породи здійснюється під дією атмосферних факторів. До числа таких факторів варто віднести вплив кисню, вуглекислого газу й води, що міститься в атмосфері, а також активних органічних речовин, (продукти життєдіяльності рослинних і тваринних організмів).

Головними хімічними реакціями, що обумовлюють руйнування, є окислювання, гідратація, розчинення й гідроліз.

*Окислюванню* піддаються багато мінералів. Особливо швидко протікає цей процес у сульфідів, деяких слюд й ін. Наприклад, у результаті окислювання піриту утвориться лімоніт. Окислювання халькопірита приводить до утворення малахіту й сульфідів заліза.

*Гідратація* – утворення нових мінералів, що містять гідратну або кристалізаційну воду. Приєднання води приводить до зміни мінерального складу порід, наприклад, якщо ангідрит приєднує воду утворюється гіпс. Перетворення ангідриту в гіпс завжди супроводжується збільшенням загального обсягу породи, що приводить до механічного руйнування всієї гіпс-ангідритуватої товщі. Таким чином, у таких випадках має місце сполучення хімічного й механічного руйнування гірських порід.

Іншим прикладом гідратації може служити перетворення гематиту в більш стійкий лімоніт.

*Розчинення* відбувається з різною швидкістю для різних порід. Найбільшу розчинність мають хлориди – галіт  $NaCl$ , сильвін  $KCl$  й ін. Менш розчинні сульфати й карбонати. Однак спільна дія вуглекислоти, яка розчинена у воді, і органічних кислот приводить до вилуження порід й утворення специфічних форм прояву карстових процесів.

*Гідроліз* являє собою процес розкладання мінералів і винос розчинених продуктів і гідратації. Найбільш характерний приклад гідролізу польових шпатів, які перетворюються в каолініт.

Необхідно відзначити, що розглянуті види руйнування й розкладання, як правило, проявляються спільно. Фізичне руйнування супроводжується хімічним розкладанням.

Продукти руйнування й розкладання корінних порід діляться на залишкові – руйнування, що залишилися на місці і переміщені – віднесені з місць руйнування в результаті дії сили ваги й атмосферних опадів.

Під *елювієм* розуміють гірську породу, що зазнала в тому або іншому ступені руйнування й змінила первісне залягання, або залишилася на місці. По властивостям і зовнішньому вигляду елювій різко відрізняється від “материнської” породи з якої він утворився. Це, насамперед, сипкі сучасні утворення, які простежуються на глибину від декількох міліметрів до десятків метрів. Потужність елювію обумовлена низкою факторів, головними з яких є міцність порід, що зазнали руйнування, і інтенсивність процесів.

В подальшому окремі уламки гірських порід, що складають елювій, можуть скачуватися по схилах до їхньої основи. Частина їх затримується на схилах. Переміщення продуктів геологічної діяльності атмосфери відбувається під дією сили ваги, дощових потоків, поталих вод.

Уламковий матеріал, знесений з вододілів на схили під дією сили ваги, називається *колювієм*. Колювій звичайно утворюється у підніжжя вододілів осипу, обвали й т.п. Це слабо зцементована й погано відсортована порода, що добре усмоктує воду.

Якщо переміщення уламків відбувається в результаті змиву їхніми

атмосферними опадами, то такий матеріал називається *делювієм*. Для нього характерне сортування уламків по розміру. Залежно від складу корінних порід, униз у напрямку схилу звичайно відбувається зміна делювія щебенистого, супіщаного лісоподібними суглинками й глинами. Делювій, як правило, залягає у вигляді шлейфу, клином нагору по схилу; у його товщі спостерігається шаруватість, паралельна схилу.

Сукупність продуктів руйнування, як залишкових, так і переміщених (елювій, колювій і делювій) називають продуктами геологічної діяльності атмосфери. Вони мають наступні ознаки:

- елювій - несортвані уламки гірських порід гострокутної форми, що перебувають на вершинах височин;
- колювій - слабо сортвані й слабо окатані уламки, що перебувають у підніжжя піднесених ділянок земної кори;
- делювій - сортвані, слабо окатані уламки гірських порід, що утворюють конуси на схилах гір.

### *Тестові завдання*

1. Що таке літосферні плити? Назвіть найбільші.
2. Як проявляється сходження літосферних плит на континентах?
3. Дайте характеристику поняттям «флексура», «синекліза», «антекліза». Назвіть приклади.
4. Наведіть класифікацію складок.
5. Які магми відносяться до основних, до кислих?
6. Роговики – магматична, чи осадова порода?
7. Що таке інтрузивний магматизм? Назвіть приклади.
8. Наведіть приклади гірських порід, утворених з морських опадів.
9. Дайте характеристику геологічної діяльності озер.
10. Наведіть гіпотези, що пояснюють причини заледеніння.
11. Що таке осадові породи? З чого вони складаються?
12. Як відбувається фізичне (хімічне) руйнування гірських порід?

## **2. ГЕОЛОГІЧНА ІСТОРІЯ КРИМУ**

### **2.1. Географічні особливості.**

Крим займає площу 25 900 км<sup>2</sup> і простягається із заходу на схід на 320 км, а з півночі на південь – на 200 км.

Кримський півострів з усіх боків обмивається водами Чорного і Азовського морів і озера Сиваш, і лише на півночі з'єднується з материком вузьким перешийком.

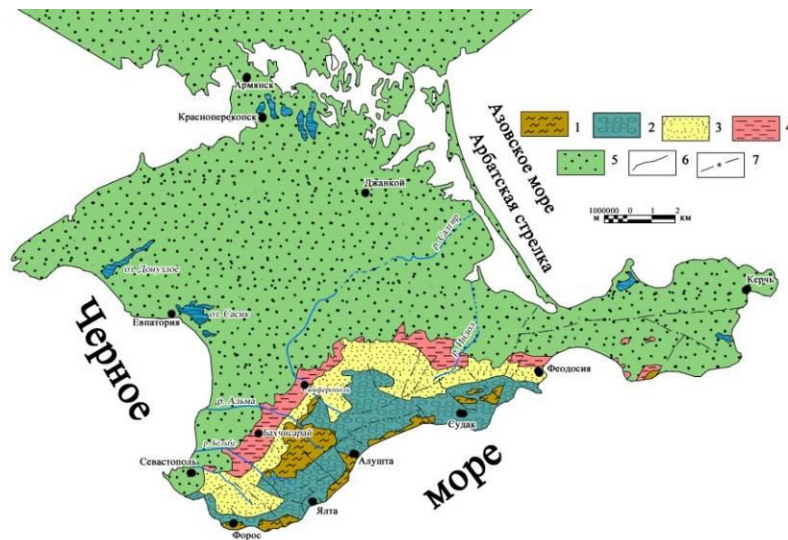


Рис.2.1. Схематична геологічна карта Криму

1-таврійська серія (тріас-нижня юра); 2-відкладення середньої і верхньої юри; 3-відкладення мілового періоду; 4-відкладення палеогену; 5-відкладення неогену; 6-границі вікових комплексів порід; 7-розлами.

За характером рельєфу Крим розділяється на степову і гірську частини. Степова частина півострова рівнинна, що повільно знижується від передгір'їв у бік півночі. На заході знаходиться Тарханкутський і на сході Керченський півострови.

Гірський Крим займає південну частину півострова.



Рис. 2.2. Рельєф гірського Криму (вид з космосу): - Головна гряда (яйли), - Друга гряда (куести), - Третя гряда.

Гори простягаються від околиць Севастополя до Феодосії у вигляді пологої дуги близько 150 км довжиною і 50 км шириною. Гірський Крим розділяється на три паралельні гряди між якими розмістилися долини. Перша гряда називається Головною, або Південною, потім – Друга і Третя гряди. Головна гряда складається з ланцюга хвилястих плато, які йменуються яйлами

(гори із плоскими вершинами – від тюркського джейляу – пасовище): Ай-Петринська з горою Ай-Петрі (1233 м), Ялтинська, Нікитська і Бабуган-яйла з найвищою вершиною Криму – горою Роман-Кош (1545 м). Біля Алушти гори відсуваються на північ майже на 12 км, де гордо піднімається Чатир-Даг (1525 м), а далі до сходу йдуть Демерджи-яйла, Довгоруковська яйла, Караби-яйла та ін. Між крутими стрімчастими південними схилами Головної гряди і морем простяглася прибережна смуга шириною в 1 – 4 км – Південний берег Криму.



*Рис. 2.3. Гора Чатирдаг (з боку м. Сімферополя) має трапецієподібну форму у вигляді намету (звідси й відбулася назва – гора намет). Розмір масиву в меридіональному напрямку 10 км і широтному – 5 км.*

З півночі Головна гряда відокремлюється від Другої або Середньої гряди широкою поздовжньою горбкуватою смугою яка знижується. Смуга порізана ріками і ярами.

Друга гряда являє собою ряд куест – вапнякових гороутворень, у яких південні схили стрімчасті, а північні – пологі. Висота гряди досягає 600 – 700 м над рівнем моря. Від Третьої або Північної гряди вона відділена асиметричною долиною, по якій на ділянці між Сімферополем і р. Бельбек проходить шосе і залізниця до Севастополя.



*Рис. 2.4. Куеста Чуфут-Кале переводиться як єврейська гора.*



Третя гряда яка є передгірною досягає висоти 250 м. Її гірські породи, мають невеликий схил до півночі і поступово зливаються з рівнинною степовою частиною Криму.

Ріки Криму невеликі, вони беруть початок на Головній гряді. У південно-західній частині течуть Бельбек, Кача, Чорна, Альма і Західний Булганак, які впадають у Чорне море. Середню частину Криму перетинає р. Салгир (232 км) із притоками (Малий Салгир, Зуя, Бурульча, Велика Карасівка і Мала Карасівка), що впадають у Сиваш. В Сиваш несуть свої води і Східний Булганак та Індол, що протікають по Східному Криму.

На Південному березі Криму слід зазначити ріки Учан-Су, Швидка (Дерейкока), Авунда, Улу-Узень, Демерджи, Кучук-Узень, Східна Улу-Узень, Шелен, Ворон, Отузка. Деякі з них починаються водоспадами.

Всі ріки Криму маловодні, тільки після злив у горах або танення снігів вони перетворюються в бурхливі потоки.

## 2.2. Геологічна історія Криму

У геологічній будові регіону приймають участь гірські породи різних віків. Найбільш древні породи Криму формувалися в проміжок часу від 350 до 285 млн. років (палеозой-геохронологічна таблиця Криму). Породи палеозою виявлені глибоким буравленням тільки в рівнинному Криму і представлені метаморфічними сланцями, кварцитами і вулканічними породами.

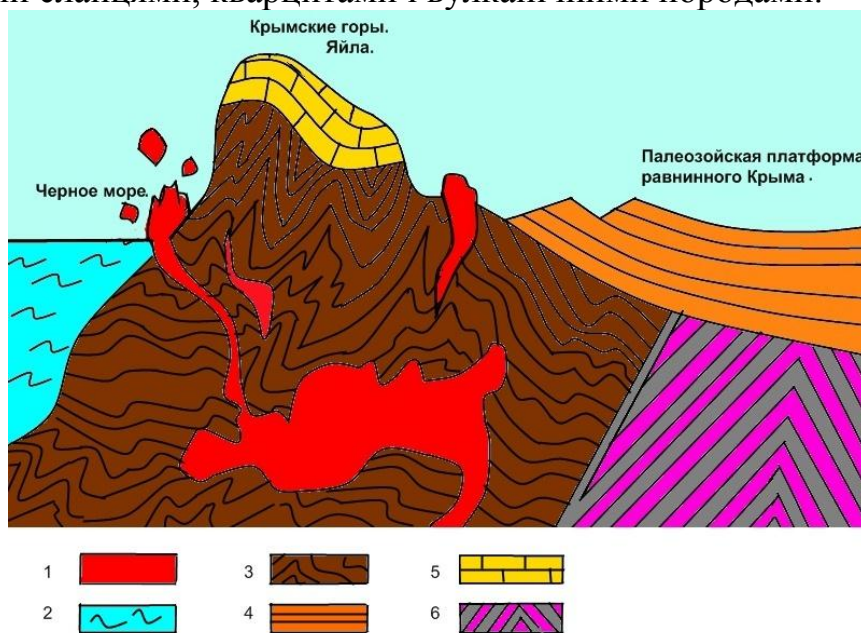


Рис. 2.5. Схематичний розріз Криму: 1-вулканіти періода середньої юри, 2-чорне море, 3-породи таврійської серії, 4-відкладення неогена (вапняки, глини), 5-мармуризовані вапняки періоду верхньої юри, 6-фундамент періоду палеозою.

На поверхні сучасного Криму гірські породи палеозою (пермського віку) зустрічаються тільки в Кримському передгір'ї у вигляді окремих великих брил з вапняку, включених у відкладення більш молодих гірських порід. Одна з

таких брил знаходиться біля східного берега Сімферопольського водоймища і складена вапняками пермського віку (285–230 млн. років тому).



*Рис. 2.6. Острівець розміром (140x70 м) на Сімферопольському водоймищі представлений сірими вапняками пермського періоду.*

Наявні відомості про породи палеозоя не дозволяють відтворити історичні події того часу. Можна затверджувати тільки те, що до кінця ери палеозою на місці рівнинного Криму виникла Скіфська платформа.

Геологічна історія Криму визначається вірогідно починаючи з кінця тріасового періоду, тому що гірські породи із цього часу можна спостерігати по всьому південному узбережжю.

Відомо, що в тріасовий період на планеті Земля існував єдиний суперматерик Пангея, і в той час він почав розпадатися і розходитися на окремі самостійні блоки Пра-Африки й Пра-Америци. Вся Південна Європа, Кавказ і Крим, Іран, Гімалаї й Північна Африка були залиті водами океану Тетис.

На території (тоді ще не існуючого) Криму берегова лінія доходила до палеозойської плити, тобто по встановленим геофізичним даним границя її проходить по Індоло-Кубанському прогину (північна частина м. Сімферополя). Тоді це була зона субдукції, де океанічна кора, як більш важка, піднирювала під континентальну і опускалася в мантію. У результаті океанічна кора затягувала континентальну на більшу глибину, що приводило до утворення океанічної западини (на зразок сучасних Маріанської, Яванської). Остання швидко заповнювалася теригенним матеріалом морського і континентального походження, тобто утворювався фліш. При цьому континентальна кора перетерплювала колосальні тиски, що привело до зминання і складкоутворенню фліша. Крім того, у зонах високих терть сформувалися магматичні розплави, які еволюціонували нагору до денної поверхні.

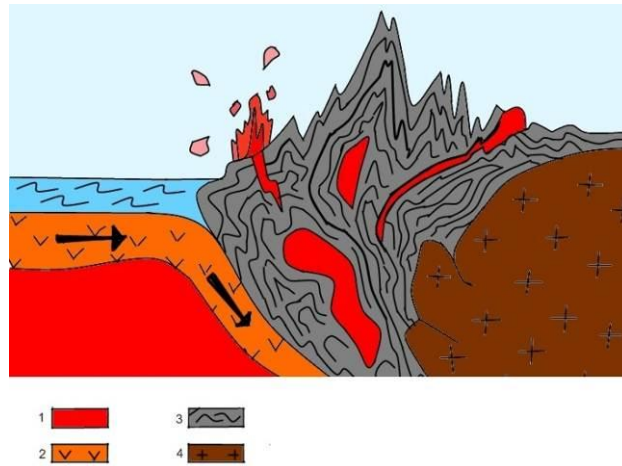


Рис. 2.7. Схема формування фліша і магматичних розплавів у зоні субдукції.

У наш час породи фліша складають підвалини Кримських гір. Вони представлені складками величезних розмірів і занурені на значну глибину. Свідчення цьому – свердловина, пробурена в районі м. Ялти на глибину 2250 м, що так і не досягла фундаменту таврійської серії.



Рис. 2.8. Велика (близько 30 м) лежача складка порід (фліша) таврійської серії в яру с. Привітне

Активний вулканізм, викликаний рухом літосферних плит у Криму, відбувався у середині юрського періоду. Він був наземним, підводним і інтрузивним.

Продукти вулканічної діяльності простежуються по всьому південному узбережжю Криму від Карадага до мису Фіолент.

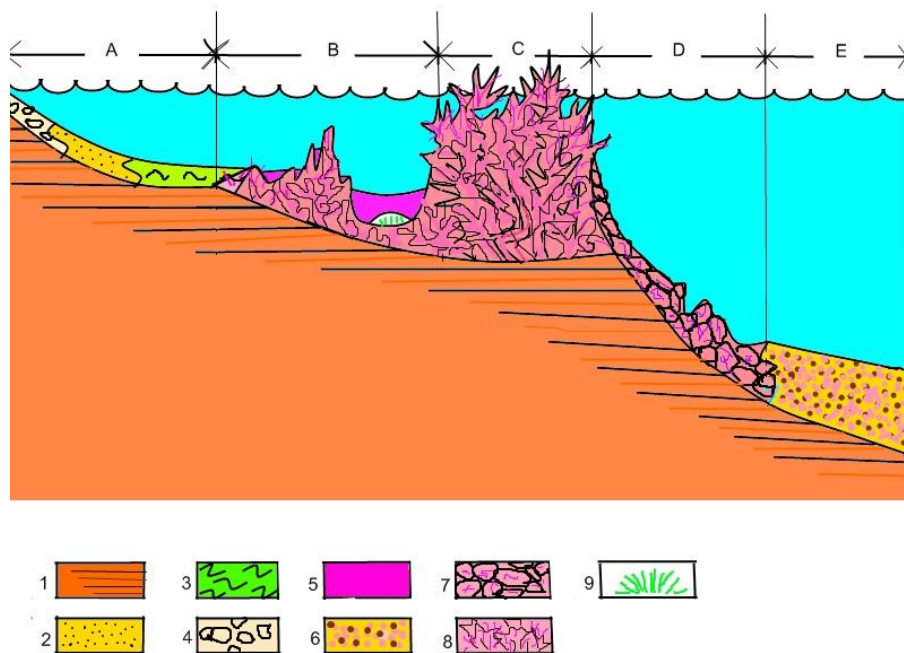
Після періоду активного вулканізму відбулося просідання всієї вулканічної споруди на велику глибину. На цьому місці сформувалося Чорне море. Тому продукти основного вулканічного спорудження перебувають на дні моря. Тепер ми спостерігаємо тільки фрагменти вулканічної діяльності. На користь цього свідчить вертикальне залягання вулканітів, а також сповзання магматичних порід у вигляді масивів убік моря. Наприклад, у районі мису Фіолент (Хрестовий Камінь), мису Кутиля-Бурун (біля сел. Рибальське), Карадага.



Наступним етапом у геологічній діяльності Криму стало формування бар'єрних рифів. Вони утворюються, як правило, у сприятливих для них умовах – визначеній температурі і глибині, що поступово збільшується. У конкретному випадку коралові рифи формувалися у висячому блоці уздовж розламів, що служили джерелами мантийного тепла.

Рифи були розповсюджені по всьому південному узбережжю. З часом вони руйнувалися, цементувалися і перетворювалися в рифові вапняки Головної гряди.

У рифових зонах часто утворюються лагуни, в яких бурхливо розвивається фауна. Тому з початком крейдового періоду і до неогену формувалися такі породи як вапняк-черепашник, глини, доломіти, мергелі.



*Рис. 2.9. Схематичний розподіл головних фаціальних різновидів коралових рифів у межах рифових споруд.*

Головні етапи формування гірських порід, рельєфу і усього Кримського півострова зводяться до наступного:

1. Формування Скіфської плити, що складається з фундаменту палеозою та неоген палеогенового чохла.

2. Формування флиша (порід таврійської серії) в океанічних западинах.

3. Прояву наземного, підводного й інтрузивного магматизма.

4. Формування бар'єрних рифових будівель, руйнування, цементация мармуризованих вапняків.

5. Формування відкладень у рифовій зоні лагун: глин, мергелів, вапняка-черепашника, болотних залізних руд.

