Рудько Г. І.
Адаменко О. М.
Чепіжко О. В.
Крочак М. Д.

ГЕОЛОГІЯ З ОСНОВАМИ ГЕОМОРФОЛОГІЇ

ІВАНО-ФРАНКІВСЬКИЙ НАЦІОНАЛЬНИЙ ТЕХНІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ
НАФТИ І ГАЗУ

ОДЕСЬКИЙ НАЦІОНАЛЬНИЙ УНІВЕРСИТЕТ ІМЕНІ І. І. МЕЧНИКОВА

ДЕРЖАВНА КОМІСІЯ УКРАЇНИ ПО ЗАПАСАХ КОРИСНИХ КОПАЛИН

Рудько Г. І., Адаменко О. М., Чепіжко О. В., Крочак М. Д.

ГЕОЛОГІЯ З ОСНОВАМИ ГЕОМОРФОЛОГІЇ

Підручник для студентів
екологічних і географічних спеціальностей
вищих навчальних закладів

Затверджено Міністерством освіти і науки України

Чернівці
«Букрек»
2010

Digitized by ABORIGINAL

ББК 26.3+26.823
Г36
УДК 55+551.4(075.8)

Затверджено Міністерством освіти і науки України
(№ 1/11-666 від 10.02.2010 р.)

Друкується за ухвалами:
вченої ради Івано-Франківського національного технічного університету нафти і газу (протокол № 08/482 від 30.09.2009 р.),
вченої ради геолого-географічного факультету Одеського національного університету імені І. І. Мечникова (протокол №.1 від 28.08.2009 р.),
експертно-технічної ради Державної комісії України по запасах корисних копалин (протокол № 107 від 26.06.2009 р.)

Р е ц е н з е н т и :

Б. Й. Маєвський – доктор геолого-мінералогічних наук, професор, завідувач кафедри геології та розвідки нафтових і газових родовищ Івано-Франківського національного технічного університету нафти і газу;

В. Г. Петрук – доктор технічних наук, професор, завідувач кафедри екології та екологічної безпеки Вінницького національного технічного університету

Геологія з основами геоморфології: Підручник для студентів екологічних і географічних спеціальностей вищих навчальних закладів / Г. І. Рудько, О. М. Адаменко, О. В. Чепіжко, М. Д. Крочак. – Чернівці: Букрек, 2010. – 400 с., іл.

Г36

ISBN 978-966-399-228-0

Геологія – це наука про Землю. Від неї вже в XX столітті відокремилась геоморфологія – наука про рельєф Землі, його морфологію, походження і перетворення. Але для студентів негеологічних спеціальностей ці науки зручніше вивчати разом, тому що більшість природних процесів і явищ так чи інакше впливає на формування рельєфу. В підручник включені розділи про будову Всесвіту та Сонячної системи, форму, розміри та внутрішню будову Землі, про будову та склад земної кори тощо. Основну частину книги складають розділи, які всебічно описують екзогенні та ендогенні процеси на поверхні Землі та в її надрах. Подані також відомості про мінерали та гірські породи, розвиток життя на планеті та про вплив діяльності людини на навколишнє середовище.

«Геологія з основами геоморфології» – це базовий предмет для подальшого вивчення та успішного засвоєння студентами таких дисциплін, як «Ґрунтознавство», «Ландшафтознавство», «Екологічна геологія», «Моніторинг довкілля» та ін.

Для студентів екологічних і географічних спеціальностей вищих навчальних закладів.

ББК 26.3+26.823
УДК 55+551.4(075.8)

© Рудько Г. І., Адаменко О. М.,
Чепіжко О. В., Крочак М. Д., 2010

ISBN 978-966-399-228-0

© Видавничий дім «Букрек», 2010

Digitized by ABORIGINAL

З М І С Т

Вступ..... 9

ЧАСТИНА І

Загальні відомості про Землю, земну кору та процеси внутрішньої геодинаміки

РОЗДІЛ 1

Геологія як наука. Її предмет та завдання. Зв'язки з іншими науками. Диференціація геологічної науки. Геоморфологія – наука про рельєф земної поверхні. Геологія та геоморфологія – основа геоекології..... 12

РОЗДІЛ 2

Всесвіт – Галактика – Сонячна система – Земля..... 17

2.1. Формування і розвиток Всесвіту 17

2.2. Сонячна система..... 19

2.3. Зародження планет Сонячної системи і Землі..... 25

РОЗДІЛ 3

Земля, її форма, розмір, внутрішня будова та вік..... 36

3.1. Форма, розмір Землі та параметри орбіти 36

3.2. Будова Землі..... 38

3.3. Щільність та тиск усередині Землі..... 42

3.4. Механічні властивості та склад речовини оболонок Землі 44

3.5. Магнетизм Землі..... 45

3.6. Теплове поле Землі..... 47

3.7. Земна кора, її будова та типи..... 49

3.8. Вік Землі, час у геології та стратиграфічна шкала 54

РОЗДІЛ 4

Мінерали та гірські породи..... 64

4.1. Мінерали 64

4.1.1. Форма кристалів 65

4.1.2. Фізичні властивості мінералів..... 65

4.1.3. Класифікація мінералів 73

Digitized by ABORIGINAL

4.2. Гірські породи 86
4.2.1. Магматичні гірські породи 87
4.2.2. Метаморфізм та метаморфічні гірські породи..... 94
4.2.3. Осадові гірські породи 99
4.2.4. Каустобіоліти 108
4.3. Метеорити 109
4.4. Викопне паливо 110

РОЗДІЛ 5

Вік Землі та гірських порід 114
5.1. Історія Землі, її минуле 114
5.2. Геологічний час 114
5.3. Скам'янілості 114
5.4. Відносний вік гірських порід 115
5.5. Абсолютний вік гірських порід 115

РОЗДІЛ 6

Рухи земної кори та їх рельєфоутворююча роль. Коливальні рухи. Тектонічні деформації. Складчасті та розривні порушення 118
6.1. Складчастість 118
6.2. Системи розломів 121

РОЗДІЛ 7

Землетруси. Їх розповсюдження та сейсмічне районування 127
7.1. Природа землетрусів. Вимірювання сили землетрусів.... 127
7.2. Прогнозування землетрусів 131
7.3. Цунамі 134
7.4. Заходи захисту від землетрусів 134

РОЗДІЛ 8

Магматизм 135
8.1. Магма 135
8.2. Вулкани 139
8.3. Продукти вулканічних виверженъ 142
8.4. Типи вулканічних виверженъ 143

Digitized by ABORIGINAL

8.5. Вулканічні відклади 148
8.6. Поширення вулканів 149
8.7. Попередження вулканічних катастроф 154
8.8. Гарячі джерела і гейзери. Геотермальна енергія 154
8.9. Магматичні тіла 157

РОЗДІЛ 9

Основні структурні елементи земної кори.
Платформи та рухливі (геосинклінальні) пояси 162
9.1. Структурні елементи континентів 162
9.2. Структурні елементи океанів 167

РОЗДІЛ 10

Літосферні плити. Гірські системи (орогенні пояси).
Геоморфологічні елементи дна океанів 170
10.1. Літосферні плити Землі 170
10.2. Рух плит 173
10.3. Границі плит 175
10.4. Зіткнення літосферних плит 177
10.5. Головні літосферні плити Землі 179
10.6. Рифтові гори 182
10.7. Тектоніка плюмів 183
10.8. Епейрогенічні рухи і гірські системи (орогенні пояси) 184
10.9. Геоморфологічна будова дна океанів 193

РОЗДІЛ 11

Геологічна будова як компонент ландшафту.
Її роль у формуванні екологічної ситуації
території. Геологічне середовище 197
11.1. Ендогенні, екзогенні та техногенні геодинамічні процеси, їх рельєфоутворююче й екологічне значення 197
11.2. Екологічна геологія. Поняття про геологічне середовище 202
11.3. Екологічні зміни довкілля при геологічних процесах природного походження 204

Digitized by ABORIGINAL

11.4. Екологічні зміни довкілля при розробці
корисних копалин 216
Нормативні навчальні елементи з частини I 229
Запитання для самоперевірки 230