## Стратиграфічна колонка Криму

| група     | система           | Розділ                | Індекс<br>гужність<br>м | Літологі<br>колонка | Порода  | Комплекс   |  |  |  |
|-----------|-------------------|-----------------------|-------------------------|---------------------|---|--|--|--|--|
| кайнозой  | Антропоген<br>(2) | Сучасний              | Q IV                    |                     | Брекчії<br>конгломерати<br>брили<br>галечніки<br>піски<br>глини | Сьомий<br>комплекс,<br>убоуламочні<br>континентал<br>відкладення |  |  |  |
|           |                   | Верхній               | Q III                   |                     |   |  |  |  |  |
|           | Неоген (25)       | Середній              | Q II                    | 1,8                 |   |  |  |  |  |
|           |                   | Нижній                | Q I                     |                     |   |  |  |  |  |
|           |                   | Верхній<br>(пліоцен)  | N <sub>2</sub>          |                     |   |  |  |  |  |
|           | Палеоген (67)     | Нижній<br>(міоцен)    | N <sub>1</sub>          | 23,8                |   | Глини  | Шостий<br>комплекс<br>глинисті<br>породи |  |  |
|           |                   | Верхній<br>(олігоцен) | P <sub>3</sub>          |                     |   |  |  |  |  |
|           |                   | Середній<br>(еоцен)   | P <sub>2</sub>          |                     |   |  |  |  |  |
|           |                   | Нижній<br>(палеоцен)  | P <sub>1</sub>          |                     |   |  |  |  |  |
| мезозой   | Крейда (137)      | Верхній               | K <sub>2</sub>          |                     | Мергелі,<br>вапняки   | П'ятий<br>комплекс,<br>карбонатні<br>породи                      |  |  |  |
|           |                   | Нижній                | K <sub>1</sub>          |                     |   |  |  |  |  |
|           | Юра (195)         | Верхній<br>(мальм)    | J <sub>3</sub>          | 142                 |   | Мергелі<br>вапняки, мергелі,<br>конгломерати                     | Третій<br>комплекс,<br>онатні породи     |  |  |
|           |                   | Середній<br>(догнер)  | J <sub>2</sub>          |                     |   |  |  |  |  |
|           |                   | Верхній               | J <sub>1</sub>          |                     |   |  |  | Аргіліти,<br>піщаники,<br>конгломерати,<br>мергелі | Четвертий<br>комплекс,<br>уламочні<br>породи |
|           |                   | Нижній                | J <sub>0</sub>          |                     |   |  |  |  |  |
| Юра (195) | Верхній           | J <sub>3</sub>        | 142                     |                     | Мергелі,<br>вапняки, мергелі,<br>конгломерати                   | Третій<br>комплекс,<br>онатні породи                             |  |  |  |
|           | Середній          | J <sub>2</sub>        |                         |                     |   |  |  |  |  |
| Юра (195) | Верхній           | J <sub>3</sub>        | 142                     |                     | Мергелі,<br>вапняки, мергелі,<br>конгломерати                   | Третій<br>комплекс,<br>онатні породи                             |  |  |  |
|           | Середній          | J <sub>2</sub>        |                         |                     |   |  |  |  |  |

|             |  |                   |                                |  |   |  |
|-------------|--|-------------------|--------------------------------|--|---|--|
|             |  |                   |                                |  | ри, ліпаритові<br>фи, габроїди,<br>гранітоїди | улканогено-<br>теригенні<br>породи                           |
|             |  | Нижній<br>(лейас) | J <sub>1</sub><br><b>205,3</b> |  | Флиш,<br>вапняки                              | Перший<br>плекс, піщано-<br>лінійні породи<br>(Юрська серія) |
| Триас (230) |  | Верхній           | T <sub>3</sub>                 |  | Аргіліти,<br>флиш                             |  |
|             |  | Середній          | T <sub>2</sub>                 |  | флишоїдні<br>породи                           |  |
|             |  | Нижній            | T <sub>1</sub>                 |  |   |  |

### Тестові завдання

1. Дайте характеристику рельєфа Кримського півострова.
2. Які річки беруть початок з головної гряди Кримських гір?
3. Породами якого віку складений Кримський півострів?
4. Які вулканічні прояви були в Криму в Юрський період?

### 3. МЕТОДИКА І ПРИЙОМИ ЗБОРУ ІНФОРМАЦІЇ НА ГЕОЛОГІЧНИХ ОБ'ЄКТАХ

Збір інформації на геологічних об'єктах – важливе й відповідальне завдання, тому що від цього залежить об'єктивність оцінки геологічних споруд. Важливо розуміти, що успішне проведення польових робіт залежить від теоретичних знань. Тому методика вивчення геологічних об'єктів підрозділяється на три етапи:

**Підготовчий період** здійснюється в університеті і включає:

1. Вивчення науково-популярної і спеціальної геологічної літератури. Доступна література є в бібліотеці НГУ по Криму і у мережі Інтернет:

Лебединский В.И. С геологическим молотком по Крыму. - М. :Недра. 1982г. 159 с.

Славин В.И. Современные геологические процессы в Крыму (учебное пособие). - М. Из-во МГУ. 1985. 200 с.

Турский А.А. Учебная геологическая практика в Крыму. Методическое руководство. - Л.,1975. 108 с.

Геология СССР. Гл. ред. Сидоренко М. Надра. 1969. Т.8. Крым. Геологические описания. Отв. Ред. М.В. Муратов. 1969. 575 с.

2. Збір інформації про геологічний об'єкт у мережі Інтернет. Це дозволить здійснити прив'язку об'єкта, тобто визначити географічні координати, абсолютну оцінку (Google Планета), також одержати якісні знімки із супутника на якому видні геоморфологія району й навіть об'єкта.

3. Підготовку необхідного інструментарію:

- польовий щоденник, олівець, лінійка, ластик;
- геологічний молоток;
- гірський компас;
- фотоапарат ;

- навігатор;
- 10-тикратна лупа (збільшуюче скло);
- скло, 10% розчин соляної кислоти, порцеляновий черепок, ніж, магніт.

**Польовий період** проводиться під керівництвом професора, викладача з дотриманням техніки безпеки.

1. Для того щоб бачити всю місцевість повністю огляд геологічного об'єкта здійснюється зі зручного місця. Бажано зробити кілька оглядових фотографій усього об'єкта. На зор визначаються небезпечні ділянки (камені що стоять сторчма в стінках оголень, вертикальні стінки і т.д.). Потім можна намітити маршрут, щоб максимально повно оглянути об'єкт, виділяючи при цьому цікаві (інформативні) місця.

2. Опис гірських порід й об'єкта в цілому.

Гірські породи Криму підрозділяються на магматичні й осадові.

Магматичні породи найбільш складні у визначенні, особливо в польових умовах. Достовірне визначення можна одержати після виготовлення й опису мінерало-петрографічних шліфів.

Нижче в таблицях наведені критерії розпізнання геологічних процесів по магматичних гірських породах у польових умовах.

Якісне визначення порід по кількості  $Si_2$ .

| Колір породи | Загальна назва породи             | Породи ефузивні    | Породи інтрузивні   |
|--------------|-----------------------------------|--------------------|---------------------|
| Чорний       | Ультраосновні (менш 45% $SiO_2$ ) | -                  | Піроксеніти, Дуніти |
| Темно-сірий  | Основні (45-52% $SiO_2$ )         | Базальти           | Габро               |
| Сірі         | Середні (65-52% $SiO_2$ )         | Андезити           | Діорити             |
| Світло-сірі  | Кислі, (понад 65% $SiO_2$ )       | Ліпарити (Ріоліти) | Граніти, Пегматити  |

Критерії розпізнання магматичних процесів по характеристиках гірських порід в польових умовах.

| Текстура                              | Структура                          | Процес                | Породи  |
|---------------------------------------|------------------------------------|-----------------------|---|
| Плямиста                              | Уламкова                           | Експлозивний          | Туфи  |
| Плямиста                              | Уламкова зі слідами плину (фьямме) | Експлозивно-ефузивний | Інгімбрити  |
| Однорідна, Флюїдальна, Мигдалекам'яна | Криптозерниста, склоподібна        | Ефузивний             | Базальти, андезити, ліпарити                      |
| Однорідна, плямиста                   | Крупно- і середньозерниста         | Інтрузивний           | Лабрадорити, діорити, граніти, пегматити, сіеніти |

Примітка: жирним шрифтом виділені визначальні (головні) ознаки.

Осадові породи підрозділяються на продукти морського походження й континентального.

Перші – карбонатні породи які утворюються в різних генетичних умовах. Залежно від складу виділяються наступні різновиди.

|         |  |                                      |
|---------|--|--------------------------------------|
| Породи  | Діагностичні властивості                               | Речовинний склад                     |
| Вапняк  | Скипає при застосуванні HCl-10%                        | Кальцит (CaCO <sub>3</sub> )         |
| Мергель | Скипає при застосуванні HCl-10% і залишає брудний слід | Кальцит (CaCO <sub>3</sub> ) + глина |
| Доломіт | Скипає при застосуванні HCl-10% терті                  | Доломіт (MgCaCO <sub>3</sub> )       |
| Сідерит | Жовто-коричневий, коричневий, червоно-коричневий колір | Сідерит (FeCaCO <sub>3</sub> )       |

#### Генетична класифікація вапняків.

|                             |   |
|-----------------------------|---|
| Генетичні різновиди         | Геологічний процес  |
| Зернисті                    | Формуються за рахунок осадження розчиненого у воді CaCO <sub>3</sub>                                  |
| Коралові                    | Формуються за рахунок руйнування коралових будівель із наступною цементациєю карбонатним цементом     |
| З водорості, строматолітові | Формуються за рахунок водоростей і строматолітів з наступною цементациєю карбонатним цементом         |
| Моховинкові                 | Формуються за рахунок будівель моховиння із наступною цементациєю карбонатним цементом                |
| Ракушняк                    | Формуються за рахунок скупчення біля берегів черепашок з наступною цементациєю карбонатним цементом   |
| Брекчія                     | Формуються в тріщинах відриву, карстових вирвах з наступною цементациєю глинясто-карбонатним цементом |
| Конгломерат                 | Формуються біля берегів з наступною цементациєю глинясто-карбонатним цементом                         |

Продукти континентального походження – уламкові породи, що складаються з уламків різних мінералів або гірських порід. Їхня загальна класифікація наведена в таблиці.

| Група порід   | Розмір, мм | Розсипчасті породи |            | Зцементовані породи   |                 |
|---------------|------------|--------------------|------------|-----------------------|-----------------|
|               |            | Обкатанні          | Необкатані | Обкатанні             | Необкатанні     |
| Грубоуламочні | Більш 200  | Валуни             | Брили      | Конгломерати валунні  | Брекчії брилові |
|               | 200-10     | Галька             | Щебені     | Конгломерати галькові | Брекчії щебневі |

|          |              |          |        |                          |                     |
|----------|--------------|----------|--------|--------------------------|---------------------|
|          | 10-2         | Гравій   | Дресва | Конгломерати<br>гравійні | Брекчії<br>дресвяні |
| Піщані   | 2-0,1        | Піски    |        | Піщаники                 |                     |
| Алеврити | 0,1-0,01     | Алеврити |        | Алевроліти               |                     |
| Пеліти   | Менш<br>0,01 | Глини    |        | Аргіліти                 |                     |

*Геологічні об'єкти (оголення, кар'єри), як правило, складені гірськими породами різного складу, а отже, і різного походження. У силу своїх відмітних властивостей геологічні комплекси несуть в собі більш масштабну інформацію. Геологічні комплекси мають форму, розмір і положення в просторі (елементи залягання). Їх вивчення дозволяє визначити еволюцію того або іншого процесу, інтенсивність і повторюваність.*

Геологічний процес має еволюційну спрямованість. Наприклад, магматичний процес приводить до утворення магматичних порід, які в міру остигання магматичного осередка породжують наступні процеси - постмагматичний, гідротермальний, автометасоматичний. При цьому дослідникам надається можливість визначити відносний або навіть абсолютний вік процесів.

Залягання пластів дозволяє зрозуміти історію геологічних подій після формування основного процесу. Наприклад, якщо осадові комплекси залягають горизонтально, то тектонічні обставини в регіоні були спокійними. Якщо пласти залягають не горизонтально, а під кутом, то в районі відбувалися тектонічні процеси, які й порушили їх первісний горизонтальний стан. Таку інформацію геологи одержують при вивченні оголень. Крим є багатим районом щодо цього, тому що породні комплекси тут добре оголені.

Геологічні комплекси у свою чергу складають геологічні структури. Так у Криму геологічні комплекси об'єднані віковими рамками й просторовими умовами формування, тобто своє формування вони почали в мезозої, формувалися в кайнозої і продовжують формуватися у наш час. За даними буровлення відомо, що Крим має фундамент палеозою. Таким чином, Крим у структурному відношенні – молода платформа, тому що має молодий чохол і відносно древній фундамент. Таку інформацію можна одержати при вивченні геологічних карт.

**Вивчення геологічних комплексів проводиться в наступній послідовності:**

Попередній огляд; замальовки; панорамні фотографії; виміри об'єкта – довжина, ширина, висота, форма; особливості розташування в просторі; виділення ділянок, що відображають дію геологічних процесів.

Детально оглянути геологічний об'єкт, зібрати фактичний матеріал для реконструкції загальної геологічної діяльності даного об'єкта (створення світоглядних уявлень про геологічні процеси), самостійно або за допомогою

викладача визначити гірські породи по  $\text{SiO}_2$  і за критеріями розпізнання. Крім того, виконати:

- загальні фотографії досліджуваного об'єкта з декількох ракурсів;
- фото деталей, що підтверджують позицію по геологічних процесах;
- геометричні розміри тіл, що становлять даний об'єкт;
- замальовки;
- відбір зразків мінералів і гірських порід.

#### ***Визначення відносного віку об'єкта***

На основі особистих спостережень (співвідношення між геологічними тілами, що становлять об'єкт) визначити послідовність формування геологічних процесів, тобто визначити відносний вік складових геологічних комплексів.

#### ***Пошук закономірностей у геологічній будові об'єкта***

Виявлення закономірностей – це одне з основних завдань у геології, тому що закономірності, по суті, є основними прикметами для пошуків корисних копалин.

#### ***Додаткові спостереження для уточнення висновків***

Фото з позиції осмислення геологічних процесів.

#### ***Камеральний період.***

Узагальнення отриманих результатів і побудова схеми про походження кожного різновиду породи й повністю геологічного об'єкта, району, регіона загалом.

Кожен виділений геологічний процес повинен супроводжуватися ілюстративними матеріалами, що залежать від масштабу прояву. Локальні геологічні процеси, як правило, супроводжуються фотографіями, районні й регіональні – замальовками, схемами і т.п.

Результатом повинна стати презентація, виконана в Microsoft Power Point.

#### *Тестові завдання*

1. Який інструментарій необхідний для збору інформації на геологічних об'єктах?
2. Які осадові породи зустрічаються в Криму?
3. Назвіть послідовність вивчення геологічних комплексів.

## **4. ГЕОЛОГІЧНІ ОБ'ЄКТИ**

### **4.1. Піщаники, алевроліти, аргіліти таврійської серії**

Таврійська серія повністю складена флішем, тобто це прибережні-морські відкладення, сформовані в зонах сходження океанічної кори з континентальною (зона субдукції). Фліш, як правило утворюється на ранніх стадіях горотворення.



*Рис. 4.1. Трикомпонентний фліш у районі пансіонату Канака:  
1-піщаник, 2-алевроліт, 3-аргіліт.*

Фліш – піщаники, алевроліти і аргіліти, ритмічно перешаровують один одного у закономірному порядку, тобто утворюють ритми. Кожен ритм фліша починається із шару піщанику, вище залягає шар алевроліту й закінчується ритм шаром аргіліта. Фліш може бути і двокомпонентним, тобто піщаник і алевроліт.

У підвалинні більшості ритмів на нижній поверхні шарів піщанику (або алевроліту, якщо він залягає в основі ритму) зустрічаються гієрогліфи – відбитки мікрорельєфу, що існував на поверхні аргілітового слою, що підстиляв ритм у період, що безпосередньо передував відкладенню піщанику. На аргілітах у силу їхньої слабкої міцності цей мікрорельєф звичайно не зберігається. Серед гієрогліфів можуть бути виділені: біогліфи – сліди життєдіяльності донних організмів, і механогліфи – мікрорельєф морського дна в результаті діяльності морських хвиль.



*Рис. 4.2. Механогліфи    Рис. 4.3. Біогліфи*

Потужність відкладень таврійської серії становить кілька тисяч метрів (за даними буровлення понад 3000 м). У ній виділяються нижня й верхня світи.

Нижня світа формувалася протягом раннього й середнього тріасу. Виходи цих порід добре спостерігаються на південному березі між селищами Рибальське й Привітне.

Для нижньотаврійської світи характерні кварцові жилки й конкреції залізистих карбонатів.



Гідротермальні жили генетично належать до піщанистих шарів і чітко визначають їхнє поширення. Серед порід середньої товщі таврійської серії можна виявити кварцові щітки з алмазним блиском – так називані «кримські діаманти».

Також зустрічаються жеоди, виконані дрібно- і великокристалічним кварцом, у яких можна спостерігати великі рідкі кристали.



*Рис. 4.4. Щітки і жеоди кварцу з порід таврійської серії. Пансіонат Канака.*



*Рис. 4.5. Незвичайний зросток кристалів кварцу  
Знахідка студента Прокопенко Артема, гр. ПІ-08-5, східний схил яру  
Кутиля-Дере біля сел. Привітне. Практика 2009 року.*



*Рис. 4.6. Жили кварцу суворо контролюються шарами піщаників*



*Рис. 4.7. Поверхні підшви й покрівлі утворюють мережу різновікових жил, тобто, представляється можливість визначити відносний вік жил*

В аргілітах часто зустрічаються буро-червоні конкреції сидеритів, а також лінзоподібні прошарки і конкреції вапняку, що містить в собі залізо.



*Рис. 4.8. Сидеритові стягнення в алевролітах таврійської серії.*

Крім того, у товщі порід таврійської серії зустрічаються і більш грубі кварцові піщаники із прошарками дрібногалечних конгломератів. Ці породи були виділені А.С. Моїсєєвим в 1929 р. як ескіординська світа. Вона складається з ясно-сірих кварцових піщаників, що чергуються із грубими,



грубозернистими піщаниками з прошарками конгломератів. Потужність ескіординської світи досягає 150 м. Конгломерат складається з гальок кварцу, аргіліта і інших порід.



*Рис. 4.9. Виходи ескіординської світи на мисі Кутиля-Бурун*

Найбільш екзотичний вихід ескіординської світи знаходиться в 20 км на схід від м. Алушта на західній окраїні с. Малореченське. У плані він виглядає як скелястий мис, що виступає в море. Він складений кварцитовиглядними піщаниками з прямовисним заляганням.

З боку моря піщаники утворюють прямовисний схил, у якому спостерігаються поглиблення у вигляді осередків. Розмір і форма осередків всіляка, що надає особливу екзотичність даному геологічному об'єкту.





*Рис. 4.10. Ніздрюваті піщаники с. Малореченського*

При більш детальному вивченні й розгляді об'єкта спостерігається наявність гідроокислів заліза – жовтих (іржавих) плям (на фото), які іноді утворюють так називані кільця Лизеганга.



*Рис. 4.11. Кільця Лизеганга в піщанику*





*Рис. 4.12. Малопотужні гідротермальні жили представлені карбонатом і кварцом. У сидеритових включеннях чітко виявлені жили, які виклинцюються й у піщаниках переходять у тріщини.*

У верхній частині ескіординських піщаників зустрічаються прошарки і лінзи органогенних вапняків. Вапняки червоні, рожеві або блакитнувато-сірі, дуже щільні, пронизані жилами кальциту, брекчеподібні.

Походження цих порід досить неясна. Різні дослідники пояснюють їхнє походження по-різному. Так, К. К. Фохт уважав їх ядрами антиклінальних підняттяв, інші відносили до ядер простромлювання. Пізніше деякі великі об'єкти розроблялися на щебені для доріг, що виявило їх брилове залягання. А. С. Моїсеєв уважав їх останцями шар'яжу або розмитими рифами. М. В. Муратовим висловлене припущення, що брили є масивами, що звалилися і потім зсунулися в тріасове море із сусідніх височин, що розташовувалися в південній частині сучасного степового Криму. Крім того, останнім часом рядом свердловин, пробурених недалеко від Сімферополя, Зуї, Новоселовки і Євпаторії, під товщею верхньюрських і крейдових порід платформеного типу розкриті сильно метаморфизовані, зібрані в складки талькові, хлоритові, серицитові та інші сланці, що були прорвані магматичними породами. Вони залягають на глибинах порядку 200 – 400 м у районі Зуї і 900 – 1600 м у районі Новоселовки. Подібні породи відомі також у гальках у товщі нижньокрейдових конгломератів району Білогорська й Старого Криму. Вік даних порід поки не встановлено. Імовірно, це утворення палеозойського, а, можливо, деякі з них і протерозойського часу.

У породах таврійської серії, як ніде в Криму, активно розвинені тектонічні процеси, які найбільш яскраво виявилися у вигляді складок, зон дроблення, мілонітизації з елементами будініровання, каналів для проходження ювенільних (артезіанських) вод.



*Рис. 4.13 Пряма складка, переходить із синкліналі.*



*Рис. 4.14. Лежача складка в що антикліналь.*



*Рис. 4.15. Зона дроблення з елементами будініровання*



*Рис. 4.16. Будіна алевролітового складу з жилою кальциту.*



*Рис. 4.17. Дві клиноподібні жили альпійського типу в будіні. Жила складається білим кварцом і чорним кальцитом*

У зонах дроблення, як правило, спостерігаються гідротермальні жили, орієнтовані по площинах ковзання. Формування жил відбувалося у два етапи. На першому етапі утворюється кварц, а потім кальцит. Молочно-білий колір кварцу утворюється за рахунок численних газо-рідинних включень, котрі формуються на другій стадії.



*Рис. 4.18. Гідротермальна жила, виконана молочно-білим кварцом і сіро-жовтим кальцитом*



У відкритих тріщинах утворюються щітки молочно-білого кольору з жовтуватим відтінком. Кристали кварцу й кальциту мають чітку форму.



*Рис. 4.19. Щітка кальциту (жовтуватий) із кварцом (молочно-білий)*

Прибережна зона від пансіонату Канака до п. Рибальського розбита на яри, у яких переважає донна ерозія й вона досягає нульової абсолютної позначки.



*Рис. 4.20. Ущелина, у якій біжить струмок із прісною водою*

У ярах можна спостерігати місця, де відбувається розмив глинистих або м'яких порід з утворенням екзотичних форм.



*Рис. 4.21. Текстури вилуження і руйнування в сидерит-кварцових жилах й аргілітах.*

Породи таврійської серії сприяють утворенню пляжів із плоскошліфованою галькою. Розмір і форма пляжу визначається монолітністю навколишніх порід. Так, якщо породи берега зазнавали тектонічне дроблення, то утвориться пляж до 30 м у ширину із трьома терасами. Висота терас не перевищує 0,5 м.



*Рис. 4.22. Пляж пансіонату Канака. Гальки на пляжі представлені кварцом, піщаником (глинисті породи як правило відсутні).*

Корінні виходи таврійської серії погано піддаються руйнуванню. Тому пляж у цих місцях практично відсутній.





*Рис. 4.23. Корінні виходи порід Таврійської серії різко виступають у море*

Із крутих схилів під дією гравітаційних сил дрібні уламки порід зсипаються по улоговинках і утворюють конуси виносу.



*Рис. 4.24. Конус виносу слабо сортованого матеріалу (піщаника, аргіліта, алевроліта, кварца) висотою до 1 м і шириною до 2, 5 м.*

У глибоких ярах накопичується багато сипких осадів упереміж з великими блоками піщаників. Слабко ущільнені осади вбирають воду у великій кількості й у такий спосіб стають рухливими. Сповзаючи до берега, такі опади швидко розмиваються й зносяться в море, а більші брили залишаються на березі.



*Рис. 4.25. Зсуви уздовж берегової лінії по маршруті п. Канака - п. Рибальське*



*Рис. 4.26. Тимчасові потоки роблять глибокі борозни, які сприяють руйнуванню берегової лінії.*

#### ЗАВДАННЯ ПО ВИВЧЕННЮ ГЕОЛОГІЧНОГО ОБ'ЄКТА (ПОРІД ТАВРІЙСЬКОЇ СЕРІЇ)

##### **Польовий етап.**

1. Детально оглянути геологічний об'єкт, зібрати фактичний матеріал (фотографії, замальовки, зразки, геометричні розміри тіл) для реконструкції геологічних процесів на даному об'єкті.
2. На основі особистих спостережень визначити послідовність формування геологічних процесів, тобто визначити відносний вік.
3. Скласти фототеку гієрогліфів і описати їх.
4. Зібрати колекцію мінералів, гірських порід і класифікувати їх по походженню;
5. Скласти фототеку, де показати різноманітність складок, розривних порушень.
6. Скласти генетичну класифікацію жил (з урахуванням мінералогічного складу, супроводжуючих порід, орієнтування в просторі)
7. Визначити процеси планетарного масштабу, які сприяли формуванню фліша.

##### **Камеральний етап.**

Скласти презентацію по конкретному геологічному об'єкту в PowerPoint, де повинні бути вказані геологічні факти, що характеризують проходження певних процесів на досліджуваному об'єкті.

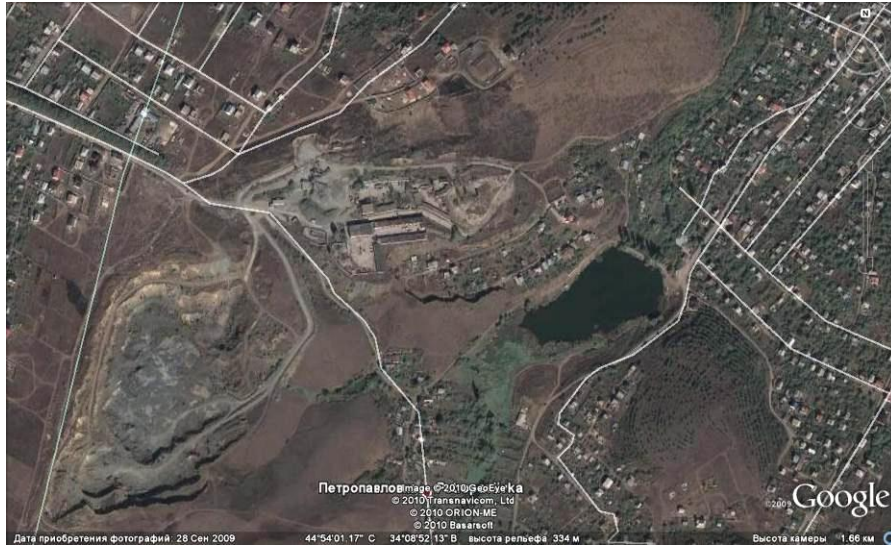
#### **4.2. Петропавлівський палеовулкан**

Петропавлівський палеовулкан знаходиться на окраїні с. Петропавловка біля м. Сімферополь. Виходи цієї вулканічної будови можна спостерігати в природному оголенні й у працюючому кар'єрі.



*Природне оголення* в літературі описано за назвою «Петропавлівський палеовулкан». Це екзотичний об'єкт з точки зору сприйняття й геології. Тому в 90-і роки кар'єр упорядкували для огляду учасниками XXVII Міжнародного геологічного конгресу.

По суті, це крайова з лавових потоків, які чітко виражені в рельєфі, тобто закінчуються вони різким обривом. На космічному знімку об'єкт представлений у вигляді ламаної лінії з простяганням із заходу на схід. Також на знімку можна простежити під'їзні колії до оголення, визначити географічні координати й абсолютну позначку.



*Рис. 4.27. Космічний знімок Петропавлівського кар'єру (1) і палеовулкана (2)*

По своїй будові й формі прояву вулканічний об'єкт підрозділяється на три фрагменти лавових потоків.



*Рис. 4.28. Фрагмент лавового потоку*

Перший фрагмент лавового потоку – східна частина оголення, представлена у вигляді стрімкої стіни з максимальною висотою 15 м. Вона чітко відрізняється від усього вулканічного спорудження формою й рельєфом поверхні. Це найбільш екзотична частина оголення, тому що на поверхні лавового потоку спостерігається вигадливий рельєфний малюнок у вигляді

відокремлювань, т.зв. "подушок". За словами В. І. Лебединського, вони нагадують форму і рельєф людського мозку.



*Рис. 4.29. Екзотична поверхня лавового потоку*

Кожна окремість (подушка) має свої обриси (самостійна), але в той ж час, якщо придивитися уважно, мають загальну спрямованість руху – униз (знімок ліворуч).

Лавовий потік має субгоризонтальне порушення, що ділить всю стінку на дві частини. Вона доповнюється (трасирується) вторинними процесами (дроблення, хлоритизація), які надають всьому об'єкту легкий зеленуватий відтінок. Нижня частина по розміру вулканічних відокремлень відрізняється від верхньої, насамперед, своїми розмірами.

Західна частина стіни відокремлена від наступного лавового потоку невеликою ущелиною.



*Рис. 4.30. Два лавових потоки, що розрізняються по внутрішній будові.*

Кожну подушку треба сприймати як самостійну порцію вулканічної лави. Механізм їхнього утворення представляється в такий спосіб. Лава стикається з холодною водою і миттєво застигає, покривається скловатою скоринкою, що розтріскується під тиском наступної порції лави. Як тільки з'являються тріщини, у них відразу спрямовується рідкий розплав. «Сповзаючи» по



прямовісній стіні, він застигає (цей ефект спостерігається на знімку). На неї накладається наступна порція розплаву, що видавлюється уже з іншої тріщини. Таким чином, лавовий потік перетворюється в суцільну грудку самостійних порцій розплаву.



*Рис. 4.31. Межа, що розділяє дві порції лавового потоку*

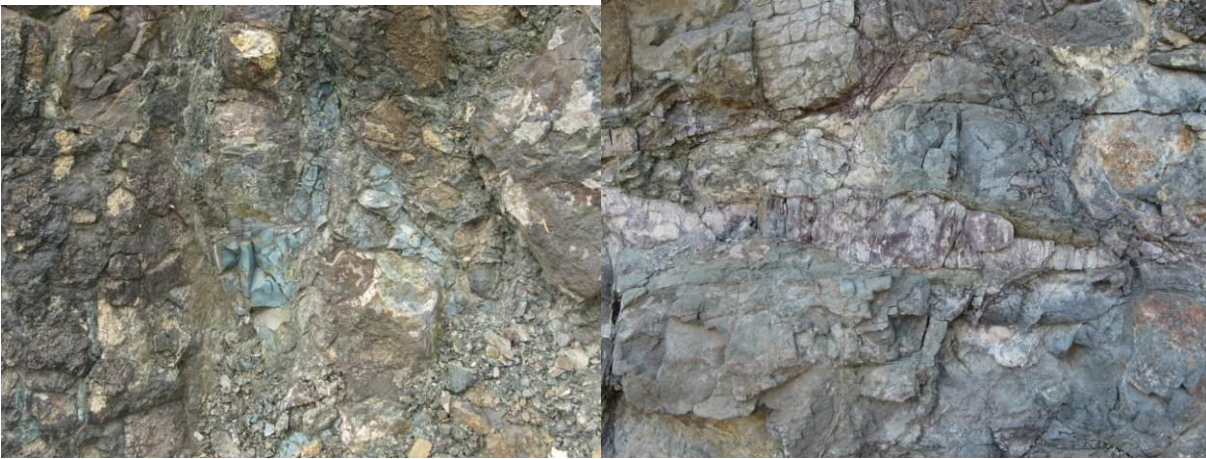
Породи представлені зміненими базальтами, які дослідники Криму називають «спилітами». Це темно-сірі, сірі утворення з білими включеннями у вигляді цяток, які представлені кальцитом, а округлі утворення у вигляді горошин – халцедоном.



*Рис. 4.32. Загальний вид зміненого базальту з порфіровими виділеннями халцедону (ясно-сірого кольору)*

Такі утворення формуються з газо-водних флюїдів, що виділяються у газові пори при остиганні магматичного розплаву.

Кременисті утворення спостерігаються в нижній частині оголення. Вони заповнюють міжподушечні простори, тріщини.



*Рис. 4.33. Два різновиди яшмоїдів: зелені утворення (лівий знімок), червонуваті з фіолетовим відтінком (правий знімок)*

Вулканічний попіл разом з водяною парою, насиченою кремнеземом, кальцитом, осаджувався на поверхню лавового потоку. Потім під дією руху водних потоків він сповзав у нижні ділянки лавових потоків (міжшарові простори, тріщини і т.д.). У результаті ущільнення й кристалізації речовини сформувалися кременисті утворення у вигляді яшмоїдів зеленого кольору (іноді вони бувають і червоними). Вони дуже декоративні по своєму забарвленню, але мають багато тріщин і місцями погано поліруються.



*Рис. 4.34. Полірований зразок яшмоїда*

Жили кальциту – невід’ємний елемент вулканічних утворень середнього складу (базальтів). Кальцит, як правило, молочно-білого кольору за рахунок численних газо-рідинних мікрровключень. Кристали кальциту мають властиву їм спайність у трьох напрямках й активно реагують із 10%-м розчином соляної кислоти.





*Рис. 4.35. Малопотужні жили кальциту, що пронизують вулканічну окремість*

Механізм формування жил кальциту представляється в такий спосіб. У міру остигання лавових потоків виділялися водяні розчини (гідротерми), що були насичені кальцитом, кремнієм, і локалізувалися в тріщинах, які січуть й яшмоїди, тобто хемогено-осадові утворення. Іноді гідротермальні жили спостерігаються в межах однієї вулканічної подушки, але не виходять за її межі. Це свідчить про те, що гідротермальні розчини виділилися за рахунок одного тіла.

Голкоподібний (сонячний) кальцит. Тріщини, по яких проходили газові еманції, сповнені голчастим кальцитом. Голкоподібна форма кристалів кальциту свідчить про кристалізацію мінералів у тісних умовах, тобто мінімальний розмір тріщин не дозволяв мінералу придбати властиву йому форму.



*Рис. 4.36. Сонячний кальцит на стінці тріщини*

Другий фрагмент лавового потоку характеризується накопиченням вулканічних окремістей у вигляді куль до 1,5 м, які, здається, тільки що сформовані бульдозером.



*Рис. 4.37. Накопичення вулканічних окремоостей*

Третій фрагмент лавового потоку. Далі на захід вулканічна споруда з різким виступом уперед міняється на вулканічні утворення у вигляді балонів, розташованих вертикально.



*Рис. 4.38. Лавовий потік сформований вулканічними окремостями у вигляді балонів*



*Рис. 4.39. Сплющена форма вулканічних окремоостей і слабковиявлена зональність*



Іноді вулканічні утворення відокремлені і спостерігається слабковиявлена зональність шароподібних утворень. Таке явище відбувається в результаті вибуху периферичної частини лавового потоку при зіткненні з водою.

Пристосування подушкоподібних тіл до контурів лежачих під ними підстиляючих утворень свідчить про те, що вони довгий час залишалися пластичними.



*Рис. 4.40. Крайова частина лавового потоку у вигляді накопичення вулканічних окремоностей*

Петропавлівський кар'єр знаходиться західніше першої ділянки. Він являє собою частину отвору вулкана. У геологічному розрізі представлений широкий спектр порід – мармуризовані вапняки, аргіліти, діорити, базальти у вигляді подушкоподібних лав, а також продукти постмагматичних і вторинних процесів.



*Рис. 4.41. Загальний вигляд Петропавлівського щебеневого кар'єру*



*Рис. 4.42. Мармуризований вапняк з фіолетовим відтінком, що порушується зонами вилуження навколо тріщин.*

У північній частині кар'єру спостерігаються виходи діоритів, які по своєму зовнішньому вигляду виділяються серед інших порід. Це породи темно-сірого кольору, щільні, при постукуванні по камені чутен характерний звук. Тому такі камені геологи називають «дзвінками». У діоритах спостерігаються кальцитові жили, потужність який в окремих місцях досягає 30 см, що можна спостерігати в нижній частині знімка.



*Рис. 4.43. Вихід діоритів. На знімку видний контакт із крихкими карбонатними породами ясно-жовтого кольору.*

У південній частині кар'єру спостерігаються виходи кульоподібних лав, подушки яких розкидані по всьому кар'єрі. На правому знімку показана одна з них, розміром до 1 м.





*Рис. 4.44. Фрагмент лавового потоку (ліворуч) і подушкоподібної окремоті (праворуч)*

Вся товща подушкоподібних лав пронизана жилами кальциту, навколо яких утворюються зони вилуження, тектонічні брекчії.



*Рис. 4.45. Тектоно-метасоматичні зони (ліворуч) і тектонічна брекчія (праворуч)*

У верхній частині розрізу, нижче товщі вапняків спостерігається коритоподібна структура, виконана продуктами лавового потоку. Вона чітко проглядається з борта кар'єру при вході. На контакті лавового потоку з аргілітами спостерігаються роговики від ясно-сірого до темно-сірого кольору. Насичення породи роговиками вниз по розрізі падає. Далі через 70 см роговики повністю зникають, порода поступово переходить в аргілітоподібну глину.



*Рис. 4.46. Контакт лавового потоку (ліворуч) і роговик (праворуч)*

Одним з екзотичних фактів можна вважати гідроокисли марганцю, що мають дендровидні форми кристалів. Вони утворюються між блоками, які розділені щільно прилягаючими площинами. Породами, що вміщують такі утворення, служать мармуризовані вапняки.



*Рис. 4.47. Дендріти марганця у тріщині*

Винекнення Петропавлівського вулкана, має за даними В. І. Лебединського, нижнеюрський час, тобто 180 млн. років, тому що вулканіти залягають на піщано-глинистих породах таврійської серії й перекриваються нижнеюрськими вапняками. Незважаючи на великий проміжок часу, вулканічні утворення добре збереглися й служать класичним об'єктом для вивчення вулканічних процесів. Аналізуючи вищенаведені геологічні факти, стає зрозуміло, що формування вулканітів відбувалося у водних умовах. Після активного вулканізму вулканічна будівля довгий час перебувала під водою, де сформувалися вапняки, які потім перетворилися в мрамур.



## ЗАВДАННЯ ПО ВИВЧЕННЮ ГЕОЛОГІЧНОГО ОБ'ЄКТА

### **Польовий етап.**

#### 1. Визначити:

- азимут простягання лобової частини потоку;
- абсолютну оцінку уступів кар'єру;

2. Детально оглянути геологічний об'єкт, зібрати фактичний матеріал (фотографії, замальовки, зразки, геометричні розміри тіл) для реконструкції геологічних процесів на даному об'єкті.

3. На основі особистих спостережень визначити послідовність формування геологічних процесів, тобто визначити відносний вік.

4. Скласти фототеку вулканічних виділень (подушок, балонів, куль) за формою.

7. Визначити процеси планетарного масштабу, які сприяли формуванню магматизма.

### **Камеральний етап.**

Скласти презентацію по конкретному геологічному об'єкту в PowerPoint, у якій повинні бути показані геологічні факти, що характеризують протікання певних процесів на об'єкті, що досліджувався.

### **4.3. Фрагмент виходів магматичних порід на мисі Кутиля-Бурун**

Мис Кутиля-Бурун розташований між селищами Рибальське й Малореченське. Морфологічно він дещо виступає в море. Географічні координати 44° 48' 50.81 П, 34° 35' 19.17 С.



*Рис. 4.48. Вид на Мис Кутиля-Бурун із супутника*

Узбережжя від села Рибальське до села Малоречеське складено породами таврійської серії, що представлено чергуванням аргілітів, алевролітів, піщаників і стягнень сидеритів.



*Рис. 4.49. Лінза піщанику в породах Таврійської серії.*



*Рис. 4.50 Сидерити в аргілітах*

Піщаники ясно-сірого кольору, щільні, з однорідними зернами, зустрічаються по всьому узбережжю. Вони утворюють невеликі масиви, розміри яких становлять десятки метрів.

Характерна особливість мису Кутиля-Бурун - виходи магматичних порід. Вони й сприяли формуванню миса.

Якщо дивитись на масив з боку моря, то мис якби виступає з порід таврійської серії. Рельєф місцевості визначався різним ступенем стійкості порід, тому що глянисто-піщані породи таврійської серії менш стійкі до руйнування на відміну від магматичних.



*Рис. 4.51. Вертикальна лавова брила серед порід Таврійської серії.*

Лавовий потік лежить на породах чорного кольору, що є незвичним для порід Таврійської серії. Звичайно вони сірі або ясно-сірі. Глиністі породи



розсланцьовані, а пісчаністі будініровані. Чорний колір порід свідчить про вплив високих температур. Розсланцьовування та будініровання є наслідком впливу маси магматичного масиву на породи, що знаходяться знизу.

Даний магматичний масив – це фрагмент лавового потоку, що вцілів після опущення головної вулканічної споруди, яка знаходиться на дні Чорного моря. У процесі опущення будівлі бортові породи сповзали вниз, і на березі моря залишився тільки фрагмент потоку лави, який був поставлений сторчма.



*Рис. 4.52. Контакт вулканічної покрівлі з перетертими породами Таврійської серії й будиною у яку включена кальцитова жеода.*

Кристалокластичні туфи (чорного кольору) і туфи з попелу (ясно-сірого кольору) мають листкову форму залягання, і це ще раз підтверджує версію про те, що продукти лавового потоку мали горизонтальне залягання, а потім у результаті осідання вулканічної будівлі були поставлені вертикально.



*Рис. 4.53. Шаруваті литокластичні туфи (чорні) туфи з попелу (ясно-сірі) субвертикального залягання субширотного простягання.*

В 2010 році на навчальній практиці зі студентами I курсу геологорозвідувального факультету НГУ в туфах був виявлений зліпок викопної черепашки. На фото показаний амоніт, що потрапив у туфи, а потім його обсяг був заповнений попеловим матеріалом.



*Рис. 4.54. Загальний вид амоніта в первісному заляганні (ліворуч) і препарованому стані.*

НАДРЯД NAUTILOIDA.

РЯД NAUTILIDA

ПІДРЯД AMMONITINA

РОДИНА: NEOCOMINIDAE SPATH, 1924

Рід: *Leopoldia Leopoldi* Orbigny. Готерив. Нижній крейдовий період.

Така знахідка дає можливість за допомогою тойчасної фауни охарактеризувати вулканічну товщу, що є важливою подією для геології регіону.

Туфовий матеріал можна спостерігати і у тріщинах, і в базальтових подушках, і в між кульових окремленнях.

На окремих зразках спостерігаються склоподібні ділянки з мінливістю - сліди оплавлення поверхні, які майже завжди утворюються в тріщинах, де циркулювали високотемпературні гази. Під мікроскопом такі ділянки мають скловату структуру.





*Рис. 4.55. Скловата скоринка на поверхні базальту.*

Жили кальциту присутні повсюдно й досягають значних розмірів – до 30 см у поперечнику. У середині кальцитових жил спостерігаються уламки базальтів (гідротермальна брекчія), що свідчить про високу концентрацію розчинів і велику швидкість протікання процесу. У нижній частині базальтового покриву спостерігаються численні жили кальциту, іноді рожевого кольору.



*Рис. 4.56. Жила кальциту в зміненому базальті.*

## ЗАВДАННЯ ПО ВИВЧЕННЮ ГЕОЛОГІЧНОГО ОБ'ЄКТА

### ***Польовий етап.***

1. Детально оглянути геологічний об'єкт, зібрати фактичний матеріал (фотографії, замальовки, зразки, геометричні розміри тіл) для реконструкції геологічних процесів на даному об'єкті.

2. На основі особистих спостережень визначити послідовність протікання геологічних процесів, тобто визначити відносний вік.

3. Скласти схему палеовулканологічної реконструкції.

### ***Камеральний етап.***

Скласти презентацію по конкретному геологічному об'єкту в PowerPoint, у якій слід показати геологічні факти, що характеризують протікання певних процесів на досліджуваному об'єкті.