ЧАСТИНА II

Екзогенні геологічні процеси та їх роль у формуванні рельєфу земної поверхні

РОЗДІЛ 12

Екзогенні процеси. Загальні поняття процесу 232
12.1. Динаміка геологічного середовища під впливом
екзогенних геологічних процесів і факторів 232
12.2. Ландшафтно-кліматичні зони. Географічне
положення 237
12.3. Розвиток екзогенних геологічних процесів
у реальному часі 238

РОЗДІЛ 13

Вивітрювання 240
13.1. Фізичне вивітрювання 240
13.2. Хімічне вивітрювання 241
13.3. Кори вивітрювання 243
13.4. Ґрунти і ґрунтоутворення 245
13.5. Геологічна діяльність вітру 247

РОЗДІЛ 14

Гравітаційне переміщення 254
14.1. Рушійна сила 254
14.2. Класифікація процесів гравітаційного
переміщення 255

РОЗДІЛ 15

Геологічна діяльність поверхневих текучих вод 266
15.1. Площинний схиловий стік 267
15.2. Діяльність тимчасових руслових потоків 267
15.3. Геологічна робота річок 269

Digitized by ABORIGINAL

РОЗДІЛ 16

Геологічна діяльність підземних вод 275

16.1. Походження підземних вод 275

16.2. Мінералізація підземних вод 277

16.3. Геологічна робота підземних вод 278

РОЗДІЛ 17

Геологічна діяльність океанів і морів 284

17.1. Морфоструктура повного профілю в області переходу від материка до океану. Хвилювання, припливи, морські течії 284

17.2. Робота моря 288

РОЗДІЛ 18

Переробка берегів водосховищ 293

18.1. Руйнування берегів водосховищ 293

18.2. Охорона геологічного середовища у межах водосховищ 294

18.3. Вплив карстових процесів на стан дамби водосховищ 296

РОЗДІЛ 19

Озера і болота 298

19.1. Озера, їх геологічна роль 298

19.2. Геологічна діяльність озер 299

19.3. Болота 310

РОЗДІЛ 20

Геологічна діяльність льодовиків 312

20.1. Утворення льодовиків 312

20.2. Рух льодовиків 313

20.3. Типи льодовиків 314

20.4. Руйнівна діяльність льодовиків 318

20.5. Ґрунтовий (підземний) лід і багаторічна (вічна) мерзлота 321

Нормативні навчальні елементи з частини II 323

Запитання для самоперевірки 324

Digitized by ABORIGINAL

ЧАСТИНА III

Геологічна історія земної кори. Тектонічні гіпотези. Історія формування рельєфу Землі

РОЗДІЛ 21

Геологічна історія Землі.
Докембрій (4560–570 млн років тому).
Фанерозойський еон (570–0 млн років тому).
Палеозойська ера (570–245 млн років тому) 326

21.1. Докембрійська Земля 326
21.2. Палеозойська ера 329

РОЗДІЛ 22

Фанерозойський еон (570–0 млн років тому):
мезозойська (245–65 млн років тому)
і кайнозойська (65–0 млн років тому) ери.
Гіпотези про формування і розвиток Землі 333

22.1. Мезозойська ера 333
22.2. Кайнозойська ера 335
22.3. Основні геотектонічні гіпотези формування Землі 342
22.4. Космологічні концепції походження Землі та Сонячної системи 351

РОЗДІЛ 23

Геологічні, тектонічні, геоморфологічні, геоекологічні карти 356

23.1. Методи дослідження і графічного моделювання будови окремих об'єктів земної кори 356
23.2. Загальні принципи побудови геологічних карт 358
23.3. Типи і види геологічних карт 360
23.4. Геологічні розрізи та стратиграфічні колонки 389

Нормативні навчальні елементи з частини III 392
Запитання для самоперевірки 393
Рекомендована література 394

Digitized by ABORIGINAL

ВСТУП

Метою вивчення «Геології з основами геоморфології», нормативної фундаментальної дисципліни для студентів-бакалаврів спеціальності «Екологія, охорона навколишнього середовища та збалансоване природокористування», є отримання фундаментальних знань з геологічної будови, тектонічної структури та рельєфу Землі для розуміння причин впливу їх на формування екологічного стану навколишнього природного середовища, знайомство студентів із сучасними знаннями щодо геоекологічних основ середовища життєдіяльності, розвитку самостійного мислення у відповідних питаннях, здатностей реалізувати здобуті знання на практиці, поступове формування суспільно корисного світогляду в цій галузі. В процесі вивчення дисципліни «Геологія з основами геоморфології» (лекційний матеріал, лабораторні роботи, консультації, наукова робота) в студента повинно сформуватися цілісне уявлення про геологію як одну з головних природничих наук про Землю, про тісний її зв'язок із рубіжними та іншими науками, про ті процеси та явища природного характеру, вплив яких на довкілля спричиняє зміну (в той чи інший бік) екологічної ситуації.

При підготовці підручника автори використали досвід викладання дисципліни «Геологія з основами геоморфології» для студентів-екологів на відповідних кафедрах Івано-Франківського національного технічного університету нафти і газу, Одеського національного університету

Digitized by ABORIGINAL

ім. І. І. Мечникова, Інституту менеджменту та економіки «Галицька академія» та ін.

Ваші зауваження та побажання просимо надсилати за адресою: кафедра екології Івано-Франківського національного технічного університету нафти і газу, вул. Карпатська, 15, м. Івано-Франківськ, 76019. Автори їх врахують у своїй подальшій науковій та педагогічній діяльності.

Digitized by ABORIGINAL

ЧАСТИНА І

ЗАГАЛЬНІ ВІДОМОСТІ ПРО ЗЕМЛЮ, ЗЕМНУ КОРУ ТА ПРОЦЕСИ ВНУТРІШНЬОЇ ГЕОДИНАМІКИ

Digitized by ABORIGINAL

РОЗДІЛ 1

ГЕОЛОГІЯ ЯК НАУКА. ЇЇ ПРЕДМЕТ ТА ЗАВДАННЯ. ЗВ'ЯЗКИ З ІНШИМИ НАУКАМИ. ДИФЕРЕНЦІАЦІЯ ГЕОЛОГІЧНОЇ НАУКИ. ГЕОМОРФОЛОГІЯ – НАУКА ПРО РЕЛЬЄФ ЗЕМНОЇ ПОВЕРХНІ. ГЕОЛОГІЯ ТА ГЕОМОРФОЛОГІЯ – ОСНОВА ГЕОЕКОЛОГІЇ

Більше двох століть тому Фрайберзька академія у Саксонії (нині ФРН) переживала свій зоряний час: з усіх цивілізованих країн туди збирались молоді талановиті люди, щоб послухати лекції професора Абраама Готліба Вернера. Він викладав науку, про яку ще ніхто до нього не говорив. Предметом її були мінерали, гірські породи, земна кора та її склад і походження, характер залягання і ті зміни, які відбуваються на Землі. Тоді цю науку називали геогнозія, а вже пізніше – геологія (від грецького *«гео»* – Земля, *«логос»* – вчення). Вернер, батько геології, надав їй стрункої системи та міцної основи, розробив першу класифікацію мінералів і гірських порід.

ГОТЛІБ ВЕРНЕР Абраам
(1749–1817)

Абраам Готліб Вернер – німецький вчений-мінералог і викладач, який залучав студентів з усієї Європи та Америки до Фрайберзької гірничої академії. Він розробив одну з найперших класифікацій мінералів і був прибічником океанічної теорії, за якою всі гірські породи послідовно відклалися в океані, утвореному після біблійного Потопу. Спочатку відклалися магматичні та метаморфічні гірські породи, потім осадові гірські породи й, нарешті, поверхневі відклади.

За тривалий період розвитку геології стало зрозуміло, що вона охоплює низку питань, які потім стали об'єктами багатьох інших наук – геоморфології, ґрунтознавства, геофізики, мінералогії, петрографії, палеонтології, гідрогеології, інженерної геології і, нарешті, геоекології. Отже, екологи без фундаментальних знань геології і геоморфології не зможуть вирішувати питання захисту та раціонального використання природних ресурсів.

Як пише відомий американський геолог із інституту Смітсона Дуглас Палмер у книзі «Земля», виданої під редакцією Джеймса

Digitized by ABORIGINAL

Ф. Лера з Національного природознавчого музею США, Земля займає унікальне місце в Сонячній системі.

Земля має орбіту не надто близьку до Сонця і не дуже віддалену від нього. Це сприяло виникненню й розвитку життя. Упродовж більше ніж 4,6 млрд років своєї історії, внаслідок незвичайного збігу обставин і процесів, Земля стала блакитною планетою. На відміну від інших планет, більшу частину земної поверхні займають великі, невичерпні океанічні басейни, які й надають їй блакитного забарвлення. Над поверхнею океанів здіймаються континентальні й острівні масиви різних розмірів і форм, що також змінювалися з плином геологічного часу.

Протягом тисяч мільйонів років в океанах виникало життя, яке розвивалось, урізноманітнювалося і поширювалося на суходолі та в повітрі. Майже всі життєві форми залежать від потоку сонячної енергії, а від згубного випромінювання Сонця їх захищає атмосфера.

Завдяки постійній взаємодії природних процесів, життя поширилося майже по всій нашій планеті. Як видно з космосу, континентальні масиви частково вкриті зеленою рослинністю, що чергується з пустелями жовтого кольору або приполярними просторами – суцільно білими, вкритими кригою і снігом, де рослинність або бідна, або взагалі відсутня, та й тварин обмаль. Твердорідку поверхню Землі огортає газова оболонка (атмосфера), однією з головних складових якої є водяна пара, зосереджена в нижніх шарах. Питаннями впливу біосфери на життя планети займався В. І. Вернадський – перший президент Академії наук України.

ВЕРНАДСЬКИЙ Володимир Іванович
(1863–1945)

Вернадський В. І. народився у Санкт-Петербурзі. В 1868 р. сім'я Вернадських переїхала до Харкова на Україну. В 1885 р. закінчив фізико-математичний факультет Петербурзького університету. В 1890 р. – приват-доцент кафедри мінералогії Московського університету. В 1897 році захистив докторську дисертацію в Петербурзькому університеті. В 1898–1911 рр. професор Московського університету. В 1917–1921 рр. жив і працював в Україні, був першим президентом АН України. Геолог-геохімік, досліджував геохімічний склад Землі, її кори, гідросфери та атмосфери, міграцію хімічних елементів у земній корі, роль і значення радіоактивних елементів у її еволюції, розподілив хімічні елементи за їх поширенням у геосферах Землі. Ідеї В. І. Вернадського про роль живої речовини в житті земної кори стали фундаментом створених ним наук – біогеохімії, вчення про біосферу і ноосферу.

Digitized by ABORIGINAL

Мінливість природи Землі спричинена двома головними силами: перша розташована в надрах Сонця, а друга – в надрах самої Землі. В результаті радіоактивного розпаду обидві сили утворюють тепло, яке благотворно впливає на земну систему і підтримуватиме її активність ще принаймні 5000 млн років. Перша сила, сонячна енергія, проникаючи через атмосферу, нагріває земну поверхню та впливає на клімат і гідрологічну систему Землі, а також на процеси ерозії та переміщення осадових порід. Під дією іншої сили – тепла земного ядра – повільно перемішується речовина мантії, що залягає нижче земної кори, на зразок інгредієнтів киплячого супу. Таким чином тепло досягає поверхні швидше, ніж коли проходить через нерухому породу. Під дією кругообігу речовини мантії та сили тяжіння на поверхні Землі рухаються літосферні плити, які повільно й безперервно зміщуються внаслідок кругообігу речовин мантії. З плином геологічного часу плити розходяться, відкриваючи вихід величезним потокам лави, яка утворює нові поверхневі відклади океанічного дна. Оскільки Земля не розширюється, розходження плит компенсується за рахунок їх сходження в місцях глибоководних жолобів, де океанічні плити занурюються під континентальні. Цей процес називається субдукцією. Рух плит на нашій планеті спричиняє землетруси й виверження вулканів. Вони відбуваються переважно вздовж границь цих плит. Унаслідок тектонічних процесів змінюються форма, розміри й розподіл океанічних басейнів, континентальних масивів і островів, а також їх рельєф, високогірні хребти й глибокі долини. Без тектонічної активності, спричиненої внутрішнім теплом, земна поверхня була б схожа на місячну – таку ж стародавню й незмінну, якщо не брати до уваги наслідки нечастих метеоритних ударів.

Природні умови на Землі дуже різноманітні – від полярних льодових шапок до спекотних, посушливих пустель, від похмурих океанічних глибин, на які тиснуть величезні маси води, до гірських вершин, де бракує кисню, натомість надміру шкідливого ультрафіолетового випромінювання. Такі екстремальні умови можуть видатися цілком непридатними для життя. Однак порівняно з іншими планетами Сонячної системи, які теж одержують енергію Сонця, на Землі склалися напрочуд сприятливі умови. Саме тому тут змогло виникнути й розвиватися життя – унікальне явище в усій Сонячній системі. Впродовж 4000 млн років еволюції утворилося величезне розмаїття рослин і тварин, що добре пристосувалися до земних умов, навіть до екстремальних.

Digitized by ABORIGINAL

Головна відмінність між Землею та іншими планетами Сонячної системи полягає в тому, що на нашій планеті є атмосфера і гідросфера. Середня температура земної поверхні становить 15°С. Завдяки щільній атмосфері, більша частина водних запасів Землі утримується на її поверхні в рідкому стані. Атмосфера також захищає життя від згубного сонячного випромінювання, зокрема ультрафіолетового.

Сьогодні атмосфера складається переважно з азоту (на 78%) і кисню (на 21%), здебільшого біологічного походження. Важливо й те, що атмосфера містить водяну пару, яка впливає на клімат, та інші гази, включаючи метан і вуглекислий газ, відомі як парникові. Поглинаючи й випромінюючи тепло, що його дає поверхня, ці гази утримують частини сонячної енергії і таким чином збільшують температуру атмосфери. За останні 30 років середня температура повітря на поверхні Землі помітно підвищилася, через що відбувається глобальне потепління. Люди почали виробляти значно більше двоокису вуглецю – продукту згоряння вуглеводнів. Це й переконало учених і світових політиків у тому, що головна причина глобального потепління – діяльність людей. Відступ багатьох гірських льодовиків і танення антарктичних шельфових льодів, яке недавно розпочалося, призведе до глобального підвищення рівня океану, через що виникне загроза затоплення родючих і густонаселених прибережних низовин по всьому світі. З плином геологічного часу, внаслідок активних змін у системі зворотних зв'язків в океанах та атмосфері, а також через підвищення рівня сонячної радіації змінився й клімат. Планетарний клімат коливався постійно. Ніхто не може з певністю сказати, наскільки змінився стан льодовикового покриву Антарктиди за останні 1,8 млн років. Зазираючи в майбутнє, можна стверджувати, що Земля не зупиниться у своєму розвитку, він триватиме і далі, як це було від початку – 4560 млн років тому.

Метою вивчення дисципліни «Геологія з основами геоморфології» є отримання фундаментальних знань з геологічної будови, тектонічної структури та рельєфу Землі для розуміння причин впливу їх на формування екологічного стану навколишнього природного середовища, знайомство студентів із сучасними знаннями щодо геоекологічних основ середовища життєдіяльності, розвитку самостійного мислення у відповідних питаннях, здатностей реалізувати здобуті знання на практиці, поступове формування суспільно корисного світогляду в цій галузі. В процесі вивчен-

Digitized by ABORIGINAL

ня дисципліни «Геологія з основами геоморфології» (лекційний матеріал, лабораторні роботи, консультації, наукова робота) в студента повинно сформуватися цілісне уявлення про геологію як одну з головних природничих наук про Землю, про тісний її зв'язок із рубіжними та іншими науками, про ті процеси та явища природного характеру, вплив яких на довкілля спричиняє зміну (в той чи інший бік) екологічної ситуації.