#### 4.4. Карадаг

Карадаг розташований у східній частині Криму між Феодосією і Судаком, біля пнт. Коктебель. Географічні координати: 44° 55' 39.35 П; 35° 14' 45.81 С.

Карадаг (тюрк. – чорна гора) – вулканічне спорудження середньорського періоду. Точніше, це тільки фрагмент вулканічної будівлі, основна частина якої схована під водами Чорного моря. Це єдиний юрський вулкан на європейській території.

Карадаг відособлений від інших вулканічних районів Криму й займає невеликий виступ до моря. Його площа становить близько 20 км<sup>2</sup>. Хребти, що облямовують Карадаг, складені осадовими породами – вапняками, мергелями, глинистими сланцями, конгломератами юрського й крейдового віку.

У геоморфологічному відношенні Карадаг можна розділити на дві самостійні одиниці: гора Свята із двома самостійними вершинами й Береговий хребет із чотирма частинами: Кок-Кая, Магнітний хребет, Хоба-Тепе, Карагач.

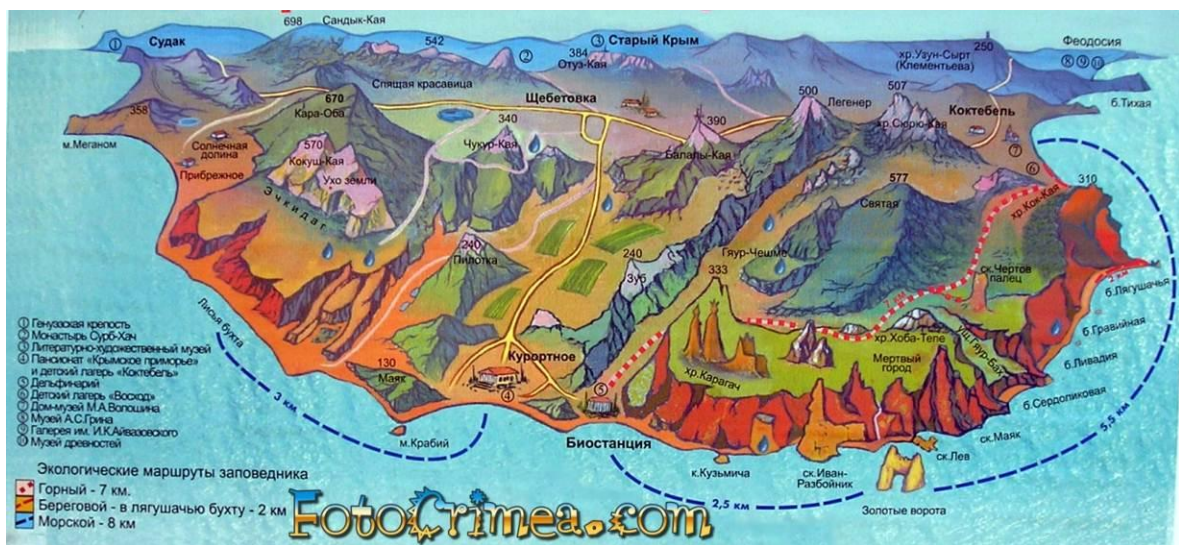


Рис. 4.57. Схематична карта Карадагу і його околиці

Вулканічний комплекс Карадага складається виверженими й інтрузивними породами. Вивержені породи:

1. Лавові потоки з подушкоподібними окремостями по складу відповідають базальтам. Між подушками часто спостерігаються утворення кременистого (халцедонового) складу зеленого кольору (яшмоїди). Ці факти свідчать про підводне походження цих базальтів.





*Рис. 4.58. Подушкоподібні лави Карадага*



*Рис. 4.59. Кременисті породи зеленого кольору між кульовими окремістями.*

Лавові потоки зі стовпчастою окремістю, як відомо, формуються перпендикулярно фронту остигання. У цей час вони мають субвертикальне залягання. Хоча споконвічно продукти лавових потоків мали горизонтальне положення, однак у результаті наступних тектонічних перетворень (обвалення вулканічної будівлі) вони придбали субвертикальний стан.



*Рис. 4.60. Скеля Вітрило (лавовий потік поставлений вертикально).*

До особливого типу лавових потоків можна віднести мигдаленасичені базальти. Кримські геологи називають їх спилітами. Мигдалини представлені агатами, сердоліком, халцедоном, цеолітами, кальцитом. Наявність мигдалини у базальтах свідчить про високі концентрації летючих компонентів у вихідних магматичних розплавах, насичених кремнеземом.



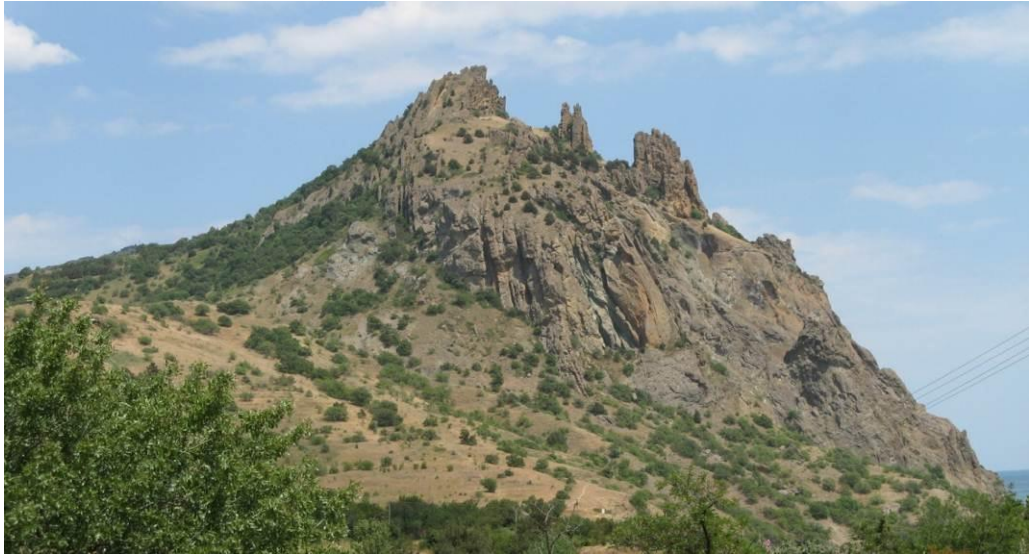
*Рис. 4.61. Мигдалини в базальті представлені халцедоном (ліворуч) і цеолітом (праворуч).*

2. Горизонти туфів і туфобрекчій широко розповсюджені в районах Карагача, Магнітного хребта, Кок-Кая й ін. Туфи попелястого вигляду, сірувато-зеленого кольору. Туфобрекчії складаються з великих уламків кератофірів, зцементованих сірувато-зеленою й сірувато-жовтою масою туфового матеріалу. Вулканічні брекчії являють собою кутасті уламки лави, зцементовані лавою. Утворюються вони в результаті розламування й наступною цементациєю рідкою лавою шарів уже застиглої лави.

Профіль гори Карагач зубчастий, найбільш високі скелі утворюють мальовничу групу, видну здалеку на тлі блакитного неба: Трон, Король,



Королева і Почет. Туфи мають субвертикальне залягання (споконвічно вони мали горизонтальне залягання)



*Рис. 4.62. Субвертикальне залягання туфів на Карагачі.*

3. Траси – різновид вулканічних туфів, сформованих у водному середовищі. У петрографічному відношенні вони являють собою яшмовидну породу зеленого кольору, що утворилася в результаті заміщення туфів халцедоном і цеолітом. Серед трасів зустрічаються такі, що мають однаковий тон блакитнувато-зеленого, яблучно-зеленого, коричневого, сірого і смарагдового кольору, а також смугасті, плямисті й пейзажні різновиди. Схил гори Святої складений виходами трасів, які залягають у вигляді потужних кульоподібних шарів.



*Рис. 4.63. Карадаг, найвища гора Свята.*



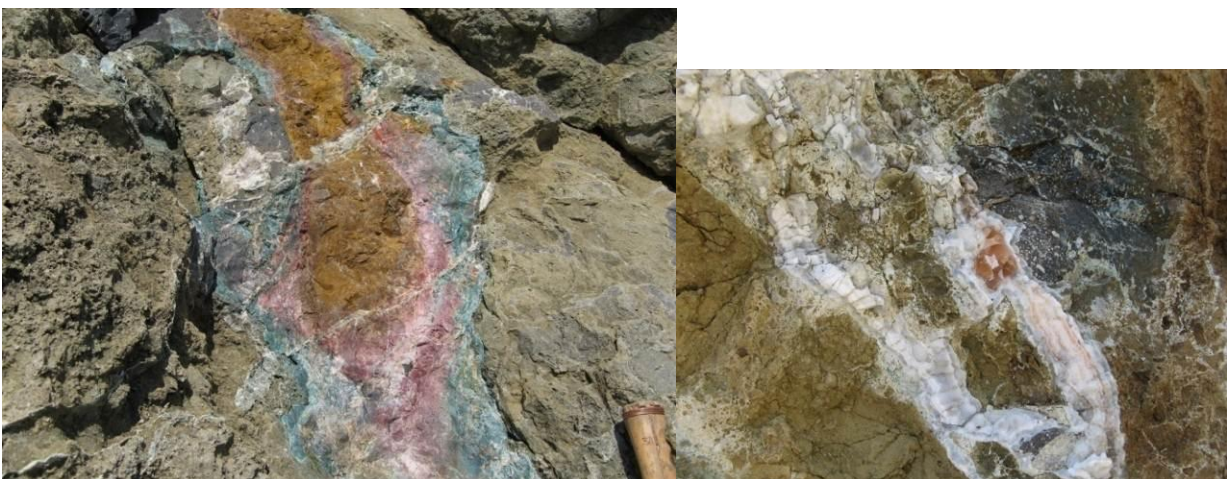
*Рис. 4.64. Різновиди трасів з гори Святої.*

Дайка – інтрузивне тіло із січними контактами, довжина якого в багато разів перевищує ширину, а площини контактів практично паралельні. По суті, дайка являє собою тріщину, що була заповнена магматичним розплавом. Дайки мають довжину від десятків метрів до сотень кілометрів і шириною від декількох сантиметрів до 5 – 10 км. Дайки на Карадазі широко поширені й представлені різноманітними по складу породами: андезітами, дацитами, липарито-дацитами й ін.



*Рис. 4.65. Дайка і гідротермальні жили які січуть лавові покривлі.*

Гідротермальні жили – малопотужні мінеральні тіла, що утворилися при осадженні мінералів з гарячих (термальних) розчинів. Розчини, у свою чергу, виділяються з магматичного осередка в період його остигання. У зв'язку з тим, що розчини дуже рухливі, вони заповнюють тріщини в материнських і інших породах, формуючи жили агатів, яшмоїдів. Гідротермальні жили агатів простежуються на великі відстані (500 і більше метрів).



*Рис. 4.66. Гідротермальні жили, виконані яшмо-агатами й агатами.*



Некк (англ. «песк» - горлечко, шия) – стовбувате тіло, що виробило жерло вулкана (лавопровідний канал) за допомоги вулканічних матеріалів – лави, пірокластолітів, туфолав, туфів, лавобрекчій, вулканічних брекчій та ін. У поперечному перерізі некки бувають округлими, овальними й неправильних обрисів розміром від декількох метрів до 1,5 км і більше. При руйнуванні крихкого вулканічного матеріалу некки, складені звичайно більш твердими породами, залишаються і створюють характерні стовпи. Некки на Карадазі мають вигляд гігантських стовпів, наприклад, Чортовий палець, Чортовий камін, Іван-Розбійник.



*Рис. 4.67. Некк і вулкан паразит за назвою Чортовий Камін.*

## ЗАВДАННЯ ПО ВИВЧЕННЮ ГЕОЛОГІЧНОГО ОБ'ЄКТА

*Карадаг з 1963 р. є природним заповідником, тому його відвідування можливо тільки в складі екскурсії по так називаній екологічній стежці. Вибір кам'яного матеріалу, комах, квітів й інших рослин на Карадазі категорично заборонений.*

### ***Польовий етап.***

*1. Під час екскурсії фіксувати геологічні об'єкти для реконструкції геологічних процесів.*

*2. На основі особистих спостережень визначити послідовність формування геологічних процесів, тобто визначити відносний вік.*

### ***Камеральний етап.***

*3. Скласти презентацію по конкретному геологічному об'єкту в PowerPoint, де показати геологічні факти, що характеризують протікання певних процесів.*

#### 4.5. Аюдаг

Ведмідь-гора або Аюдаг – гора на південному узбережжі Криму, розташована між містами Ялта й Алушта. Географічні координати: 44°33' 26.11 П, 34°20' 28.13 С. Висота Ведмідь-гори 577 м над рівнем моря, гірський масив лежить у північно-західному напрямку, має довжину 2,4 км, виступає в море на 2-2,5 км. Загальна площа - близько 4 км<sup>2</sup>. З 1947 року комплекс Аюдаг, що включає в себе Ведмідь-гору, оголошений пам'ятником природи. Об'єкт утворився близько 150 мільйонів років тому в середнеюрську геологічну епоху в результаті впровадження магми в розлами земної кори.

На думку багатьох дослідників, Ведмідь-гора є класичним лаколітом і являє собою масив однорідних габродіабазів, що чергуються місцями з горизонтами роговиків і роговикових порід.

На знімку з космосу видно, що в плані гора має неправильну амебоподібну форму. По морфології виділяється три структури: перша у вигляді яйця, обкреслена стрімчастими схилами, довга вісь структури орієнтована з північного заходу на південний схід. Друга структура чітко видна на звичайному знімку у вигляді балки, що плавно спускається до пмт. Партеніт і відокремлена від третьої і першої структур вибалками. Третя структура – прибережна зона. Вона злегка піднята над другою структурою.



Рис. 4.68. Загальний вид на Аюдаг із супутника



Рис. 4.69. Вид на Аюдаг з боку моря, трьома комплексами порід: інтрузивними (1), екструзивними (2), вулканогенно-осадковими (3).

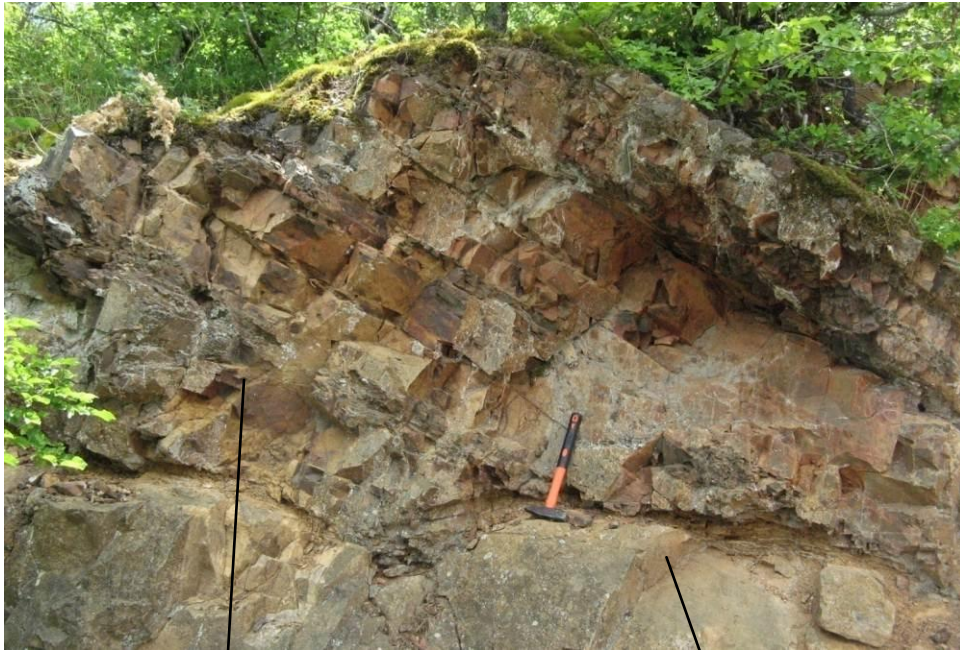


Інрузивні породи представлені гранодіоритами, плагіогранітами, порфіровими біотид-плагіоклазовими мікрогранітами. Вони складають першу структуру. На західному схилі з боку Артека є унікальне природне спорудження за назвою "козирок", тому що під ним можна ховатися від дощу. У геологічному розумінні це некк, що виштовхувався із тріщини у твердому стані. Склад цього спорудження варіює від габродолерита до плагіограніта. На самій вершині гори спостерігаються однорідні середнезернисті гранодіорити, уперше описані Лагоріо на початку ХХ ст.



*Рис. 4.70. Некк на західному схилі Аюдагу (за назвою «козирок»).  
Зразок: кварцовий діорит (у центрі) габродолерит (по краях).*

Другий комплекс – екструзивні породи – спостерігається з боку пмт. Партеніт, якщо підніматися по туристичній стежці, що повністю посипана уламками ороговикованого аргіліту і алевроліту. Місцями проглядаються виходи магматичних порід темно-сірого кольору. При виході на першу оглядову площадку спостерігається контакт магматичних й осадових порід. В оголенні закарбований момент впровадження магми в породи таврійської серії. Магматичні породи, представлені габро, які наче б то піднімають осадові породи, тому що вони злегка вигнуті й підняті. При цьому аргіліти і алевроліти перетворені в щільні окварцовані породи (роговики).



*Рис. 4.71. Контакт магматичних порід з осадовими.  
Зразок роговика (ліворуч) і діабазу (праворуч).*

У масиві габро спостерігаються гідротермальні жили, представлені молочно-білим кварцом і численними уламками магматичних порід. По суті, це вулканічні брекчії, що виникали в тріщинах, по яких під великим тиском проходили гідротермальні розчини, насичені кремнеземом і кальцитом. На своєму шляху вони захоплювали уламки порід різних розмірів, потім кристалізуючись формували гідротермальні брекчії.



*Рис. 4.72. Кальціт-кварцова жила з уламками порід.*



Вулканогено-осадовий комплекс наочно представлений з боку пмт. Партеніт. Потужні шари базальту чергуються з конгломератами, піщаниками, алевролітами.

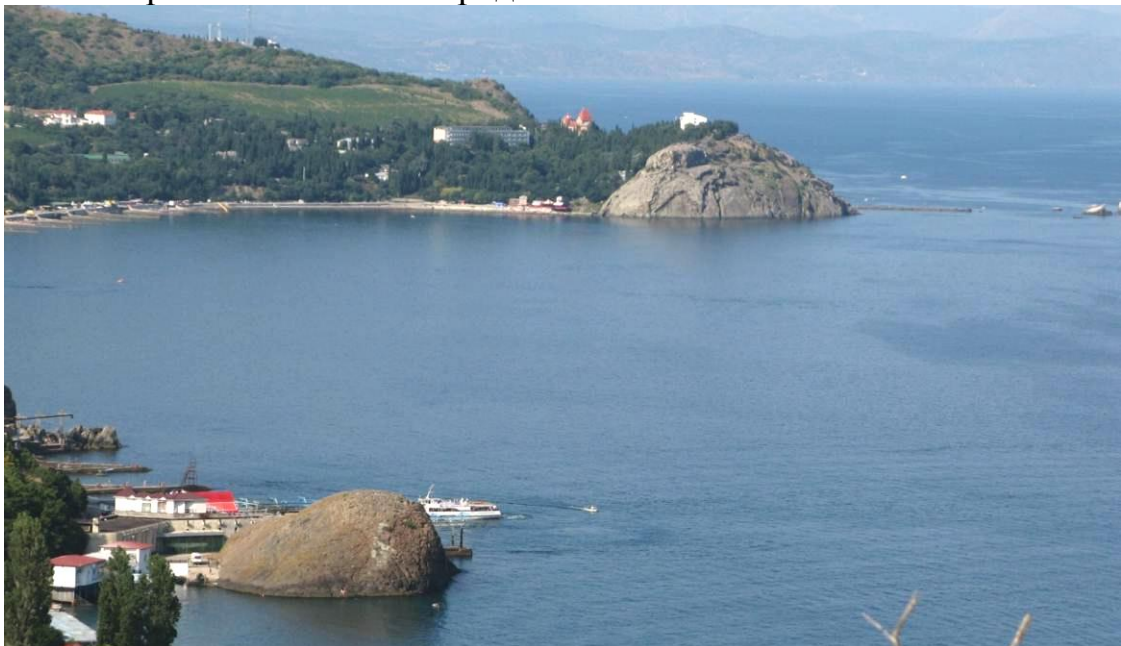
Весь спектр порід, що зустрічаються на Аюдазі можна спостерігати в стінах базиліки святих Апостолів Петра й Павла в північно-східній частині Аюдагу.



*Рис. 4.73. Фрагмент базиліки.*

З Аюдагу відкривається панорама на Партенітську бухту із двома виступаючими в море магматичними тілами – Кучук-Аю (Ведмежа) і мис Плака.

Ведмежа має менший розмір: 25 м висотою й 70 м шириною. Відразу ж впадає в око концентрична будова масиву: він складається наче б то з ряду гігантських кам'яних шкарлуп, що лежать одна на одній. Зустрічаються невеликі ділянки темних щільних порід, схожих на роговики. Це дійсно метаморфізовані аргіліти, але змінені вони слабкіше, ніж роговики, і тому їх можна назвати ороговиківаними породами.