Digitized by ABORIGINAL

РОЗДІЛ 2

ВСЕСВІТ – ГАЛАКТИКА – СОНЯЧНА СИСТЕМА – ЗЕМЛЯ

2.1. Формування і розвиток Всесвіту

Більшість сучасних космологів вважають, що Всесвіт почав своє існування 13,7 млрд років тому, в результаті Вибуху надзвичайно малого, гарячого і дуже щільного тіла. Фактично, це був гігантський прискорювач елементарних частинок. На це наштовхнуло відкриття у 1929 р. Едвіном Хабблом процесу розширення Всесвіту: більшість галактик віддаляється від нашої галактики – Чумацького Шляху, їх відстань від нього є пропорційною. З появи теорії Великого вибуху у Всесвіті з'явилось минуле, сучасне і майбутнє. Таким чином, ідея Фоми Аквінського в XIII столітті про створення Всесвіту несподівано, через сім століть, знайшла наукову підтримку.

Археолог шукає рештки первісної людини, щоб відтворити людську історію. Палеонтолог добуває скам'янілі рештки флори і фауни, щоб вивчити історію Землі. Так само астроном з допомогою телескопа шукає «космічних свідків» історії розвитку Всесвіту. Так було відкрито реліктове випромінювання, розподілене по всьому Всесвіту, яке є свідком її ранньої еволюції (майже 300 тис. років). Існування цього випромінювання було передбачено американсько-радянським фізиком Георгієм Гамовим ще в 1946 р. До середини 40-х рр. астрономи не сумнівалися в тому, що наш Всесвіт розширюється. Дж. Гамову вдалося довести, що теорія Великого вибуху може бути перевірена спостереженнями. За допомогою свого аспіранта Ральфа Алфера він розробив модель, згідно з якою молодий Всесвіт мав дуже високу температуру. Розжарена «первинна речовина» активно випромінювала електромагнітні хвилі, відгомони яких повинні до цього часу мандрувати Всесвітом. Це залишкове випромінювання випадково виявлене в 1965 р. американськими фізиками Арно Пензіасом і Робертом Уїлсоном. У ранньому періоді у Всесвіті переважало світло над матерією, яка тільки почала формуватись. Релікти цього світла доходять і до нас сьогодні.

Матерія Всесвіту була народжена із енергії порожнини. Саме після Великого вибуху, тобто через 10^{-43} секунди, розігрітий до 10^{32}°С Всесвіт був замкнений у сферу діаметром 0,001 см. Що було до цього – ніхто не знає. На початку вибуху не було ні атомів, ні зірок, ні галактик. Але в маленькій кулі кипіла гігантська енергія (*рис. 2.1*).

Digitized by ABORIGINAL

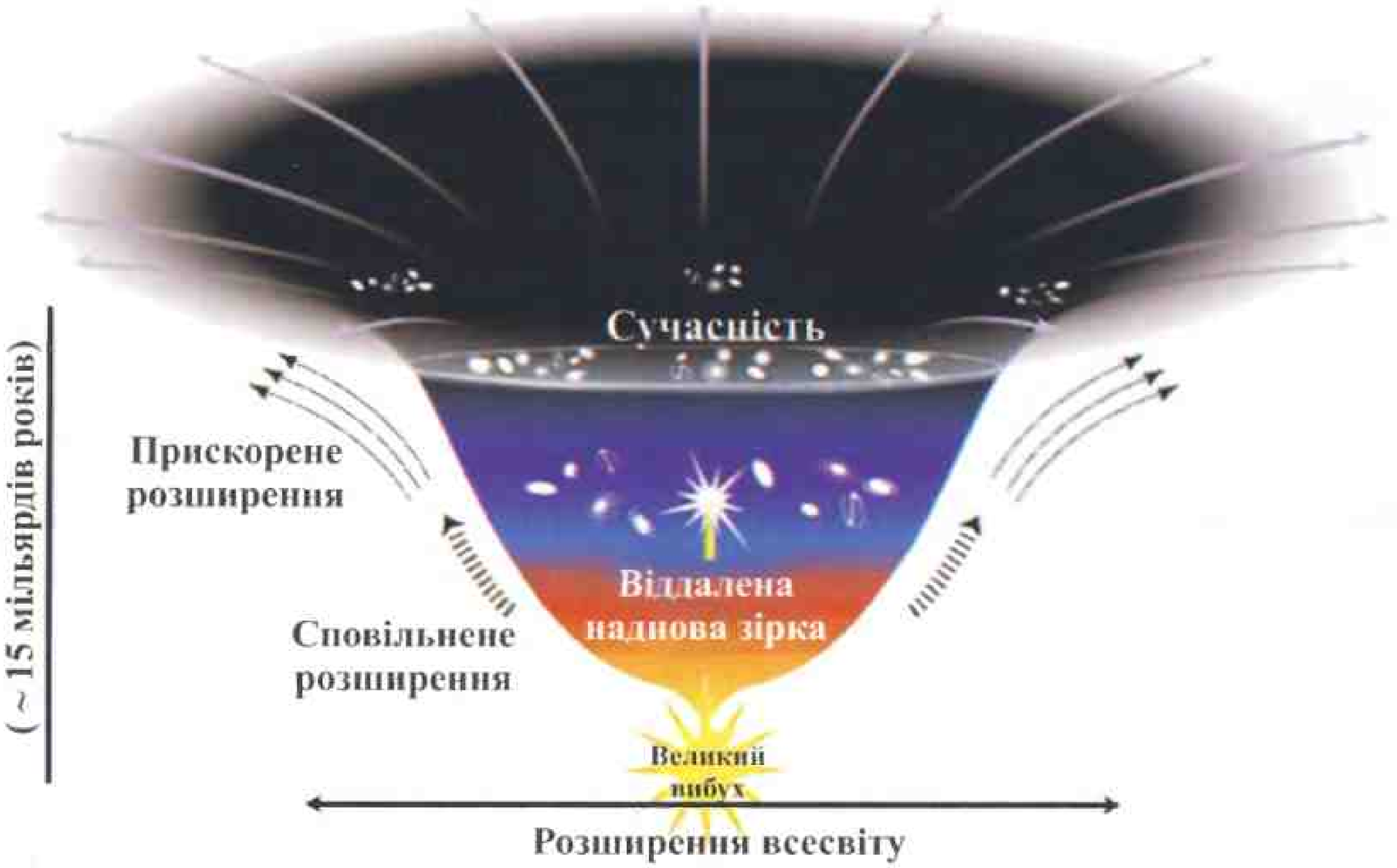


Рис. 2.1. Великий вибух і його наслідки (ілюстрація з сайта NASA)

Космічний годинник відраховував 10^{-32} секунди. Завдяки розширенню Всесвіт стає менш щільним і менш гарячим. З'являються перші елементарні частинки: кварки, електрони і нейтрони, які змішуються з фотонами світла (квантами). Одночасно з матерією з'являється і антиматерія, вони постійно взаємодіють. Якби частинок і античастинок було порівну, то відбулася б анігіляція і Всесвіт загинув. Але, на щастя, в природі переважає матерія, а не антиматерія: на кожний мільярд античастинок, які вийдуть із порожнини (пустоти), припадає один мільярд плюс одна частинка.

ГАМОВ Георгій (Джордж) Антонович
(1904–1968)

Американський фізик-теоретик Дж. Гамов висунув гіпотезу «гарячого Всесвіту». Георгій Антонович народився в Одесі 4 березня 1904 р. У 1920 р. вступив на фізико-математичний факультет Новоросійського (нині Одеського) університету. В 30-х рр. почав займатися квантовою механікою. У 1926 р. Г. Гамов виїхав на стажування до Німеччини, в Геттінгенський університет. Ученому-початківцю неймовірно поталанило – з ним, ще дуже молодою людиною, співробітничали відомий датський фізик Нільс Бор і не менш знаменитий англійський фізик Ернест Резерфорд. Найважливішим відкриттям американського періоду життя Гамова (тепер уже Джорджа) вважається теорія «гарячого Всесвіту». З 1956 р. професор Джордж Гамов працював в Університеті штату Колорадо (місто Болдер) США. Помер він у серпні 1968 р. У 1990 р. Г. А. Гамов був посмертно відновлений в рядах Академії наук СРСР.

Digitized by ABORIGINAL

Залежно від охолодження Всесвіту і зменшення його щільності виникають більш складні структури. Коли космічний годинник пробив 10^{-6} секунди, Всесвіт був уже такий великий, як Сонячна система, і мав температуру 10 000 млрд °С. Спочатку кварки об'єднуються по троє, щоб дати початок протонам і нейтронам. А через 3 хвилини ці двоє об'єднуються, щоб дати початок ядрам водню (один протон) і гелію (два протони і два нейтрони).

Перші 300 тис. років не відбувається ніяких значних подій. Всесвіт охолодився до 10 000°С. Електромагнітна сила будує атомну матерію. Фотони, що народились в цей час, утворили реліктове випромінювання. Гравітація ущільнює матерію і з'являються «оазиси» – галактики, але в них ще досить низький рівень щільності: тільки один атом водню на кубічний сантиметр, що в мільйони разів менше ніж у нашому земному повітрі. Кількість матерії поступово збільшується і всередині галактик з'являються зірки. Вони народжуються, живуть і вмирають. З них бере початок і наша історія людства. Ми є ніщо інше, як зоряний пил.

Перші зірки з'явились на другому мільярді років Всесвіту. В галактичному ембріоні газові кулі ущільнюються, з'являється велика кількість енергії і в галактиках спалахують сотні мільярдів зірок.

2.2. Сонячна система

Сонце – одна з типових зірок Чумацького Шляху. Оскільки воно розташоване так близько до нас, то воно вбачається як найяскравіший космічний об'єкт. Сонце – зірка середнього розміру діаметром $1{,}39 \cdot 10^6$ км. Маса різних зірок становить від 1/25 маси Сонця і, вірогідно, до 100 сонячних мас.

Газова поверхня Сонця розігріта до 5600°С і складається з гігантських газових сот – гранул діаметром у тисячі кілометрів. Ці гранули зникають і знову з'являються через кожні кілька хвилин. Тепло і світло, випромінювані Сонцем, живлять енергією багато геологічних процесів. Тепло має важливий вплив на клімат, приводить у дію гідрогеологічний цикл, відіграє відповідну роль під час вивітрювання та ерозії і створює на Землі умови, придатні для життя.

Енергія, яку виділяє Сонце, практично не змінюється: варіації складають, напевне, декілька відсотків. Життя на Землі може існувати в діапазоні лише близько 100°С. Існування еволюційного безперервного ряду викопних форм життя (протягом близько 3 млрд років) є свідченням постійності температури Сонця впродовж значного відрізку часу.

Digitized by ABORIGINAL

Вік Сонця, розрахований на основі теоретичних моделей ядерної фізики, становить майже 5 млрд років. Такі розрахунки знаходять своє підтвердження в існуванні радіоактивності в інших частинах Сонячної системи. Радіоактивним методом встановлено, що вік якнайдавніших відомих порід на Землі налічує 3,4–4,0 млрд років. На Місяці знайдено породи віком 4,7 млрд років, а вік метеоритів сягає 4,6 млрд років.

На Сонячному диску є багато темних плям, відкритих ще Галілеєм. Вони виглядають темними, бо їх температура на 2000°С нижча. Іноді такі плями спалахують і викидають протуберанці, що викликають у магнітосфері полярні сяйва. Протуберанці – це потоки протонів і електронів, що поєднуються у сонячний вітер – жорстке випромінювання, яке розносять ядра гелію в усі боки від Сонця.

Сонячний вітер – безперервний потік плазми сонячного походження, що розповсюджується від Сонця і заповнює собою Сонячну систему до геліоцентричних відстаней майже 100 а. о. Сонячний вітер утворюється при газодинамічному розширенні сонячної корони в міжпланетний простір.

При обтіканні сонячним вітром перешкод, здатних ефективно відхиляти сонячний вітер (магнітні поля Меркурія, Землі, Юпітера, Сатурна), утворюється головна ударна хвиля. Сонячний вітер гальмується і розігрівається на фронті ударної хвилі, що дозволяє йому обтікати перешкоду. При цьому в сонячному вітрі формується порожнина – магнітосфера, форма і розмір якої визначаються балансом тиску магнітного поля планети і тиску оточуючого потоку плазми. Товщина фронту ударної хвилі – майже 100 км. При взаємодії сонячного вітру з непровідним тілом (Місяць) ударна хвиля не виникає: потік плазми поглинається поверхнею, а за тілом утворюється поступово заповнювана плазмою сонячного вітру порожнина.

Прихід ударної хвилі до Землі приводить до стиснення магнітосфери (*рис. 2.2*), після якого зазвичай починається розвиток магнітної бурі.

Сонячний вітер розтягує і відносить з собою сонячне магнітне поле. Це відбувається тому, що енергія направленого руху плазми в зовнішній короні більша, ніж енергія магнітного поля. Сонячний вітер і магнітне поле заповнюють всю Сонячну систему, таким чином Земля і всі інші планети фактично знаходяться в короні Сонця, відчуваючи дію не тільки електромагнітного випромінювання, але ще й сонячного вітру і сонячного магнітного поля.