*Рис. 4.74. Загальний вид на Кучук-Аю і Мис Плака*

Гора складена діабазовим порфіритом – порода бурувато-зеленого кольору із вкрапленням зеленувато-сірого польового шпату. У діабазовому порфіриті зустрічаються мигдаліни до 2-3 см. У них зустрічається молочно-білий кварц, кальцит й антраксоліт.

## ЗАВДАННЯ ПО ВИВЧЕННЮ ГЕОЛОГІЧНОГО ОБ'ЄКТА

### **Польовий етап.**

1. Детально оглянути геологічний об'єкт, зібрати фактичний матеріал (фотографії, замальовки, зразки, геометричні розміри тіл) для реконструкції геологічних процесів на даному об'єкті.

2. На основі особистих спостережень визначити послідовність протікання геологічних процесів, тобто визначити відносний вік.

3. Скласти класифікацію вулканічних утворень по походженню.

### **Камеральний етап.**

Скласти презентацію по конкретному геологічному об'єкту в PowerPoint, у якій повинні бути показані геологічні факти, що характеризують протікання певних процесів на досліджуваному об'єкті.

## 4.6. Демерджи

Демерджи-яйла – гірський масив в Алуштинському районі. Назва Демерджи (Demirçi) у перекладі з тюркського означає «коваль». Демерджи-яйла належить до Головної гряди Кримських гір. Розташована південніше Долгоруковської яйли (вона ж Субаткан-яйла), недалеко від міста Алушта. У підніжжя гори розташоване с. Лучисте, що раніше (до 1945 р.) називалося Демерджи. Вершини: Демерджи Північна (1356 м) і Демерджи Південна (1239 м).

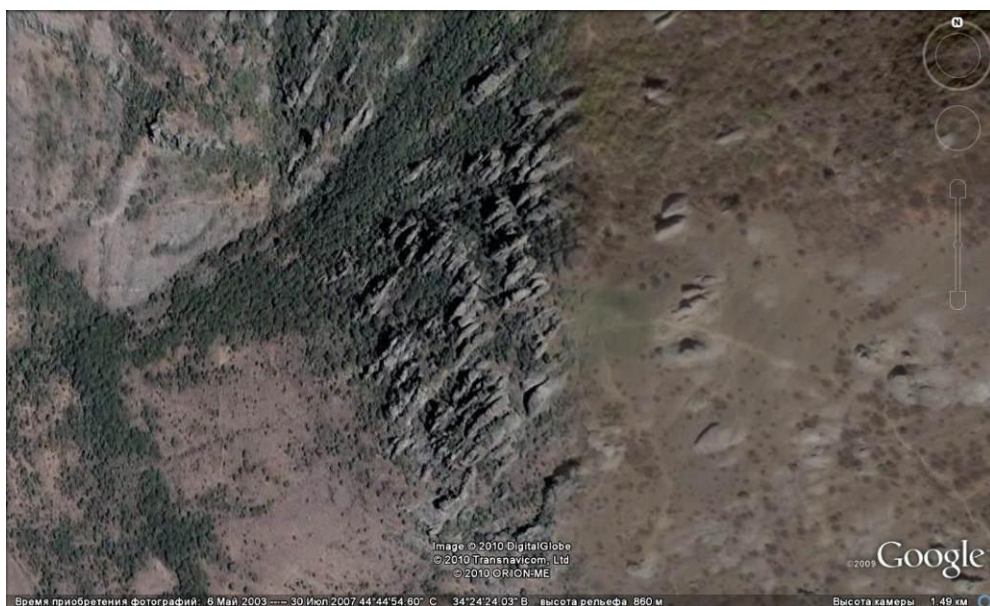


Рис. 4.75. Загальний вид Демерджи із супутника



По знімку з космосу визначаються географічні координати: 44° 44' 53.98 П; 34°24' 27.82 С. Рельєф різко розчленований у вигляді паралельних окремоостей, які контролюються двома системами тріщин: північно-східний напрямом (25°) чітко виражений глибокими балками (ярами); північно-західний напрямом (350°) виражен слабко. У лівому верхньому куті проглядається розлам, що збігається з напрямком головних окремоостей.



*Рис. 4.76. Кам'яний хаос на південному схилі Демерджи.*

На схилах Демерджи Південної спостерігається вигадливе накопичення каменів. Кам'яний хаос виник у результаті землетрусу 4 квітня 1894 р. Із західного схилу гори в лічені секунди з гуркотом і гулом скотилася лавина брил і скель, що розтросувала все на своєму шляху. Розміри брил досягали 8x10x15 м, маса до 3000 тонн, камені перекидалися й підстрибували. Поштовхи брил що впали викликали місцевий землетрус силою 2 – 3 бали. Потім обвали відбувалися в 1927, 1934, 1966, 1982 і 1989 роках. При останньому обвалі від краю обриву відірвалася кам'яна призма висотою 60 - 80 м і шириною 15 - 20 м. На схилі вона розбилася на п'ять брил поперечником 12 - 13 м масою до 2000 тонн.



*Рис. 4.77. Багатотонна брила що скотилася з Демерджи під час землетрусу (тут відбувалися зйомки фільму «Кавказька бранка»)*

Гірський масив що розтрощився, до цієї події зберігав монолітність, але коли зв'язок між кам'яними блоками послабшав, розділився на брили й скелі, що під власною вагою скотилися по схилу. Гірський масив обрушувався при поштовхах землетрусів, після дощів і танення снігу, коли розм'якшувалася глиниста промазка між блоками. Але першопричиною обвалів були два розлами земної кори, на перетинанні яких саме й розташовується Демерджи Південна. Один розлам меридіонального напрямку простирається через Алушту, Демерджи Південну, Перекопський перешийок і далі далеко на північ; другий розлам широтного напрямку простирається до Балаклави.

Доліна Привидів – глибока і крутосхила з вигадливими кам'яними статуями, схожими на колони, ідолів, ченця в каптурі, фантастичних тварин, стін і т.п. У будь-який час доби, але особливо в місячні ночі, кам'яні статуї вражають своїм фантастичним видом.



*Рис. 4.78. Загальний вигляд Доліни привидів*



*Рис. 4.79. Кам'яні ідоли*

У скельних виходах ми бачемо, що Демерджи Південна складена конгломератами – міцними гірськими породами, що складаються з гальки й



валунів, зцементованих піщано-глинистою масою. Вони утворилися в прибережній частині моря в пізній юрський час. Конгломерати відзначають древню берегову лінію. По один її бік було море, по інший – гориста суша. Таким чином, джерело гальки й валунів конгломератів було на південь від нинішнього південного узбережжя Криму.

У конгломератах чудово видні три системи тріщин. Насамперед, впадають в око тріщини меридіонального напрямку, дуже круто (до 80 – 85°) нахилені на захід. По них відпадають від гірського масиву величезні плити. Перпендикулярно до них розташовуються зяючі тріщини широтної орієнтації, що йдуть у глиб гори, на десятки метрів. Місцями стінки тріщин розширені, і тоді в конгломератах з'являються прорізи, що нагадують стрільчасті вікна готичних замків. І, нарешті, менш помітні пластові тріщини, що збігаються із шаруватістю конгломератів.

Конгломерати Демерджи дивні, щонайменше, у двох відносинах. По-перше, крім звичайних для Криму піщаників, щільних глин, вапняків, молочно-білого кварцу й коричневих стягнень сидериту, у них зустрічаються рожеві граніти й кварцити, корінних виходів яких у Головній гряді немає. Джерело цих «екзотичних» гірських порід перебуває на південь від кримського узбережжя і нині затоплено водами Чорного моря. Виділяються й граніти древнього віку 650 - 950 млн. років, тоді як глини й піщаники фундаменту Кримських гір виникли тільки 160 - 200 млн. років тому.

Друга особливість цих конгломератів полягає в їхній величезній потужності, яка оцінюється в 1750 м. Але як поблизу берега моря в мілководді нагромадилася майже 2-кілометрова товща гальки й валунів, що у десятки разів перевищує глибину прибережної зони? У дійсності немає ніякого протиріччя між величезною потужністю грубоуламочних порід і невеликою глибиною моря біля узбережжя. Справа в тому, що дно моря на місці сучасної Демерджи Південної в пізній юрський час швидко опускалося. А на півень від нього був великий гористий острів, при руйнуванні якого утворилася потужна товща гальки й валунів. Опускання дна було компенсованим: наскільки прогин опускався, настільки він заповнювався грубими уламками. Так у прибережній зоні без значної зміни глибини нагромадилася потужна товща гальки й валунів.

## ЗАВДАННЯ ПО ВИВЧЕННЮ ГЕОЛОГІЧНОГО ОБ'ЄКТА

### ***Польовий етап.***

1. Детально оглянути геологічний об'єкт, зібрати фактичний матеріал (фотографії, замальовки, зразки, геометричні розміри тіл) для реконструкції геологічних процесів на даному об'єкті.

2. Зібрати колекцію гальки й класифікувати по складу.

3. На основі особистих спостережень визначити послідовність формування геологічних процесів, тобто визначити відносний вік.

### ***Камеральний етап.***

Скласти презентацію по конкретному геологічному об'єкту в PowerPoint, у якій повинні бути показані геологічні факти, що характеризують протікання певних процесів на досліджуваному об'єкті.

#### 4.7. Мармуризовані вапняки

Мармуризовані вапняки (або кольоровий мрамур) верхньої юри поширені в межах першої гряди Кримських гір. Вони складають майже всі головні вершини гір, що простягаються переривчастою смугою від Балаклави до Феодосії і оголюються в крутих обривах Південного берега Криму й по північних схилах першої гряди.

Кар'єр Мармуровий належить нижньому плато гори Чатирдаг. Геологічна будова Чатирдага порівняно проста. Фундамент гори, її нижня частина, складена аргілітами, алевролітами й піщаниками таврійської серії, що за часом належать до верхнього тріасу – нижнього юру. Вище на піщаниках й алевролітах залягають шари конгломератів оксфордського ярусу верхньої юри. Ще вище конгломератів залягають вапняки, які належать до титонського ярусу верхньої юри.

Породи кар'єру, як можна бачити на знімку, мають різне забарвлення – від світло- до темно-коричневих.



*Рис. 4.80. Вид із супутника на мармурове родовище Бюк-Янкойске*



*Рис. 4.81. Борт кар'єру. Два різновиди мармуру коричневий й ясно-сірий.*

Стінка кар'єру, у якій чітко видний контакт темно- і ясно-коричневих мраморизованих вапняків (підтверджує вид з космосу).

Вапняки верхньої юри представлені в основному щільними, масивними мармуризованими різновидами, що залягають у вигляді рифових тіл. У північній частині кар'єру перебувають виходи мармуризованого вапняку з залишками скам'янілих коралів, що жили на дні теплого неглибокого юрського моря мільйони років тому.



*Рис. 4.82. Кораловий мармуризований вапняк.*

Залежно від складу і присутності тих або інших домішок вапняки мають різне забарвлення. Найбільш чисті різновиди мають світлі тони (ясно-сірий, білий, ясно-рожевий). Жовтувате і червонувате забарвлення обумовлене підвищеним змістом у них окислів заліза, розуваті – окислів марганцю. Часто вапняки мають плямисту текстуру.

Якість вапняків й їхні технологічні властивості варіюються залежно від ступеня перекристалізації, наявності піщано-глинистих включень і ступеня тріщинуватості.



*Рис. 4.83. Тріщини відриву утворені карбонатною брекчією*

Глинисті вапняки звичайно мають бурувато-коричневий колір. Вони утворюються у вигляді кишень в ясно-сірих вапняках або в тріщинах, що

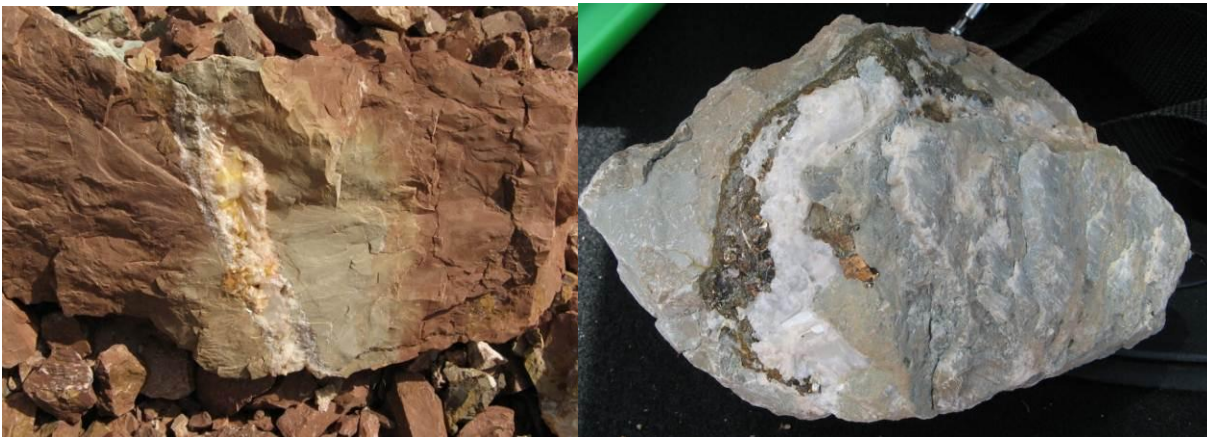


заповнюються. На стінках тріщин спостерігається глина тертя, утворена в результаті постійних тектонічних рухів.

Часто коричневі вапняки цементують світлі різновиди, котрі створюють брекчії. Уламки світлозабарвлених мармурів мають гострокутну форму, їх розмір варіює від кілька міліметрів до 10 і більше сантиметрів. Несортований матеріал указує на поховання уламків без усякого переміщення, тобто такі утворення можна називати брекчiami заповнення тріщин.

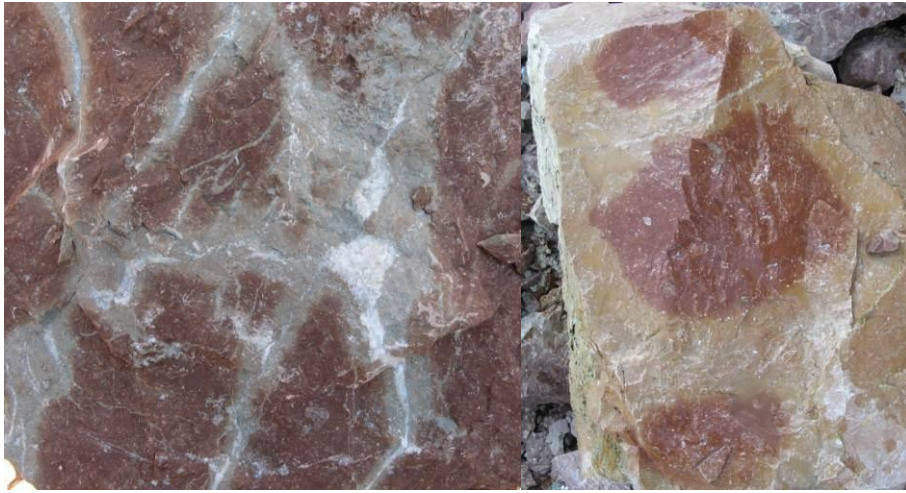


*Рис. 4.84. Мармурова брекчия зцементована глинясто-карбонатним цементом.*



*Рис. 4.85. Гідротермальні жили утворені кристалічним кальцитом молочно-білого кольору з жовтим нальотом. Іноді на стінках жил зустрічається кристалічний пірит. Розмір жил часом досягає 10 см у поперечнику й простежується на кілька десятків метрів.*





*Рис. 4.86. Зони вилуження у вигляді ясно-сірих навколо гідротермальних жил.*

Характерно, що навколо жил спостерігаються зони просвітлення. Коли ці зони замикаються й не видно жил, то такі утворення виглядають як брекчії, але правильно називати їх псевдобрекчіями. З геохімічної точки зору це процес вилуження заліза, що потім відкладається у вигляді сульфідів заліза (піриту) на стінках жил.

Гідротермальні жили – відносно ослаблені ділянки в масиві, по яких часто відбувається зсув блоків з утворенням дзеркал ковзання.



*Рис. 4.87. Дзеркала ковзання по гідротермальних жилах.*

Карстові лійки (провали, ями, западини) - одна з візитних карток Кримських гір головної гряди. Вони утворюються в результаті просідання які лежать вище карстових печер. У кар'єрі Мармуровому можна спостерігати такі просідання в розрізі.



*Рис. 4.88. Древня карстова лійка*

## ЗАВДАННЯ ПО ВИВЧЕННЮ ГЕОЛОГІЧНОГО ОБ'ЄКТА

### ***Польовий етап.***

*1. Детально оглянути геологічний об'єкт, зібрати фактичний матеріал (фотографії, замальовки, зразки, геометричні розміри тіл) для реконструкції геологічних процесів на даному об'єкті. Відібрати зразки порід з різними генетичними ознаками.*

*2. На основі особистих спостережень визначити послідовність формування геологічних процесів, тобто визначити відносний вік.*

*3. Зібрати колекцію мармурів і класифікувати по декоративних ознаках.*

### ***Камеральний етап.***

*Скласти презентацію по конкретному геологічному об'єкту в PowerPoint, у якій повинні бути показані геологічні факти, що характеризують протікання певних процесів на досліджуваному об'єкті.*

## **4.8. Червоні печери**

Червоні печери або Кизил-Коба - система з декількох печер, розташованих у Кримських горах на відрогах Долгоруковської яйли в 3 км від села Перевального (Ангара) Сімферопольського району. Геологічні координати: 44° 52' 09.41 П, 34°20' 38.91 С. Свою назву вони одержали завдяки червоному кольору, що генетично обумовлено наявністю гідроокислів заліза на поверхні мармурів.





*Рис. 4.89. Вид із супутника на Червоні печери.*



*Рис. 4.90. Шарувата будова мармуризованих вапняків.*

Кизил-Коба – найбільша печера в Криму. Загальна довжина її вивченої частини становить 21150 м, площа 64000 м<sup>2</sup>, обсяг 270000 м<sup>2</sup>, перепад висот 275 м. Довжина окремих залів становить 70 - 80 м, висота до 145 м (Зал Блакитної капелі). Середня температура повітря нижніх поверхів 8,1 - 9,0°C. Печер тут декілько, разом вони утворюють складний підземний лабіринт, що складається із шести поверхів. По першому поверху протікає підземна ріка. У печері чимало озер, водоспадів, сифонів.

Кизил-Коба відома і як пам'ятник археології. В урочищі близько 2,5 тисяч років тому жили люди, яких учені відносять до так названої кизилкобінської культури (можливо нащадків кімерийців). З 1989 року в печері діє обладнаний екскурсійний маршрут довжиною 500 м.

Червоні печери відносяться до середнеюрських мармуризованих вапняків, які входять до складу Головної гряди Кримських гір. Мармуризовані вапняки мають шарувату будову.





*Рис. 4.91. Древнє русло підземної ріки.*

Червона печера утворилася при розчиненні мармуризованих вапняків атмосферними опадами (поталі води, дощі). У результаті вода виробила шість горизонтальних поверхів загальною довжиною більше 13 км. Червона печера – це система складної будови з горизонтальних, вертикальних і похилих порожнин.

Послідовність формування поверхів – зверху вниз, тобто верхній, шостий, поверх утворився першим, потім п'ятий, четвертий і т.д.

Поверхневі води, проникаючи по тріщинах у масиви мармуризованих вапняків і потім переміщаючись по міжпластових просторах, розчиняють породи і насичуються карбонатом. Як тільки вода виходить на денну поверхню, відразу ж вуглекислий кальцій випадає в осад, тому що різко падає температура й тиск. У результаті утворюються травертини з характерною для них формою і пористістю.



*Рис. 4.92. Виходи травертинів натечної форми і ноздрюваті.*

Травертин утворюється в результаті видалення двоокису вуглецю з розчинів, які містять розчинний бікарбонат кальцію. Такий процес відбувається при падінні тиску коли підземні води виходять на поверхню, а також при



асиміляції рослинами або дифузії в атмосферу через інтенсивний рух води. У результаті відбувається хімічна реакція, у якій виділяється нерозчинений у воді карбонат кальцію:



Травертини Червоної печери – молоді геологічні утворення, тому що вони зустрічаються тільки на наймолодших поверхах (першому й другому). Утворилися вони в пізній четвертичний час.

Сучасний процес утворення травертинів можна спостерігати на водоспаді Су-Учхан, розташованому нижче Червоних печер.



*Рис. 4.93. Водоспад Су-Учхан де відбувається утворення травертинів у вигляді черв'ячків.*

Камені (мармуризовані вапняки), по яких пробігає вода, покриті екзотичними «черв'ячками». Це агрегати кальциту, арагоніту, які легко розламуються в руках й активно реагують із кислотою. Це і є сучасне зародження травертинів.

«Червоні печери» – це грандіозні підземні ходи, декоровані вигадливими формами карбонатних утворень.



*Рис. 4.94. Сталагміти та сталактити – патечні мінеральні утворення*

## ЗАВДАННЯ ПО ВИВЧЕННЮ ГЕОЛОГІЧНОГО ОБ'ЄКТА

### **Польовий етап.**

1. Детально оглянути геологічний об'єкт, зібрати фактичний матеріал (фотографії, замальовки, зразки, геометричні розміри тіл) для реконструкції геологічних процесів на даному об'єкті.