Digitized by ABORIGINAL

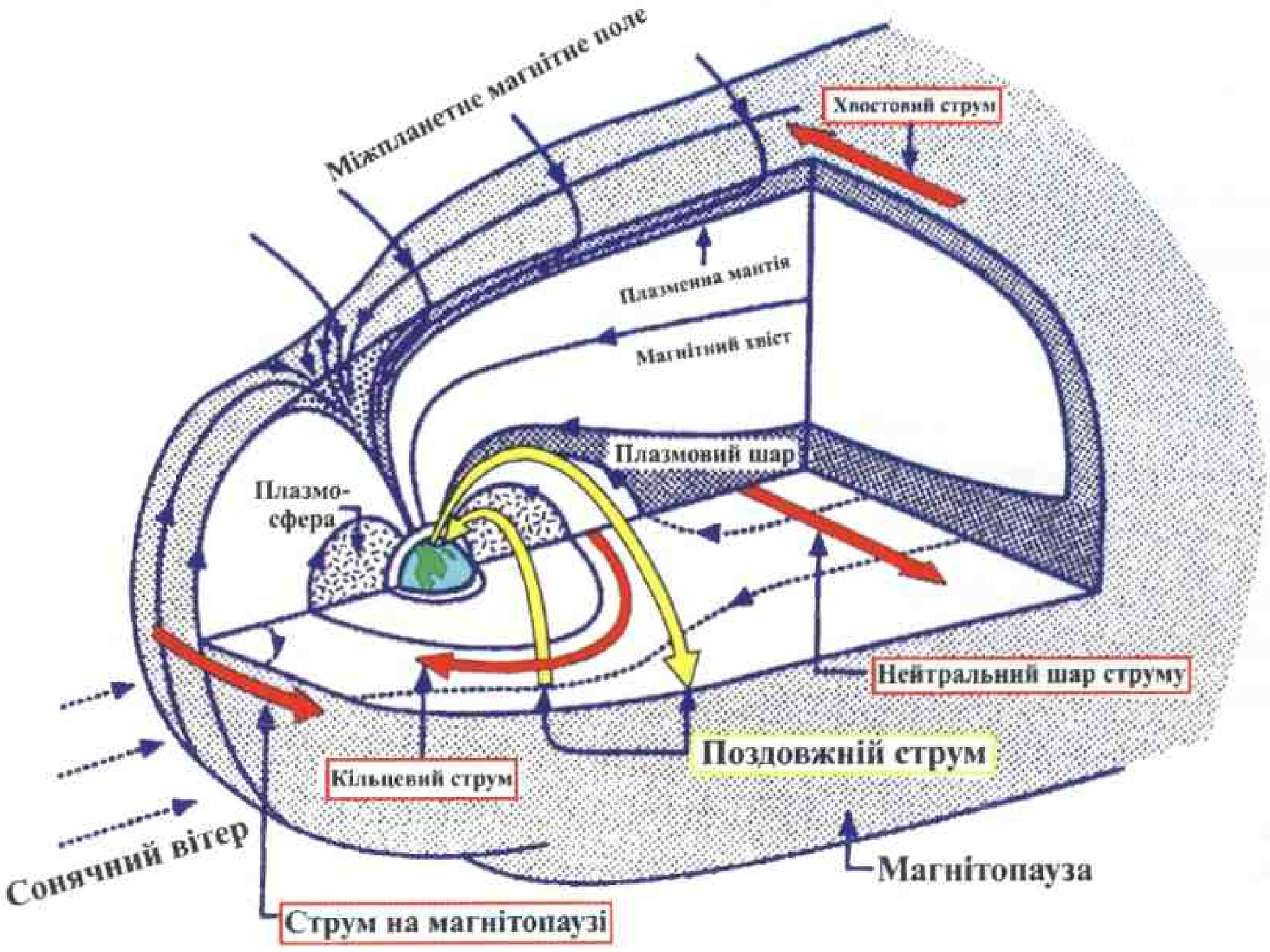


Рис. 2.2. Будова магнітосфери Землі

Якщо основний потік сонячного випромінювання у видимому та інфрачервоному діапазонах необхідний для існування біосфери, то сонячне рентгенівське і ультрафіолетове випромінювання згубне для живої матерії. На щастя, практично все воно поглинається ще в атмосфері Землі при іонізації її верхніх шарів. Оболонка, що утворюється в результаті цього на висотах від 80 до декількох сотень кілометрів, в якій плазма межує з нейтральними атомами і молекулами, називається іоносферою (найближчий до поверхні Землі шар, який проводить електрику). Вона лежить на ізоляторі – нейтральній атмосфері.

Від потоку сонячних космічних променів і сонячного вітру Землю захищає магнітний щит. Хоча цю оболонку неможливо побачити, люди завжди користувалися земним магнітним полем для визначення напряму – за допомогою компаса. Після здогадки англійського фізика Уїльяма Гілберта, який жив у XVI столітті, що Земля є величезним магнітом, стало зрозуміло – геомагнітне поле існує і в навколоземному просторі.

Зовнішнє магнітне поле Землі – магнітосфера – розповсюджується в космічному просторі більш ніж на 20 земних діаметрів і надійно захищає нашу планету від могутнього потоку космічних частинок. За формою магнітосфера є каверною і має довгий хвіст, що повторює

Digitized by ABORIGINAL

форму магнітних силових ліній. Підсонячна крапка в середньому знаходиться на відстані 10 земних радіусів, а хвіст магнітосфери тягнеться за орбітою Місяця. Топологія магнітосфери визначається областями вторгнення сонячної плазми всередину магнітосфери і характером струмових систем.

Хвіст магнітосфери утворений силовими лініями магнітного поля Землі, що виходять з полярних областей, витягнутих під дією сонячного вітру на сотні земних радіусів від Сонця в нічну сторону Землі. У хвості магнітосфери, на великих відстанях від Землі, напруженість магнітного поля Землі, а отже і захисні властивості, ослаблюється, деякі частинки сонячної плазми дістають можливість проникнути і потрапити в середину земної магнітосфери та магнітних пасток радіаційних поясів. Проникаючи в головну частину магнітосфери, в область овалів полярних сяйв, під дією тиску сонячного вітру і міжпланетного поля, що змінюється, хвіст служить місцем формування потоків частинок, що викликають полярні сяйва.

Полярне сяйво – це вражаюче явище світіння, яке ми можемо спостерігати на небі, найчастіше в полярних областях. У Північній півкулі його називають також північним сяйвом, а у високих широтах Південної півкулі – південним. Вірогідно, цей феномен існує також і в атмосферах інших планет, наприклад Венери. Природа та походження полярних сяйв – предмет тривалих досліджень, і в зв'язку з цим були розроблені численні теорії.

Явище свічення, чимось близьке полярному сяйву, назване «свіченням нічного неба», його можна спостерігати за допомогою спеціальних приладів на будь-якій широті.

Полярні сяйва мають дуже різноманітні форми, включаючи проблиски, плями, однорідні дуги та смуги, пульсуючі дуги і поверхні, спалахи, промені, променисті дуги і корони. Свічення, як правило, починається у вигляді суцільної дуги, яка є в одній з найпростіших форм і не має променистої структури. Яскравість може бути постійною в часі, або ж пульсувати з періодом менше хвилини. Якщо яскравість сяйва збільшується, однорідна форма часто розпадається на промені, променисті дуги, драпрі або корони, в яких промені ніби сходяться до вершини. Спалахи у формі швидкі, рухомі вверх, хвилі світла часто увінчуються короною.

Максимальна активність протягом доби спостерігається майже 23 години, сезонний же пік активності припадає на дні рівнодення і близькі до них тимчасові інтервали (березень – квітень, вере-

Digitized by ABORIGINAL

сень – жовтень). Ці піки активності полярних сяйв повторюються через відносно правильні проміжки, а тривалість основних циклів становить приблизно 27 днів і 11 років. Усі ці цифри показують, що існує кореляція між полярними сяйвами і змінами магнітного поля Землі, оскільки піки їх активності співпадають, тобто полярні сяйва зазвичай виникають в періоди високої активності магнітного поля, які називаються «магнітними бурями». Саме коли відбуваються магнітні бурі, полярні сяйва простежуються в нижчих, ніж зазвичай, широтах.

Магнітні бурі – це швидкі хаотичні коливання всіх компонентів геомагнітного поля. Часто магнітні бурі охоплюють всю земну кулю: вони реєструються всіма магнітними обсерваторіями миру – від Антарктиди до Шпіцбергена, причому вид магнітограм, отриманих у найвіддаленіших точках Землі, дуже схожий. Тому не випадково такі магнітні бурі називають глобальними.

Амплітуда коливань магнітного поля під час бурі в сотні, а то і в тисячі разів перевищує рівень коливань у «спокійні» дні, проте відносно головного (внутрішнього) магнітного поля Землі вони зазвичай збільшуються не більше ніж на 1–3%. Зовнішнє магнітне поле – це поле струмів, що відбуваються в іоносфері (зовнішній оболонці атмосфери Землі), розташованої приблизно на відстані від 100 до 600 км від її поверхні. Ця оболонка насичена частково іонізованим газом – плазмою, яка пронизується геомагнітним полем. Обертання Землі неминуче призводить до обертання її газових зовнішніх оболонок, які, крім земного тяжіння, відчувають тиск сонячного вітру.

Земля захищена від сонячного вітру магнітним щитом з двома шарами (90 тис. і 14 тис. км), де формуються зовнішні і внутрішні радіаційні пояси. Якби не було магнітного захисту, життя на Землі ніколи б не з'явилось. Незважаючи на ці мембрани, нижче внутрішнього поясу радіація стоїть ще на рівні 1 тис. рентген. Тому космічні апарати літають на висотах 200–300 км, інакше потрібна була б дуже товста оболонка супутників і станцій.

Число сонячних плям змінюється кожні 11 років, що пов'язують з інверсією магнітних полюсів усередині Сонця (північне стає південним і навпаки). Сонячний вітер спричиняє утворення хвостів у комет, які являють собою великі снігові глиби з камінням. Коли комета наближається до Сонця, її хвіст різко збільшується, бо крижана субстанція випаровується. Щоб вивчити склад комет, американські вчені влітку 2005 року бомбардували одну із них. На поверхні комети утворився кратер, було зроблено багато фотографій аж до самого

Digitized by ABORIGINAL

зіткнення, спектральний аналіз вибуху дозволив з'ясувати хімічний склад комети. А в січні 2006 р. на Землю повернувся американський космічний апарат із 40-кілограмовою капсулою, в яку за 7 років п'ятимільярдно-кілометрового польоту були зібрані зразки космічного пилу.