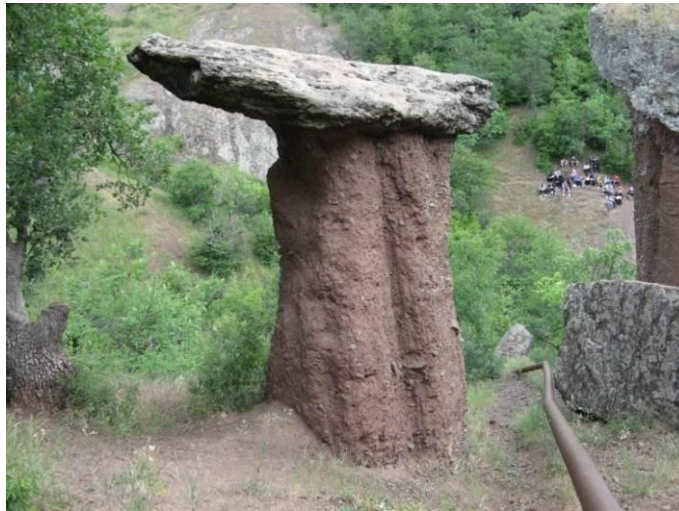
3. На основі особистих спостережень визначити послідовність формування геологічних процесів, тобто визначити відносний вік.

### **Камеральний етап.**

Скласти презентацію по конкретному геологічному об'єкту в PowerPoint, у якій повинні бути відображені геологічні факти, що характеризують протікання певних процесів на досліджуваному об'єкті.

### **4.9. «Кам'яні гриби»**

У місці злиття долини р. Сотери з її лівим припливом, балкою Биюк-Дере, перебуває один із цікавих пам'ятників природи – «Кам'яні гриби». Назва дуже вдало характеризує форму цих вигадливих природних утворень – величезних грибоподібних фігур з «ніжкою» і «капелюшком».



*Рис. 4.95. «Кам'яний гриб»*

«Капелюшка» «кам'яних грибів» – це плити верхнеюрських конгломератів розміром у поперечнику в кілька метрів. Форма «капелюшків» неправильна, частіше наближається до округлого. Розмір досягає 5 м, товщина – 1 м. Краї рвані, що вказує на місцеве походження й невеликий перенос. Сама балка Биюк-Дере урізається у верхнеюрські бурувато-коричневі конгломерати. Тому можна із упевненістю говорити, що це і є продукти руйнування конгломератів.





*Рис. 4.96. Фрагмент кам'яної ніжки.*

Ніжки «кам'яних грибів» висотою до 4 - 6 метрів складені щільною землястою масою з уламками піщаників і вапняків. Нерівномірний розподіл уламків указує на те, що знос матеріалу відбувався стихійно. Уламки суворо літіфіцировані щодо схилу під кутом 15-20°.

Форма уламків всіляка – від гострокутної до галечної. Розмір до 10 і більше сантиметрів, тобто це весь матеріал, що перебуває в конгломератах, окрім глинистого цементу. Форма «ніжок» округла, як би врівноважує всю конструкцію. Швидше за все, їхнє утворення відбувалося за рахунок атмосферних опадів, які стікали по брилі конгломератів у нижчі породи, тим самим просочуючи їх, ущільнюючи й цементуючи.

Природа в долині р. Сотера створила ціле сімейство «грибів» – від тих, що тільки зароджуються до тих, які от-от повинні зруйнуватися.



*Рис. 4.97. Гриб, що зароджується.*

По спогадах В. И. Лебединського, «...в 1980-ті роки звалився один із самих оригінальних грибів зі стрункою підставкою й ледве скошеним «беретиком», що розташовувався біля самого входу в балку. Ми ще встигли зробити знімок дивного семиметрового спорудження, але при повторному відвідуванні через

пару років уже нічого не змогли виявити, крім довгого кам'яного шлейфу, що роздавив на своєму шляху кілька дерев".

*Механізм утворення «кам'яних грибів».* Спочатку в породах таврійської серії був прорізаний яр (долина), куди під дією тимчасових потоків зносився несортований матеріал (брили конгломератів, уламки порід, пісок, глина). Потім рухливий матеріал (глина, пісок) змивався зі схилів тимчасовими потоками, залишаючи на місці брили конгломератів. Розсипчастий і несортований матеріал під вагою брил ущільнювався, а струмки, які стікали з поверхні брил, просочувалися по певних каналах, тим самим цементуючи матеріал.

Такі процеси широко відомі й в інших регіонах, наприклад, у штаті Аризона (США), на Алтаї (Росія) та ін.

## ЗАВДАННЯ ПО ВИВЧЕННЮ ГЕОЛОГІЧНОГО ОБ'ЄКТА

### ***Польовий етап.***

1. Детально оглянути геологічний об'єкт, зібрати фактичний матеріал (фотографії, замальовки, зразки, геометричні розміри тіл) для реконструкції геологічних процесів на даному об'єкті.

2. На основі особистих спостережень визначити послідовність формування кам'яних грибів і намалювати схеми.

3. Вивчити склад, форму, розмір уламків у конгломератах, а також на «ніжці» «гриба» і «капелюшці».

### ***Камеральний етап.***

4. Скласти презентацію по конкретному геологічному об'єкту в PowerPoint, у якій повинні бути показані геологічні факти, що характеризують протікання певних процесів на досліджуваному об'єкті.

## **4.10. Сучасна геологічна діяльність моря**

### *Затока Сиваш*

Сиваш, або Гниле Море – затока на заході Азовського моря. Сиваш відокремлює Кримський півострів від материка. По ньому проходить границя між Автономною Республікою Крим і Херсонською областю України. Назва Сиваш у перекладі із кримсько-татарського означає «бруд».

Від Азовського моря Сиваш відділений довгою вузькою піщано-черепашковою косою (Арабатська Стрілка), з'єднується з морем Генічеською протокою. Від Чорного моря він відділений Перекопським перешийком.

Площа Сиваша становить близько 2560 км<sup>2</sup>. Через мілководдя (найбільша його глибина не перевищує 3 м, середня – 0,5-1,0 м). Складається з 11 солоних і гірко-солоних заток.

Довжина – близько 200 км. Ширина – 2-35 км. Загальна площа – 2 500 км<sup>2</sup>, з яких близько 100 км<sup>2</sup> – острови і 560 км<sup>2</sup> – ділянки, які лише періодично покриті водою. Берега Сиваша переважно низькі, пологі, топкі, улітку покриваються шаром солі. Дно Сиваша покрито шаром мулу товщиною до 5 м і більше. Солоність від 22% (на півночі) до 87% (на півдні).





*Рис. 4.98. Карта озера Сиваш*



*Рис. 4.99. Озеро Сиваш у травні*

Узимку в сильні шторми вода перекочується через Арбатську стрілку й заповнює негативні форми рельєфу. Улітку вода в ньому сильно прогривається й видає гнильний запах, через що Сиваш називають Гнилим морем. З цієї причини морська вода інтенсивно випаровується, через що Сиваш досить сильно насичен мінералами. У розсолі Сиваша є хлористі з'єднання натрію, калію й магнію, бромистий магній, сульфат магнію й інші солі. Загальні запаси солей Сиваша – близько 200 млн т.

#### *Озеро Чокрак і його околиці*

Чокрак – солоне озеро, розташоване на сході Криму, на Керченському півострові, недалеко від села Курортне Ленінського району, в 16 км від Керчі.

Назва Чокрак у перекладі із кримськотатарського означає «джерело». Є одним з унікальних грязелікувальних озер Європи. Озеро займає улоговину шириною близько 3-4 км, має овальну форму, оточено височинами висотою близько 100 метрів, північна частина озера відділена від Азовського моря перевисипкою. Глибина озера не більше 1,3 м. В озеро впадають сірководневі лікувальні джерела. Ропа і грязь озера корисні для лікування безлічі захворювань, пов'язаних з опорно-руховою системою, гінекологією, урологією, захворюваннями нервової системи. Є джерело питної мінеральної води. На

сході від Чокрака розташований популярний населений пункт Курортне (Мама Російська), на заході – Карларський ландшафтний парк. Біля озера чудові піщані пляжі.



*Рис. 4.100. Озеро Чокрак – вид з космосу  
(нагадує перев'язаний мішок)*



*Рис. 4.101. Природна коса піщано-глинясто-черепашкових відкладень, що відокремлює озеро Чокрак від Азовського моря*



*Рис. 4.102. Формування пляжу й кліфу.*





*Рис. 4.103. Слабоцементовані піщано-галькові відкладення в прибережній зоні*



*Рис. 4.104. Карбонатно-кременисті стягнення в піщано-глинясто-галькових відкладеннях*



*Рис. 4.105. Окам'яніле дерево в майкопських шарах.*



*Рис. 4.106. Кам'яна троянда (кальцит) з майкопських шарів*

## ЗАВДАННЯ ПО ВИВЧЕННЮ ГЕОЛОГІЧНОГО ОБ'ЄКТА

### **Польовий етап.**

1. Детально оглянути геологічний об'єкт, зібрати фактичний матеріал (фотографії, замальовки, зразки, геометричні розміри тіл) для реконструкції геологічних процесів на даному об'єкті. Відібрати зразки порід з різними генетичними ознаками.

2. На основі особистих спостережень визначити послідовність формування геологічних процесів, тобто визначити відносний вік.

### **Камеральний етап.**

Скласти презентацію по конкретному геологічному об'єкту в PowerPoint, у якій повинні бути показані геологічні факти, що характеризують протікання певних процесів на досліджуваному об'єкті.

## 4.11 Грязьові вулкани

Грязьовий вулкан – отвір або поглиблення на поверхні землі (сальза) або конусоподібне піднесення із кратером (грязьовий конус, макалуба), з якого постійно або періодично на поверхню Землі викидаються грязьові маси і гази, які часто супроводжуються водою і нафтою.

Подібний тип вулканів зустрічається в основному в нафтоносних і вулканічних областях; вони часто є фумаролами, що проходять крізь шари глини й вулканічного попелу. Гази, що виділяються разом із брудом, можуть самозайматися, та створювати смолоскипи.

У Криму найбільш значне скупчення грязьових вулканів на Керченському півострові в 8 км до півночі від Керчі біля села Бондаренково (б. Булганак). Кримсько-татарську назву Булганак пов'язують зі словами – брудний, мутний. За селом Бондаренково в майже рівнинній місцевості лежить неглибока пустельна улоговина поперечником близько 400 м. Усюди гола бурувато-сіра земля з розкиданими горбками конічної форми. У центрі улоговини матово



поблискує кругле озеро, заповнене брудом. Це і є Булганакське поле з найбільшою в Криму групою грязьових вулканів (7).



*Рис. 4.107. Вид на Булганакське поле*

Зовнішній вигляд грязьових вулканів досить різноманітний. Один кратер є широким (до 15 – 20 м) до країв заповнений густим брудом і водою. Зовні вулкан схожий на озерце, слабо втоплене в загальному рельєфі. Час від часу на поверхні з'являються міхури з газом (метан, азот і вуглекислий) які з шумом лопаються.



*Рис. 4.108. Грязьовий вулкан у вигляді озерця із глибини повільно піднімається грязь.*

Згодом такі вулкани припиняють свою діяльність, і озерце здобуває вигляд висохлої калюжі, що швидко розтріскується, покриваючись білими мінеральним нальотом.



*Рис. 4.109. Грязьовий вулкан, що припинив свою діяльність*

Найцікавіші грязьові вулкани центрального типу – це конусоподібні спорудження з елементами класичного вулкана (схили, конус, жерло, баранкоси, лавові потоки). Конус грязьового вулкана завершує невеликий кратер, заповнений сопковою гряззю.

Сопкова грязь – найтонші глинисті часточки, щільно розподілені у воді. Сопкова грязь виникла при розрідженні підземної потужної товщі глин майкопської серії в зоні розламу земної кори. Але в сопковій грязі зустрічаються уламки піщаників і вапняків, винесені із глибини, тому її вірніше називати сопковою брекчією. Грязь прохолодна, навіть у жаркий полудень її температура не перевищує  $+19^{\circ}\text{C}$ .

У скам'янілій сопковій грязі часто зустрічаються мінерали бора – бура, улексит і люнебургіт. Бура у вигляді білих нальотів покриває сопкову грязь поблизу жерла. У теплу погоду після дощу сопковий бруд покривається схожим на цвіль нальотом бури на зразок пуху з найтонших волосоподібних кристалів. При висиханні пуховидний матеріал перетворюється в тонку скоринку бури.

Улексит (по складу водний борат) зустрічається у вигляді округлих жовен; дрібні стягнення роздавлюються пальцями. Великі жовна міцні, з поверхні покриті щільною кіркою із шовковистим блиском; під нею - зростки найтонших променистих кристаликів, а кожний з них із центральною порожньою частиною. Поширення мінералів бора свідчить про те, що сопкова грязь збагачена бором. Але причина цього явища не зовсім ясна. Можливо, бор привнесений магматичними газами з більших глибин. Тоді потрібно вважати, що коріння грязьових вулканів ідуть углиб на багато кілометрів, у всякому разі, нижче майкопських глин. Це припущення підтверджують уламки піщаників й інших гірських порід крейдового віку в сопковій брекчії.

Висота вулканічної будівлі – від напівметра до декількох метрів. З невеликими інтервалами, звичайно в кілька хвилин, з'являються невеликі міхури газу й із шумом лопаються, а бруд переливається через кратер і стікає по крутому схилі.

Ще одна цікава особливість грязьових вулканів Керченського півострова полягає в тому, що вони діють тривалий час навіть у геологічному масштабі.

Про це свідчать великі скупчення викопного сопкового бруду потужністю в сотні метрів у неогенових відкладеннях. Більші скупчення викопного сопкового бруду зустрічаються в округлих западинах блюдцеподібної форми у верхніх частинах антикліналій (їх ще називають втисненими синкліналями). Кожна така синкліналь схожа на величезну яму, заповнену сопковим брудом упереміш із морськими відкладеннями. До речі, одна з них добре видна у верхній частині грязьового вулкана Джау-Тепе. Утворення западин на зводах антикліналій – неминуче явище при тривалому викиді глинистого матеріалу з надр Землі. Накопичуючись на поверхні, він перевантажував підставу й викликав прогинання. Тривала активність грязьових вулканів Булганакського поля саме пояснює їхнє розташування в плоскій і неглибокій улоговині Булганакської антикліналі. Свіжа сопкова грязь містить важливі для оздоровлення людини йод, буру й соду. Не дивно, що повітря біля сопок, особливо в літню пору, насичене парами йоду і є цілющим. Сопкова грязь здавна привертала увагу лікарів і давно застосовується в лікарнях Керчі, санаторіях Феодосії й інших кримських міст.



*Рис. 4.110. Грязьовий вулкан центрального типу*

Інтервал між грязьовими виверженнями може становити декілька, а іноді й сотні років. За цей час у жерлі вулкана формуються грязьові пробки, які викидаються на денну поверхню при першому ж виверженні. Тому серед сопкового бруду зустрічаються фрагменти пробок конусоподібної форми. У свою чергу ці утворення складаються із численних самостійних конусів. Вони настільки впорядковані, що важко віритись в їхнє походження. Насправді кожен конус – це окремі фонтанчики, по яких пробивалися струмки бруду. Потім вони забивалися гряззю, але відразу пробивалися в іншому місці. Так відбувався ріст і формування самої пробки. Розмір деяких з них досягає декількох метрів.

Утворення грязьових вулканів - одне із цікавих явищ природи. Цим утворенням присвячена добре ілюстрована книга «Грязьові вулкани Керченсько-Таманської області».

У розвитку переважної більшості грязьових вулканів можна чітко розрізнити три стадії: 1) стадія формування вулканічного вогнища; 2) стадія



виверження грязьового вулкана; 3) стадія відносного спокою у вулканічній діяльності.



*Рис. 4.111. Фрагмент пробки*

У загальному виді утворення грязьових вулканів Керченського півострова представляється в такий спосіб. У розрізі регіону лежить багатокілометрова товща майкопських глин з рясним органічним матеріалом. В умовах підвищеної температури й підвищення тиску органіка розкладалася з виділенням різноманітних вуглеводнів, насамперед метану. Закупорені в шарах газу стислі, але, як тільки на перегині антикліналі над розламом знижувався тиск, газ стрімко піднімався до поверхні. На шляху перебуває підземна вода, що, зустрічаючись із глиною, розріджувала її й перетворювала в грязь; а потім газу виштовхували її на поверхню. Як тільки тиск падав, діяльність вулкана припинялася. Потім тиск газу зростав, починалося нове виверження й так далі. А при багаторазовому надходженні бруду в те саме місце виникав грязьовий конус або велике грязьове озеро. Булганакські сопки постійно викидають невеликі порції газу із брудом і таким шляхом розвантажуються від надлишкового тиску на глибині. От чому в їхній діяльності не було катастроф, а самі вулкани невеликого розміру.

#### **ЗАВДАННЯ ПО ВИВЧЕННЮ ГЕОЛОГІЧНОГО ОБ'ЄКТА**

##### ***Польовий етап.***

1. Детально оглянути грязьові вулкани, зібрати фактичний матеріал (фотографії, замальовки, зразки, геометричні розміри тіл) для складання схеми реконструкції вулканізму.

2. Класифікувати грязьові вулкани по характеру виверження.

3. Визначити періодичність виверження у хвилинах.

##### ***Камеральний етап.***

Скласти презентацію по конкретному геологічному об'єкту в PowerPoint, у якій повинні бути показані геологічні факти, що характеризують протікання певних процесів на досліджуваному об'єкті.

#### **4.12. Болотні залізні руди**

Залізорудні родовища Керченського півострова становлять частину великої Азово-Чорноморської рудної провінції. Вони є кіммерійськими осадовими утвореннями й за часом осадження належать до середнього пліоцену.



Головні рудні запаси Керченського залізорудного басейну зосереджені в шести родовищах: Камиш-Бурунському, Ельтіген-Ортельському, Акманайському, Чегене-Салинському, Катерлезському і Киз-Аульському.

Найбільший інтерес представляє Камиш-Бурунське родовище, розташоване в 10 км на південь від м. Керч. У наш час родовище відпрацьоване.

**Камиш-Бурунське родовище** знаходиться у великій пологій синклінальній складці – мульді, чашеподібному зниженні, у якому шари піднімаються від центра до країв.

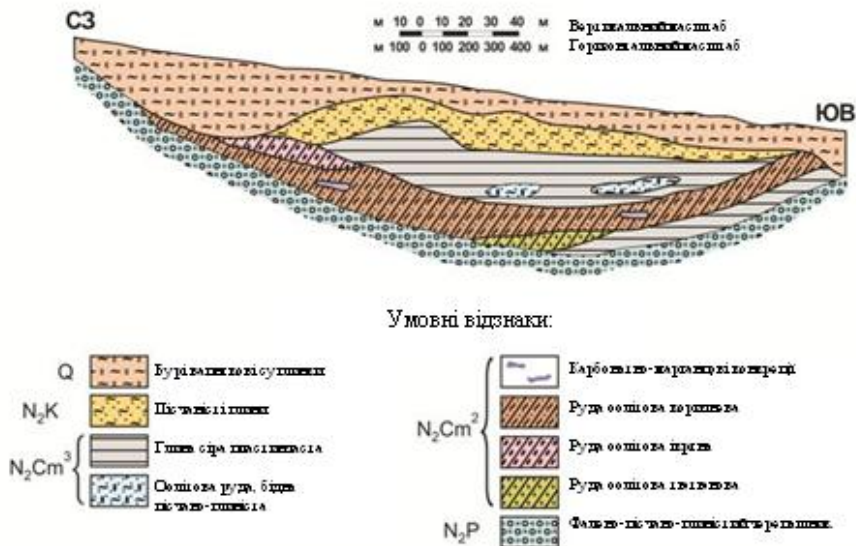


Рис. 4.112. Геологічна карта й розріз Каміш-Бурунського родовища

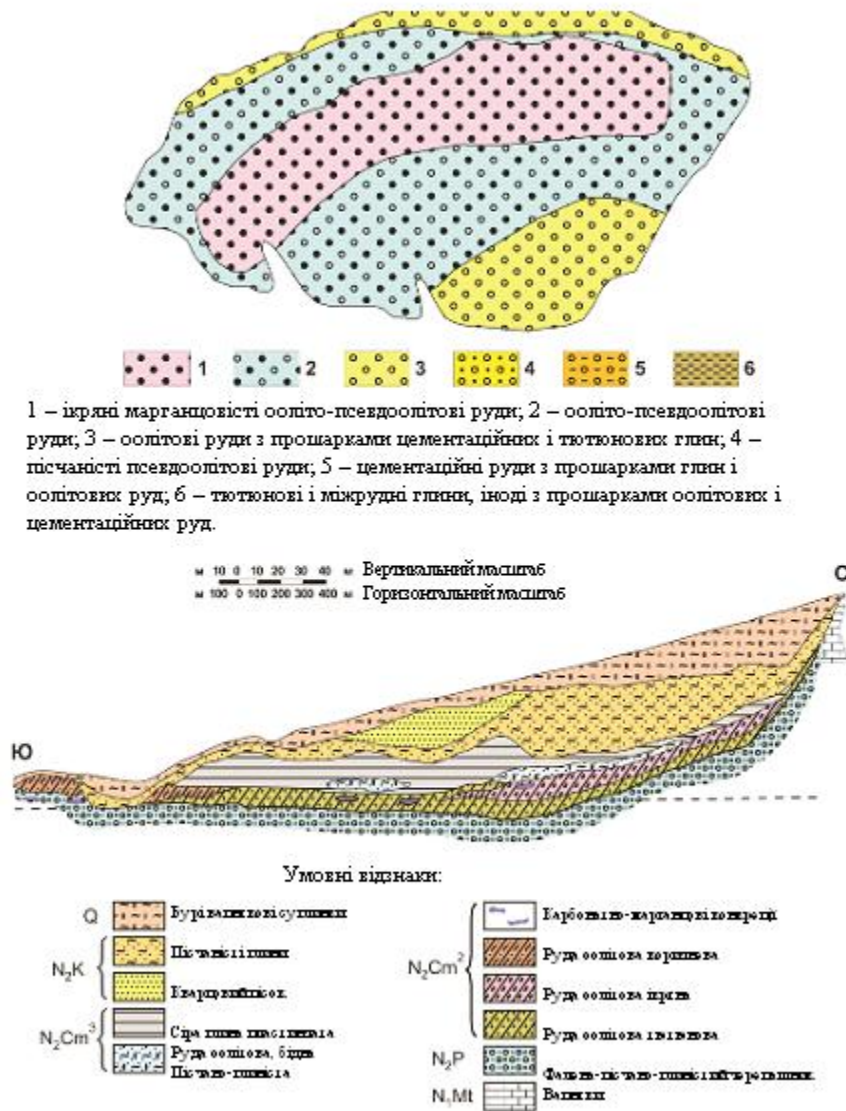


Рис. 4.113. Геологічна карта і розріз Каміш-Бурунського родовища залізних руд.

У підвалинах розрізу лежить бурувато-жовтий маломіцний вапняк, що складається зі зцементованих глиною й піском уламків і цілих раковин двостулкових молюсків. Над ним залягає шар коричневої залізної руди, ще вище - шар бентонітоподібної глини і піску. Сама верхня частина кар'єру складена ясно-коричневими суглинками.



*Рис. 4.114. Геологічний розріз Камши-Бурунського родовища, Аршинцево, Керч.*

У вапняку і рудному шарі багато мушлів викопних молюсків у доброму стані. По них встановлено, що вапняки утворилися в понтичний (7 млн. років тому), а руда – у кіммерійський вік (747 тис. років до н.е.) неогенового періоду.

Залізна руда утворилася шляхом відкладення лимоніту на дні болот у вигляді пухкого матеріалу й твердих конкрецій (оолітів). Ооліти (від грецьких слів «оол» - яйце і «літос» - камінь) складаються з мінеральних оболонок, що багаторазово міняють одна одну. Оболонки складені бурим залізняком і залістим монтморилонітом. Ооліти звичайно коричневого кольору, але іноді зустрічаються і чорні блискучі, начебто покриті лаком, що вказує на значну кількість марганцю. Ооліти утворюються в процесі опадонакопичення (у зваженому стані, у воді).

Нижче рівня ґрунтових вод рудний шар представлений тютюновою рудою. Ззовні вона темно-зеленого кольору. Тютюнова руда має той же мінеральний склад, але з домішкою сидериту й хлориту.



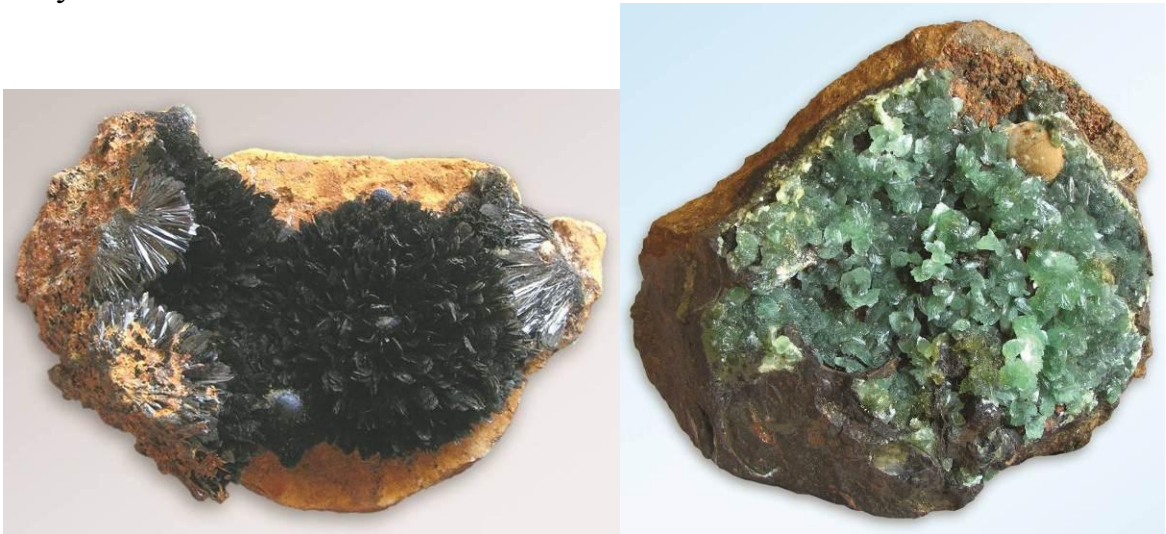
*Рис. 4.115. Баритові стягнення в залізній руді.*



У рудному шарі досить часто зустрічаються плоскі чорні або темно-сірі конкреції розміром у кілька десятків сантиметрів, що місцями складаються в переривчасті прошарки. Вони складаються із сидериту, у якому частина заліза замінена марганцем.

У порожнечах конкрецій зустрічаються різноманітні мінерали класу фосфатів. Деякі з них уперше виявлені на Керченському півострові й по праву першовідкривачів одержали місцеві назви (азовскіт, мітридатіт, камиш-буруніт та ін.).

У більш глибоких ділянках рудного шару, що не мали сильного окислювання, зустрічаються інші фосфатні мінерали. Серед них виділяються темно-сині, майже чорні плоскі кристали керченіта й прозорі кристали блакитнувато-зеленого вівіаніта.



*Рис. 4.116. Вівіаніт (керченіт) і анапаїт*

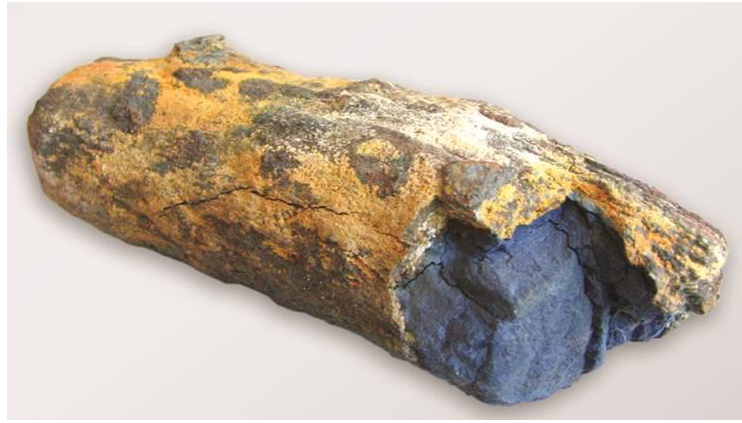
У рудній товщі також зустрічаються скам'янілі черепашки, заміщені різними вторинними мінералами.



*Рис. 4.117. Псевдоморфоза вівіаніта і родохрозиту по ступках викопних раковин*

Також зустрічаються рослинні залишки із добре збереженою деревною структурою, заміщені баритом, вівіанітом.





*Рис. 4.118. Деревина, заміщена порошковатим вівіанітом*



*Рис. 4.119. Фрагмент хребта тюленя, заміщений курскітом  
(карбонатгідроксиліапатит)*

Геологічна історія Камиш-Бурунського та інших родовищ залізних руд Керченського півострова тривала й складна. У меотичний вік неогенового періоду на місці сучасного східного закінчення Керченського півострова було неглибоке море із затоками і протоками з численими островами. Це була дельтова область древніх рік – Палео-Кубані, палео-Дона і палео-Молочної. Шари осадових порід деформувалися і зминалися в широкі й пологі складки. Синкліналі були залиті морем, антикліналі піднімалися у вигляді островів. На мілководних ділянках росли моховинки, утворюючи кільцеві рифи. У наступний понтичний вік ріст складок тривав. Синкліналі-западни заповнювалися піщано-глинистими осадами і раковинами відмерлих молюсків.

Потім прийшов час кіммерійського віку із субтропічним вологим кліматом і пишною рослинністю. Ріки й струмки, що протікали по заболоченій місцевості серед лісів, збагачувалися органічними кислотами. Цими хімічно активними водами гірські породи руйнувалися. Так з гірських порід і ґрунтів виносилися залізо, марганець і деякі інші хімічні елементи.

При змішуванні прісної річкової води із солоними водами кіммерійського моря в затоках і лагунах протікали складні хімічні реакції. Частки гідрооксидів заліза, марганцю, кремнію й інших елементів з різними електричними зарядами з'єднувалися між собою й принесеними із древньої суші глинистими мінералами, а потім осідали в прибережній смузі. Морські хвилі час від часу

взмучивали донні осади, і тоді виникали концентрично шаруваті мінеральні агрегати – ооліти. Інша частина хімічно осадженого матеріалу попадала між оолітами (цемент майбутньої руди). Так у кіммерійський вік на дні мілководних лагун накопичувалися мули, збагачені мінералами заліза. Вони швидко ущільнювалися, і, коли дно лагуни піднімалося, берег ставав «залізним». Хвилі обрушувалися на сушу й дробили рудний шар на шматки, гравій і пісок, що пізніше перетворилися в ікряну руду.

Перетворення осаду в руду обов'язково супроводжувалося зменшенням змісту кисню. Причина цього явища – окислювання органічних залишків (деревини й загиблих організмів), що супроводжувалося виділенням вуглекислого газу. Середовище стало відновним, і тому руйнувалися з'єднання заліза й марганцю з киснем, а замість них виникли з'єднання з кремнієм і вуглекислою.

У самому кінці неогенового періоду східна частина нинішнього Керченського півострова стала підніматися, і море залишило мульди. Залізисті мули в процесі діагенезу ущільнилися (скам'яніли) і сформувалися фосфатні розчини, які локалізувалися в порожнечах раковин і заміщали менш стійкі мінерали. У них виникли бурій залізняка, хлорити, вівіаніт, анапаїт, карбонати заліза, гіпс, барит і деякі інші мінерали.

## ЗАВДАННЯ ПО ВИВЧЕННЮ ГЕОЛОГІЧНОГО ОБ'ЄКТА

### ***Польовий етап.***

1. Детально оглянути геологічний об'єкт, зібрати фактичний матеріал (фотографії, замальовки, зразки, геометричні розміри тіл) для реконструкції геологічних процесів на даному об'єкті. Відібрати зразки порід з різними генетичними ознаками.

2. На основі особистих спостережень визначити послідовність формування геологічних процесів, тобто визначити відносний вік.

### ***Камеральний етап.***

Скласти презентацію по конкретному геологічному об'єкту в PowerPoint, у якій повинні бути показані геологічні факти, що характеризують протікання певних процесів на досліджуваному об'єкті.

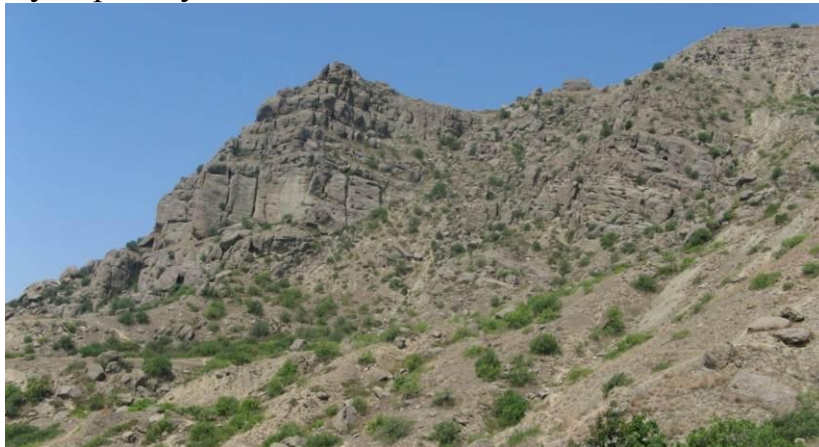
## **4.13. Мис Меганом**

Мис Меганом розташований між мисом Алчак на заході й устям ріки Кіз на сході, включаючи Капсельську і Козську долини. З півночі територія обмежена хребтом Токлук-Сирт. Для Меганом характерний пустельний ландшафт. Його східна гориста частина вдається в море, а західна – більш низька, горбкувата, з терасами і ярами. Площа скелястого півострова становить близько 20 км<sup>2</sup>, на ньому виділяється найбільш далеко висунутий у море мис – властиво мис Меганом. У межах півострова є ще ряд мисів поменше: Рибальський, Бугас (Богаз), Товстий й інші. Та ж назва, що й сам півострів, носить його найвища вершина – гора Меганом (358 м). Довжина берегової лінії півострова – близько 16 км.



*Рис. 4.120. Мис Меганом має різко розчленований рельєф*

Мис Меганом має два структурних поверхи. Перший – скельні виходи, що різко піднімаються над морем. Вони представлені шаруватими верхнеюрськими конгломератами, сформованими в прибережних морських умовах. Конгломерат має різний ступінь цементації, що і визначило такий різко розчленований рельєф мису й саму берегову лінію.



*Рис. 4.121. Корінні породи мису – конгломерати шаруватої будови*



*Рис. 4.122. Конгломерат представлений галькою різного складу й походження, а саме: кварц (сірий, білий, димчастий, рожевий), мармур*



*(чорний, ясно-сірий, строкатий), яшмоїди (червоного, коричневого, сірого кольору), траси, аргіліти і т.п.*

В окремих місцях можна спостерігати різкий перехід конгломератів у піщаник, у якому спостерігаються уламки великого розміру.



*Рис. 4.123. Шар піщанику серед конгломератів. Уламки в піщанику представлені мармуризованими вапняками і фауною морського походження.*

Другий структурний поверх – зруйновані продукти першого, котрий визначив пологий берег до моря. Величезні брили упереміж із дрібними уламками й галькою створюють вигадливий рельєф у морі і на березі.



*Рис. 4.124. Брила, яка сповзла зверху, у якій вітер видув слабкоцементовані ділянки, у результаті чого утворилися ніші (чарунки)*

У кишнях (ярах) накопичуються сипкі відкладення. Під дією тимчасових водних потоків утворюються численні глибокі канавки, які створюють різко розчленований рельєф.





*Рис. 4.125. Екзотичний рельєф, сформований у результаті тимчасових потоків*

## ЗАВДАННЯ ПО ВИВЧЕННЮ ГЕОЛОГІЧНОГО ОБ'ЄКТА

### ***Польовий етап.***

*1. Детально оглянути геологічний об'єкт, зібрати фактичний матеріал (фотографії, замальовки, зразки, геометричні розміри тіл) для реконструкції геологічних процесів на даному об'єкті. Відібрати зразки порід з різними генетичними ознаками.*

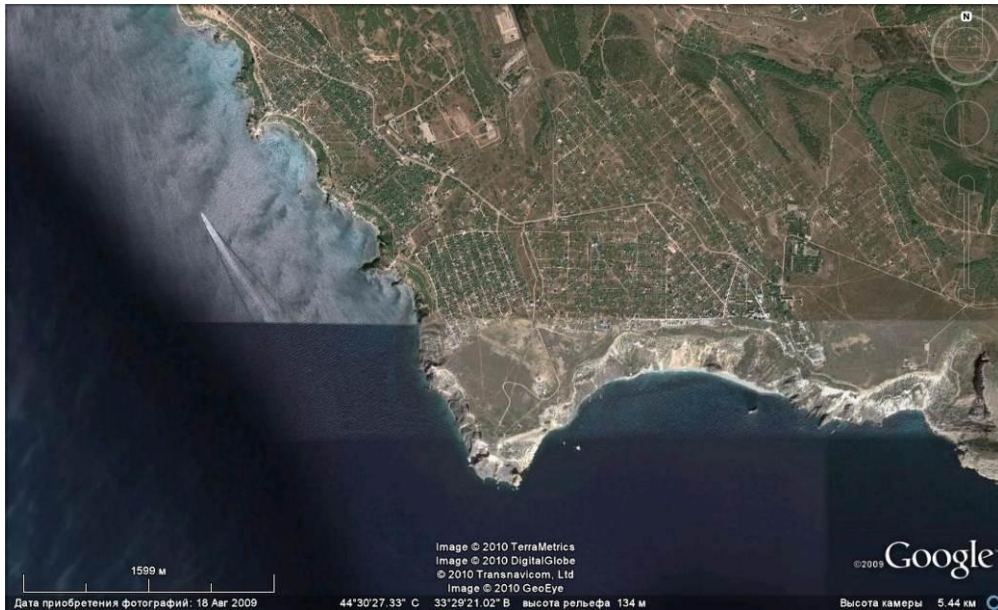
*2. На основі особистих спостережень визначити послідовність формування геологічних процесів, тобто визначити відносний вік.*

### ***Камеральний етап.***

*Скласти презентацію по конкретному геологічному об'єкту в PowerPoint, у якій повинні бути показані геологічні факти, що характеризують протікання певних процесів на досліджуваному об'єкті.*

## **4.14. Мис Фіолент**

Мис Фіолент перебуває між Севастополем і Балаклавою. Це частина суші не більше 1,5 км у поперечнику, що різко виступає в море. У геологічному відношенні необхідно розглядати весь район, що складений магматичними породами. Довжина берегової лінії становить близько 5 км. Максимальна висота над рівнем моря на сході – 180 м, на заході вона різко зменшується до 65 м. Берегова лінія має числені бухти, затоки, останці. Це свідчить про те, що породи були різними по своїй міцності. Берег, складений з більш слабких порід, відступав під дією морських хвиль і залишав брили, представлені більш твердими породами. Тому на різному віддаленні від берега спостерігаються останці порід, що стирчать із води.



*Рис. 4.126. Мис Фіолент. Фотознімок із супутника*

Мис Фіолент – вулканічне спорудження, сформоване в середньюрський вік, тобто 150-180 млн. років тому. По своєму походженню й набору гірських порід він аналогічний Карадагу. Ці два масиви характеризують вулканічну діяльність у Криму: на сході – Карадаг, на заході – Фіолент.



*Рис. 4.127. Мис Фіолент – вид зверху. Породи темно-сірого кольору (вулканічного походження), над ними залягають породи ясно-жовтого кольору (вапняки неогену)*

Варто сказати, що та частина Фіолента, що ми спостерігаємо лише фрагменти великого вулканічного спорудження, основна частка якого схована під водами Чорного моря.

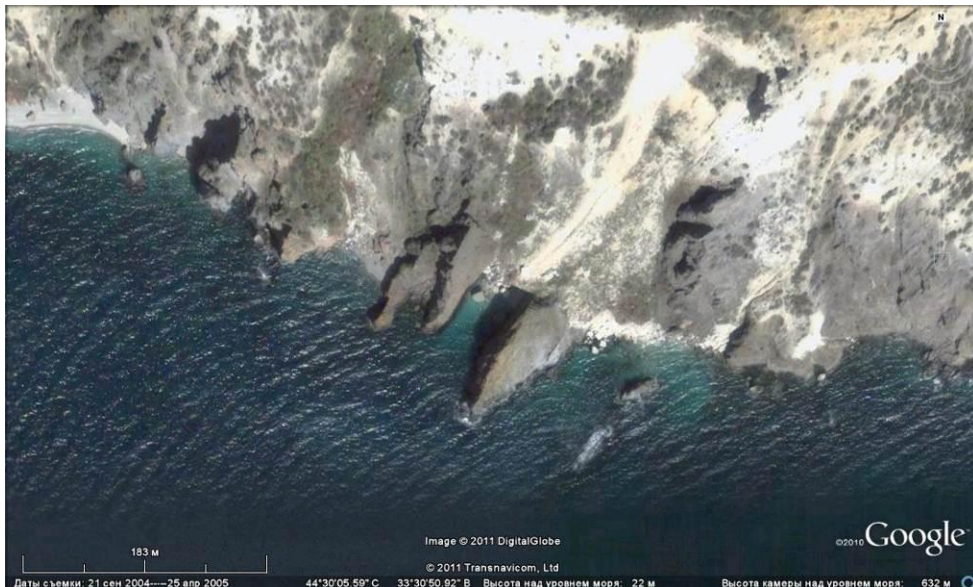
Східна частина масиву контактує із мармуризованими вапняками верхньої юри.





*Рис. 4.128. Балаклавська група мармуризованих вапняків (праворуч).  
Ліворуч угорі – вапняк-черепашиник, нижче осип зруйнованого вапняку й  
темно-сірі виходи базальтів.*

На знімку з повітря видні чорні виходи базальтів у вигляді хвилерізів (екзотичних чудовиськ, які спустилися до моря на водопій). Насправді це потужні шари ефузивних порід, нахилених під кутом 30-35 градусів на південний схід. Це багатотонні брили щільних базальтів, що місцями переходять у пористі, з жилами халцедону й одиничних мигдалин агатів (розміром до 2 см).