Розрахунки показують, що Сонце через 6 млрд років вичерпає свій запас енергії. Старіючи, воно витратить запаси водневого пального, випромінювання енергії впаде, гелієве ядро стиснеться, а зовнішні шари розширяться і, як результат, утвориться «червоний гігант». Сила тяжіння стисне його до розмірів Землі і зірка стане «білим карликом» з величезною щільністю: одна тонна на один кубічний сантиметр. Білий карлик буде охолоджуватись мільярди років і врешті-решт перетвориться у невидимий чорний карлик – один із численних зоряних «залишків», які розкидані в безмежних галактиках.

Іншу долю чекають масивніші зірки – від 1 до 5 сонячних мас. Вони стискаються сильніше – до радіуса 10 км. Уся матерія перетворюється на нейтрони: одна столова ложка такої зірки важить 1 млрд тонн. Досягши такої щільності, зірка вибухає – це загорається «наднова зірка». В окремій галактиці вибухи відбуваються кожні 100 років, а у Всесвіті, де нараховується 100 млрд галактик, наднові зірки спалахують щосекунди.

Людство Землі вже зафіксувало 10 спалахів наднових зірок у Чумацькому Шляху. Населення Китаю спостерігало приблизно в 4-му році нашої ери яскравий спалах на небі протягом майже місяця, розмір якого мав приблизно четверту частину Місяця. В 1572 р. Тихо Браге спостерігав спалах наднової зірки в сузір'ї Кассіопеї. 23 лютого 1987 р. вибух наднової зірки схвилював учених, його спостерігали в одній із карликових галактик (у Великій Магеллановій хмарі), що знаходиться на відстані 150 тис. світлових років від нас. Тоді вперше можна було спостерігати смерть близької зірки за допомогою потужних телескопів.

У деяких наднових зірок, наприклад як у Крабовидної туманності, що загорілась 4 липня 1054 р. і тепер її вже не видно неозброєним оком, в центрі з'явилися нейтронні зірки пульсари, які названі так через те, що швидко обертаються і створюють ілюзію – то спалахують, то гаснуть.

Остаточні ядра зірок, які вибухнули, стають, як вважається, космічними тілами надзвичайної щільності (нейтронні зірки), або зникають, перетворюючись у «чорні діри». Це об'єкти з надпотужним гравітаційним полем, тому будь-які частинки або проме-

Digitized by ABORIGINAL

ні (теплові, світлові) не можуть з них вирватися. Одну з них учені знайшли в сузір'ї Лебедя, де знаходиться джерело потужного Х-випромінювання. Перед тим, як зірку поглинає чорна діра, вона яскраво спалахує, ніби прощається з нами у вигляді наднової. Якщо всередині зірки, що поглинається чорною дірою, вже встигли утворитись атоми більш важких елементів, ніж гелій, то при вибуху (спалаху) наднової вони викидаються у міжзоряний простір. А це – зародки майбутніх планет, на яких може виникнути життя. І вже залізо не є перешкодою для подальшого утворення більш важких елементів, тому що при спалахуванні наднової зірки є великий надлишок енергії. Після утворення заліза у надрах зірки продовжуються ядерні реакції і з'являються срібло, золото, свинець, уран тощо.

Наднова зірка стимулює також генетичні мутації, які спричинили еволюцію одноклітинних організмів і появу людини. Вона викидає безліч електронів і протонів, деякі з них можуть досягнути Землі і викликати еволюцію живої речовини.

Отже, завдяки утворенню важких зірок Всесвіт має ядра важких елементів, розкиданих у міжзірковому просторі вибуховою силою наднових зірок. Наступним етапом є об'єднання ядер і утворення атомів і молекул. Для цього потрібно, щоб ядра зустрілись, але щільності міжзіркового простору для цього недостатньо. На допомогу приходять частинки зоряного пилу, що утворились в оболонках червоних гігантів та які викинуло у простір швидким потоком випромінювання. Розмір частинок пилу становить 0,01 мм; це об'єднання мільйонів атомів кремнію, кисню, магнію і заліза, з'єднаних електромагнітною силою. Поступово виникають молекули водню H_2, окиси вуглецю CO, води H_2O, які відіграють основну роль у підготовці появи життя на Землі і які зафарбовують нашу планету в голубий колір, а також утворюються молекули метану CH_4 і аміаку NH_3, що відповідатимуть за отруйні речовини в первісній атмосфері Землі.

2.3. Зародження планет Сонячної системи і Землі

Після Великого вибуху Всесвіт почав розширюватися і охолоджуватися, внаслідок чого утворились суперскупчення, скупчення і групи галактик (*рис. 2.3*). Зірки народжувалися, жили і вмирали. З часом кілька поколінь зірок змінилось, збагативши міжзоряний простір важкими елементами.

Наша Галактика є одною серед мільярдів галактик і називається Чумацьким Шляхом. На відстані 30 тис. світлових років

Digitized by ABORIGINAL

від її центру, тобто в 2/3 радіуса, вибухає наднова зірка. Міжзоряна хмара, що знаходилася поруч, починає ущільнюватися та розігріватися. Температура в її центрі піднімається до 10 млн градусів і починається ядерна реакція – спалювання водню. Газова хмара спалахує, і так народжується Сонце.

Пил і газ у місці зіркоутворення IC 1283-4 в сузір'ї Стрільця

Галактика Сомбреро в сузір'ї Діви

Рис. 2.3. Складові Всесвіту

Digitized by ABORIGINAL

Практично вся речовина Сонячної системи (99,9% всієї маси) зосереджена в Сонці. Лише 1/1000 всієї маси Сонячної системи вміщується в планетах, астероїдах і т. ін. Відзначимо, що більше половини цієї частки зосереджена в Юпітері.

Планети чітко діляться на дві групи: залізо-кам'яні (складаються в основному з важких елементів – Fe, Ni, Si, O) і воднево-гелієві (з характерним «зоряним» хімічним складом). Перші (Меркурій, Венера, Земля і Марс) розташовані порівняно близько до Сонця (в межах 1,5 а. о. від Сонця), другі (Юпітер, Сатурн, Уран і Нептун) – далеко від Сонця (від 5 до 30 а. о.). Перші (планети земної групи) мають порівняно невеликі розміри (радіуси від 0,4 R_+ до 1 R_+) і високу середню щільність (від 4 до 5,5 кг/м^3), другі (планети-гіганти) – справжні гіганти (радіуси від 3,4 R_+ до 11 R_+) з низькою середньою щільністю (від 0,7 до 1,7 кг/м^3).

Сформулюємо стисло основні положення сучасної концепції походження Сонця і планет, у рамках якої вдається пояснити та описати кількісно більшість із спостережуваних фактів і названих вище закономірностей. Розглянемо *табл. 2.1*.

Таблиця 2.1

Сонячна система

Планета	Діаметр, км	Середня відстань від Сонця, млн км	Період обертання довкола орбіти	Період обертання довкола своєї вісі	Нахил вісі обертання	Число супутників	Відносна маса (маса Землі = 1)	Щільність (щільність води = 1)	Атмосфера	Температура поверхні, °С
Меркурій	4 880	57,9	88 діб	59 діб	28°	0	0,055	5,4	Не має	День +350, ніч – 170
Венера	12 258	108,2	224,7 діб	243 доби (зворотнє)	3°	0	0,815	5,2	CO_2	Хмари, – 33, тверда поверхня, +480
Земля	12 756	149,6	365,26 діб	23 год 56 хв 4 с	23° 57'	1	1,000	5,52	N, O, CO_2, Ar, H_2O	Поверхня грунту, +22

Digitized by ABORIGINAL

Продовження таблиці 2.1

Марс	6 774	227,9	687 діб	24 год 37 хв 23 с	23° 59'	2	0,108	3,9	CO_2, Ar ?	Тверда поверхня, – 23
Юпітер	142 800	778,3	11,86 років	9 год 30 хв 30 с	3° 05'	63	317,9	1,314	H, He	Хмари, – 150
Сатурн	120 000	1 427	29,46 років	10 год 14 хв	26° 44'	61	95,2	0,704	H, He	Хмари, – 180
Уран	51 800	2 870	84,01 років	11 год (зворотнє)	82° 05'	27	14,6	1,21	H, He, CH_4	Хмари, – 210
Нептун	49 500	4 497	164,8 років	16 год	28° 48'	13	17,2	1,67	H, He, CH_4	Хмари, – 220

За сучасними уявленнями планети і Сонце утворилися з однієї холодної газопилової хмари. Спочатку 90% речовини зібралося в центрі хмари і виникло Сонце. Із залишків хмари шляхом холодного злипання утворилися планети. Холодне злипання відбувалося поволі й пройшло через стадію планетезімалей. *Планетезімалі* – це тіла, за розмірами близькі до метеоритів і астероїдів, які сформували тверді частини планет. У планет земної групи тверда частина – це вся планета цілком. У планет-гігантів – це їх ядро.