*Рис. 4.129. Фрагменти базальтових лав у вигляді хвилерізів*



*Рис. 4.130. Деякі базальти "Балки мармурової" покриті щільною мережею тріщин, у яких проглядає молочно-білий халцедон. Праворуч – мигдалина халцедону до 15 см.*



*Рис. 4.131. Скеля «Хрест». Фрагмент лавового потоку, поставлений вертикально. Вся маса вулканічного тіла складається з окремоностей (які нагадують стіс), що наближається до шестикутної форми, орієнтованих перпендикулярно підшві. Спостерігається слабковиявлена зональність. З боку підшви (від континенту) спостерігаються перетерті породи й будини.*





*Рис. 4.132. Виходи ефузивних порід жовтого кольору з різким запахом сірководню. У жилах зустрічається кристалічний арсенопірит.*



*Рис. 4.133. Вигадлива фігура магматичного тіла у вигляді птаха, що злітає*



*Рис. 4.134. Подушкоподібні лави між якими спостерігаються червоні яшмоїди*

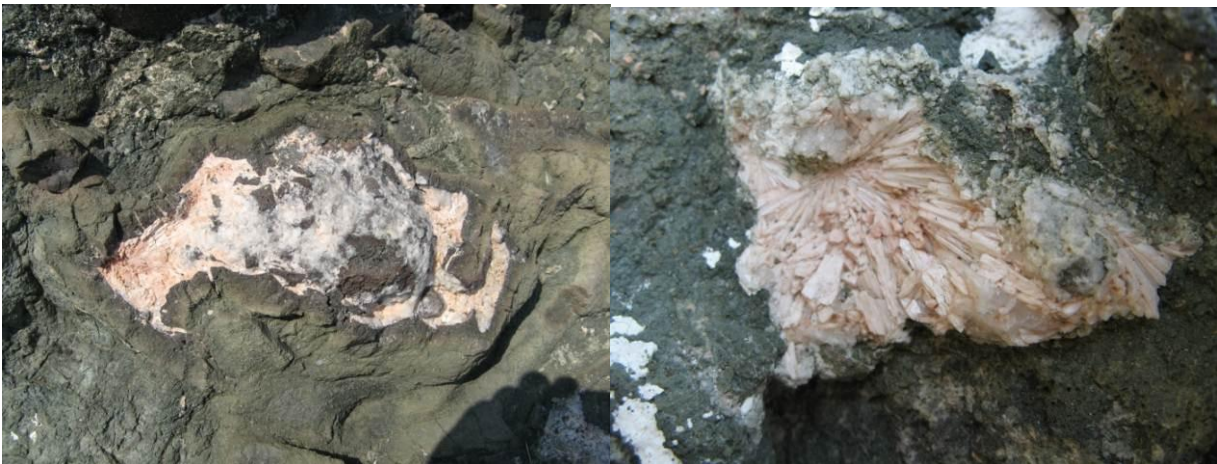




*Рис. 4.135. Застиглі кульові лави. Між кульовими окремостями спостерігаються кременисті утворення (яшми) червоного і зеленого кольорів. Іноді вони як би цементують тріщини*



*Рис. 4.136. Фрагмент застиглого лавового потоку, що зберіг сліди плинну*



*Рис. 4.137. Гнізда рожевих цеолітів у вигляді «сонечок»*





Рис. 4.138. Дайка андезиту, що січе товщі подушоподібних базальтів

## ЗАВДАННЯ ПО ВИВЧЕННЮ ГЕОЛОГІЧНОГО ОБ'ЄКТА

### **Польовий етап.**

1. Детально оглянути геологічний об'єкт, зібрати фактичний матеріал (фотографії, замальовки, зразки, геометричні розміри тіл) для реконструкції геологічних процесів на даному об'єкті. Відібрати зразки порід з різними генетичними ознаками.

2. На основі особистих спостережень визначити послідовність формування геологічних процесів, тобто визначити відносний вік.

### **Камеральний етап.**

Скласти презентацію по конкретному геологічному об'єкту в PowerPoint, у якій повинні бути показані геологічні факти, що характеризують протікання певних процесів на досліджуваному об'єкті.

## 4.15. Новий Світ

Рельєф і берегова лінія на околицях Нового Світа славиться вишуканими бухтами й мисами. Найбільш цікаві об'єкти: мис Капчик, гора Коба-Кая, бухти Блакитна з "Царським пляжем", Синя (Розбійнича) і Зелена.



Рис. 4.139. Туристична карта Нового Світу

У геологічній будові району приймають участь карбонатні породи різного походження.

**Вапняки** органічного походження – сірі щільні гірські породи, що містять фрагменти коралових будівель розміром до 50 см. Вони зустрічаються на мисі Капчик до "гачка".



*Рис. 4.140. Фрагменти коралових будівель*

**Водоростеві (біогермні) вапняки темно-сірого кольору.** На відмінність від попередніх вони мають шаруватість, що добре спостерігати на стінках гори Коба-Кая (Орел), грота Голіцина й на самому закінченні мису Капчик. Характерно, що всі шари ближче до моря підняті (задерті нагору).



*Рис. 4.141. Гора Коба-Кая (Орел) складена водоростевими вапняками*





*Рис. 4.142. Грот Голіцина. Шаруваті вапняки*



*Рис. 4.143. Зразок водоростей, що переплітаються*

Строматолітові вапняки від сірого до темно-сірого кольору щільні з жовтими плямами (гідроокисли заліза), як результат окислювання піриту.

Такі вапнякі після полірування виявляють хвилясту будову і характерну текстуру конус у конус. Вони належать до короваєподібних строматолітових біогерм.



*Рис. 4.144. Шаруваті строматоліти*

Строматоліти – клас викопних фітогенних будівель. Вважається, що формували строматоліти головним чином співтовариства синьо-зелених водоростей і бактерій, однак у викопному матеріалі згаданні клітинні залишки зустрічаються лише епізодично, і далеко не завжди вдається встановити їх особисту участь у створенні конкретної будівлі.

## ЗАВДАННЯ ПО ВИВЧЕННЮ ГЕОЛОГІЧНОГО ОБ'ЄКТА

### **Польовий етап.**

1. Детально оглянути геологічний об'єкт, зібрати фактичний матеріал (фотографії, замальовки, зразки, геометричні розміри тіл) для реконструкції геологічних процесів на даному об'єкті. Відібрати зразки порід з різними генетичними ознаками.

2. На основі особистих спостережень визначити послідовність формування геологічних процесів, тобто визначити відносний вік.

### **Камеральний етап.**

Скласти презентацію по конкретному геологічному об'єкту в PowerPoint, у якій повинні бути показані геологічні факти, що характеризують протікання певних процесів на досліджуваному об'єкті.

## 4.16. Мис Казантип

Назва «Казантип» має тюркське походження й перекладається як донна частина казана. Мис Казантип далеко виступає в море, має вигляд казана діаметром близько 3-4 км, максимальна висота гряди – 107 м, середня – 30-40 м, низини в середині казана – 20-30 м над рівнем моря. Мис є північним краєм півострова, що розділяє Казантипську і Арабатську затоки. Північна частина півострова з'єднується з його південною частиною низинним перешийком шириною близько 1,5 кілометра. Південніше перешийка перебуває Білокаменська височина, на ній розташоване місто Щолкіно.



Рис. 4.145. Знімок Казантипа із супутника



Мис має ідеальну форму кола. З усіх боків він обмивається водами Азовського моря й тільки на півдні низинним перешийком з'єднується із сушею. Дно улоговини оточене кільцеподібним скелястим хребтом висотою 30 - 40 м. Найвища височина над морем – 106 м.

Мис Казантип, як й інші височини Керченського півострова, збудований моховинковими вапняками. Вони складаються зі зцементованих кістяків викопної моховинки Мембраніпора лапідоза.



*Рис. 4.146. Моховинкові вапняки пористої будови*

На невеликому віддаленні від моря вапняки, як правило, покриті екзотичними жовтогарячими наліпками лишайників.



*Рис. 4.147. Куці жовтогарячих лишайників на моховинкових вапняках*

Зовні кільцева гряда Казантипа схожа на древній атол. У дійсності мис являє собою брахіантикліналь (яйцеподібну опуклу нагору складку з пологим нахилом шарів на її крилах). У ядрі Казантипської антикліналі виходять на поверхню найбільш древні гірські породи цього району – глини сарматського ярусу. На крилах складки – більш молоді верхнесарматські-нижнемеотичні

рифові вапняки. Будова рифового масиву досить складна. Верхня частина мису – майже суцільна кільцева гряда рифових вапняків. По зовнішньому схилу мису від неї відходять звивисті бічні гряди, схожі на коріння гігантських дерев, що відходять від стовбура. Простір між рифовими вапняками зайнято менш міцними глинами й мергелями.

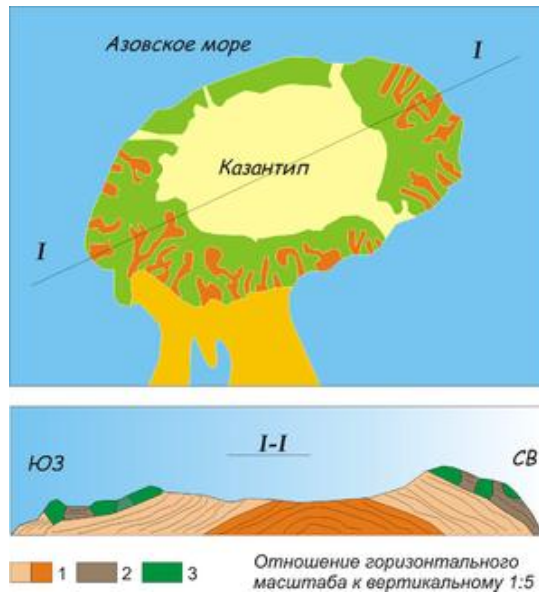


Рис. 4.148. Рифовий мис Казантип у плані й розрізі (по Д. П. Найдину, В. К. Пуегіну)

*1 - сарматські глини із прошарками мергелів і вапняків; 2 - рифові вапняки верхнього сармату-нижнього меотіса; 3 - міжрифові глини, мергелі та інші породи.*

Мис Казантип виник при піднятті морського дна в сарматський і меотичний вік. Спочатку на місці сучасного мису на дні моря з'явилася мілина, що потім перетворилася на острів. По його околиці на глибині 20 – 40 м, де вже не позначалися сильні хвилі, оселилися колонії моховинок, у вигляді підводного кільця оперезавши острів. У міру підняття колонії моховинки виявлялися вище зони утворення рифів, відмирили й перетворювалися у вапняки. Нижче в сприятливій для їхнього життя глибинах розвивалися нові колонії. Кільцевий риф, що утворився при злитті окремих колоній, піднявся над лагуною. У протилежному напрямку, тобто із зовнішньої сторони, по падінню шарів від кільцевої гряди відходили бічні гряди колоній моховинок, що поступово наростали у бік моря. Отже, Казантип – кільцевий риф, що утворився при повільному піднятті морського дна й перетворенні мілини в острів.

Неоднаковість в міцності рифового кільця і склепіння антикліналі привело до перевертання рельєфу. Склепіння, що складено глинами, легко руйнувалося. Кільцева рифова гряда спочатку була нижче центральної частини острова, але, оскільки вапняки значно міцніше глини й, отже, руйнувалися слабкіше, вони виявилися вище склепіння купола. Так на місці первісного підняття рельєфу виникла улоговина, а кільцеподібна гряда, що перебувала нижче – піднялася над нею. Рельєф став перевернутим.



Узбережжя Казантипа порізане бухтами і другорядними мисами, що надають йому незвичайну привабливість. Порізаність узбережжя пов'язана з його геологічною будовою. Вона, насамперед, викликана чергуванням гірських порід різної міцності. Кожен невеликий мис виявляється підрізаним морем біля закінчення рифового вала. Плоска поверхня мисків, злегка нахилена до моря, відповідає заляганню бічних рифових гряд вапняків. А невеликі бухти довжиною в кілька десятків метрів вирізані прибоєм у менш міцних ділянках узбережжя.

Зрізуються не тільки бічні рифові гряди, але й основна кільцева гряда. У результаті порушується механічна рівновага берегових мас і починаються зсуви: величезні блоки мшанкових вапняків по кільцевих тріщинах відриваються від кільцевої гряди й зсковзують по сарматських глинах. На шляху блоки, що сповзають розтріскуються й розвалюються в хаотичні накопичення брил. Це дивне явище. Брили часто нагадують доісторичних тварин, кам'яних ідолів, масивні арки й інші фігури.



*Рис. 4.149. Мис мшанкових вапняків, що виступає у море*

Своєрідність казантипському ландшафту надає й різкий перехід моря та кам'яного степу. Затишні бухти раптово закінчуються обривами, що змінюються степом з убогою рослинністю. Берег не підноситься піками й баштами, як на Карадазі, а виходить із землі горизонтальними, спрямованими до моря потужними шарами. А за смужкою пляжу в морі розкидані брили, покриті «іржавими» водоростями.

## ЗАВДАННЯ ПО ВИВЧЕННЮ ГЕОЛОГІЧНОГО ОБ'ЄКТА

### ***Польовий етап.***

1. Детально оглянути геологічний об'єкт, зібрати фактичний матеріал (фотографії, замальовки, зразки, геометричні розміри тіл) для реконструкції геологічних процесів на даному об'єкті.

2. На основі особистих спостережень визначити послідовність формування прибережного рельєфу й бухт.

3. Зібрати колекцію мшанкових вапняків і класифікувати по петрографічних різновидах.

**Камеральний етап.**

Скласти презентацію по конкретному геологічному об'єкту в PowerPoint, у якій повинні бути показані геологічні факти, що характеризують протікання певних процесів на досліджуваному об'єкті.

*Тестові завдання*

1. Що таке фліш? Коли він утворюється?
2. Розкажіть що ви знаєте про Петропавлівський вулкан в Криму.
3. Надайте характеристику мису Кутіля Бурун.
4. Надайте характеристику вулканічному спорудженню миса Карадаг.
5. Що таке дайка? Які породи можуть складати дайки? Назвіть відомі вам споруди дайок на Карадазі.
6. Що таке неук? З чого він складається, як виникає?
7. Надайте характеристику мису Аюдаг. З чого він складений?
8. Надайте характеристику гори Демерджи. Якими породами вона складена?
9. Як виникли Червоні печери?
10. Що таке травертин. Як він утворюється?
11. Дайте характеристику грязьовим вулканам.
12. Як виникло Камиш-Бурунське залізорудне родовище?
13. Як виник мис Казантип?
14. Як виник мис Фіолент?

## 5. РЕКОМЕНДАЦІЇ З ОФОРМЛЕННЯ ЗВІТНОСТІ

Презентації повинні бути виконані за допомогою стандартної програми Microsoft Power Point. На першому слайді приводиться назва вузу, кафедри, що проводить практику, назву роботи (звіт про першу геологічну практику), відомості про автора.

Кожен геологічний об'єкт, що був досліджений описується такою кількістю слайдів, щоб відобразити всі розглянуті на об'єкті геологічні процеси. Рекомендується поміщати на слайд 1 фото (2 фото – у випадку, якщо необхідно порівняння).

Підпис на слайді повинен містити назву розглянутого об'єкта і конкретного геологічного процесу, а також основні критерії його розпізнання (коротко).

Натурні замальовки, загальні й частки схеми також приводять на слайдах.

Після того, як геологічний об'єкт буде охарактеризований необхідною кількістю слайдів з фотографіями й схемами, приводиться слайд із підсумковою таблицею, у якій перераховуються геологічні процеси в хронологічній послідовності й критерії їхнього розпізнання.

| № | Геологічні процеси в хронологічній послідовності | Критерії розпізнання геологічних процесів |
|---|--|---|
|   |  |   |

**Предметний покажчик**

- Авлакоген** с. 10, 15, 16  
**Автометасоматоз** с. 26  
**Алевроліт** с. 116  
**Антекліза** с.15  
**Аргіліт** с. 38, 39, 71, 74, 76, 77, 79, 84, 85, 93, 95, 97, 98, 109, 111, 116  
**Аюдаг** с. 26, 108, 109, 111, 156  
**Базальтові стовпи** с. 7  
**Бар** с. 35, 36  
**Батоліт** с. 32  
**Бентос** с. 34, 37  
**Брекчія** с. 20, 40, 74, 95, 101  
**Вівіаніт** с. 48, 138, 139, 140  
**Гарячі точки** с. 11, 12  
**Геологічна історія Криму** с. 63, 66, 67  
**Геосинкліналь** с. 13, 16, 17, 18, 19, 24  
**Гідратація** с. 62  
**Гідроліз** с. 62  
**Гідросфера** с. 33  
**Гідротерма** с. 9, 26, 27, 33, 75, 77, 83, 91, 101, 106, 110, 118, 119  
**Гідротермальний процес** с. 27  
**Горст** с. 19  
**Грабен** с. 15, 19  
**Грот** с. 45, 150, 151  
**Грунтові води** с. 44  
**Грязьові вулкани** с. 130, 132, 133, 134  
**Дайка** с. 32, 106, 149  
**Делювій** с. 63  
**Демерджи** с. 5, 65, 66, 112, 113, 114, 115, 156  
**Дивергенція** с. 9  
**Діорит** с. 26, 73, 93, 94, 109  
**Експлозивний вулканізм** с. 29  
**Елювій** с. 62, 63  
**Ерозія** с. 40, 41, 84  
**Ефузивний вулканізм** с. 30, 31  
**Затока Сиваш** с. 5, 126  
**Зона субдукції** с. 11, 68, 76  
**Казантип** с. 152, 153, 154, 155  
**Камяні гриби** с. 124  
**Карадаг** с. 102, 103, 105, 107, 144, 156  
**Карст** с. 44, 45, 62, 74, 119, 124  
**Катаклази** с. 20  
**Кліваж** с. 21  
**Кліф** с. 35, 128

**Колізія континентів** с. 12  
**Колювій** с. 63  
**Конвергенція** с. 9  
**Конгломерат** с. 18, 36, 40, 45, 74, 79, 82, 102, 111, 114, 115, 116, 124, 125, 126, 141, 142  
**Континентальний риф** с. 10  
**Крим** с. 5  
**Лаколіт** с. 32, 108  
**Лиман** с. 35  
**Лополіт** с. 32  
**Льодовик** с. 33, 46, 49, 50, 51, 60  
**Магма** с. 24, 25, 26, 27, 28, 29, 30, 31, 32, 33, 39  
**Магматизм** с. 16, 24, 27, 31, 33, 63, 70  
**Мармур** с. 27, 38, 40, 70, 96, 116  
**Меганом** с. 140, 141  
**Метасоматоз** с. 26-27  
**Мілоніт** с. 20  
**Напірні води** с. 44  
**Некк** с. 107, 109  
**Нектон** с. 34, 37  
**Новий Світ** с. 149  
**Озеро Чокрак** с. 127, 128  
**Окремінення** с. 27  
**Органогенні опади** с. 36, 37  
**Острівні дуги** с. 11, 12, 17, 19  
**Петропавлівський палеовулкан** с. 87  
**Піщаник** с. 18, 38, 39, 40, 45, 71, 74, 76, 77, 78, 79, 80, 81, 85, 86, 97, 98, 111, 115, 116, 125, 132, 142  
**Планетарні геологічні процеси** с. 6  
**Планктон** с. 34, 37, 47  
**Платформа** с. 15, 16, 27, 67, 75  
**Регіональні геологічні процеси** с. 6  
**Роговик** с. 26, 63, 95, 96, 108, 109, 110, 111  
**Розходження земної кори** с. 9, 10  
**Розчинення** с. 26, 38, 39, 40, 43, 44, 62  
**Серединні масиви** с. 17, 23  
**Серединно-океанічні хребти** с. 9, 17  
**Силіфікація** с. 27  
**Синекліза** с. 15, 63  
**Сіл** с. 32  
**Сталагміт** с. 45, 123  
**Сталактит** с. 45  
**Теригенні опади** с. 36  
**Трас** с. 30, 105  
**Туф** с. 27, 28, 99, 100, 104, 105, 107



- Туфіт** с. 28, 30  
**Фіолент** с. 69, 143, 144, 156  
**Флексура** с. 15, 63  
**Фумарола** с. 130  
**Хемогенні опади** с. 36, 47, 48  
**Цементация** с. 27, 38, 39, 70  
**Червоні печери** с. 120, 121, 123, 156  
**Шток** с. 32  
**Яванська западина** с. 11

### Список використаної літератури

1. Лебединский В. И., Л. П.Кириченко "Крым - музей под открытым небом", 2002. – 184 с.
2. Двойченко П.А. Геологическая история Крыма. Геол. Крымский университет, 1925. – 61 с.
3. Лебединский В.И.,Макаров Н.Н. Вулканизм Горного Крыма. – К. Из-во АН УССР.1962. – 298 с
4. Геология СССР. Гл. ред. Сидоренко М. Надра. 1969. Т.8. Крым. Геологические описания. Отв. Ред. М.В. Муратов, 1969. – 575 с.
5. Славин В.И. Современные геологические процессы в Крыму. (учебное пособие). – М.: Из-во МГУ,1985. 200 с.
6. Лебединский В.И., Макаров Н. Н. Вулканизм Горного Крыма. – К.: Из-во АН УССР, 1962. – 298 с.
7. Муратов М.В. Верхнеюрский вулканизм в Крыму и сравнение его с вулканизмом Грузии// Сб. трудов Геол. ин-та АН ГССР, Тбилиси. – 1959.-С. 179-187.
8. <http://krim.biz.ua/geologija.html>
9. <http://ru.wikipedia.org/wiki>
10. <http://www.crimea-portal.gov.ua/index>
11. <http://crimea-tour.ru/geology/geology.html>