Відмінність між планетами земної групи і планетами-гігантами визначається дією сонячного випромінювання. Працюють два чинники. Перший – ближче до Сонця туманність тепліша і легкі гази випаровуються. Сили тяжіння твердої частини планети недостатньо, щоб їх утримати.

Другий – ближче до Сонця ефективно діє світловий тиск, який зносить легкі гази на периферію туманності. Під впливом названих чинників планети земної групи виявляються практично позбавленими летючих речовин, а планети-гіганти містять їх дуже багато (в основному це водень і гелій – головні складові первинної туманності). Якби не діяли ці чинники, Земля мала б масу і будову Сатурна: у центрі залізо-кам'яне ядро розміром нашої планети, а зовні гігантська воднево-гелієва оболонка.

Digitized by ABORIGINAL

Меркурій, найближча до Сонця планета, має діаметр менше половини земного, губиться в променях Сонця. Космічний зонд «Марінер-10» в 1974 р. визначив, що поверхня цієї планети подібна до місячної, несе на собі численні кратери – результати метеоритного бомбардування (*рис. 2.4*). Через малу силу тяжіння Меркурій не зміг утримати свою первісну атмосферу.

Уран

Венера

Меркурій

Сатурн

Марс

Юпітер

Рис. 2.4. Планети Сонячної системи

Digitized by ABORIGINAL

На **Венері** атмосфера дуже щільна (в 90 разів більша ніж на Землі) і не пропускає видимі світлові промені, але прозора для радіохвиль. Радар «Магеллана» у 1990 р. знайшов на поверхні цієї планети, що має температуру +500°С, кратери і вулкани (*див. рис. 2.4*).

Люди сподівалися знайти на **Марсі** життя. Ще в 1877 р. італійський астроном Скіапареллі передбачав на планеті мережу каналів, які вважав доказом діяльності марсіан. У 1971 р. «Марінерер-9» знайшов там лише сухий пейзаж з кратерами, каньйонами і потухлими вулканами гігантських розмірів. Один із них (гора Олімп) має діаметр 600 км і висоту 21 км.

В 1976 р. «Вікінг-1» та «Вікінг-2» висадились на Марсі, щоб знайти там живі мікроорганізми, але питання залишилося відкритим. У 2004 році два космічних апарата «Spirit» та «Opportunity» здійснили посадку в двох різних районах Марсу. Головною метою для них було визначити мінеральний та хімічних склад гірських порід на поверхні Марсу та дати відповідь на головне запитання: яка роль води на Марсі? Марсоходи визначили існування на поверхні планети мінералів та гірських порід осадового походження, які могли утворитися тільки у водному середовищі. Тому існування на Марсі великих обсягів води в геологічному минулому зараз не викликає сумнівів. Крім того, знімки поверхні Марсу численними орбітальними апаратами останнього десятиріччя свідчать про наявність води в приповерхневих шарах планети у вигляді льоду, змішаному з ґрунтом, яка може переходити в рідке становище та сприяти утворенню багатьох ерозійних форм рельєфу на поверхні планети. В 2008 р. NASA знову здійснила посадку апарату на планету Марс.

Юпітер – гігантська планета Сонячної системи. Він у 2,5 раза більший за усі планети і супутники разом узяті. Маса його в 318, а діаметр в 11 разів більші за земні. Він обертається швидше за всі планети, що викликає сильні вітри в його атмосфері. Юпітер має тверде ядро. Товщина атмосфери, яка складається з водню і гелію, становить 20 тис. км. Найбільші супутники Юпітера Ганімед і Каліcто своїми розмірами близькі до Меркурія, а Іо та Європа – до нашого Місяця.

Дослідження останніх років навели нові дані про супутники Юпітера. Особливо цікавим виявився супутник Європа. За даними зйомки, супутник має крижану зовнішню оболонку, розбиту численними розломами. Частина їх «залікована» новими порціями відносно молодого водяного льоду. Це дало підставу вважати, що під

Digitized by ABORIGINAL

крижаною оболонкою Європи існує рідкий океан, який може бути середовищем життя.

Цікавим є також супутник Юпітера – Іо. Це єдиний об'єкт у Сонячній системі, де зафіксований сучасний вулканізм у вигляді величезних фонтанів сірки та інших речовин, які вириваються з надр, а потім осідають на поверхні супутника.

Навколо **Сатурна** величезною кількістю кусків каміння і криги створено кільце. Деякі з них зовсім малі, як сніжинки, а інші величезні і сягають кількох десятків метрів. Ця груда тіл обертається кожна своєю орбітою на рівні екватора планети. Кам'яні уламки так і не змогли об'єднатись у супутники, цьому завадили гравітаційні сили планети.

Уран віддалений від Сонця на 3 мільярди кілометрів. Його вісь обертання нахилена майже на 90° до площини орбіти. Тому світловий день тут триває 42 доби, а потім стільки ж ніч. Урану потрібно 84 земні роки, щоб обернутись довкола Сонця.

Існування планети **Нептун** було спочатку вирахувано англійцем Джоном Адамсом і французом Урбеном Левер'є згідно з законом Ньютона. Потім, у 1846 р., астрономи відкрили цю планету. В серпні 1989 р. навколо планети пролетів міжпланетний апарат «Вояджер-2». За його даними атмосфера планети має голубуватий колір, що пояснюється наявністю метану, і порушується гігантськими циклонами (Велика Темна Пляма), як і на Юпітері. Через низькі температури (–213 °С) метан знаходиться у вигляді білих крижаних кристалів, що утворюють хмари типу земних – пір'їстих.

За орбітою Нептуна знаходиться зовнішній пояс астероїдів, названий **Поясом Койпера**. Першим об'єктом цього крижаного поясу був Плутон, відкритий у 1930 році. До серпня 2006 року він був дев'ятою планетою, сьогодні його відносять до планетоїдів. Зараз відкрито вже близько 1 тис. об'єктів пояса Койпера, десять з яких мають понад 1 тис. км у діаметрі. Це Седна, Орк, Квоар, Харон, Варуна та інші об'єкти з цифровими індексами.

Плутон (2390 км у діаметрі) за розміром знаходиться на другому місці, після об'єкту під номером 2003 UB313 (Ерида), діаметр якого більший на 500 км. Склад об'єктів крижаний (лід водяний, метановий, азотний, вуглекислий). Понад 90% об'єктів рухаються по майже круговим орбітам на відстані від 30 до 50 а. о. від Сонця. Орбіти багатьох нахилені під кутом приблизно 20° до площини екліптики (так рухаються усі планети Сонячної системи). Тому обриси поясу Койпера нагадують товстий бублик, у середині якого рухаються тисячі малих тіл.

Digitized by ABORIGINAL

За Поясом Койпера знаходиться сфера (радіусом $2 \cdot 10^2$ а. о.), де практично відсутня речовина. В інтервалі $2 \cdot 10^2 - 2 \cdot 10^3$ а. о. розташована сфера з величезною кількістю матерії у вигляді ядер комет з масою, яка дорівнює 10 тис. мас Сонця. Це так звана внутрішня хмара Оорта. Ще далі, в інтервалі $2 \cdot 10^3 - 5 \cdot 10^3$ а. о., розташована власне хмара Оорта із загальною масою 100 мас Сонця та МКР, що в 10 разів перевищує момент кількості руху планетної системи. Таким чином, радіус $5 \cdot 10^3$ а. о. і визначає сучасну границю Сонячної системи в широкому розумінні цього поняття.

Планета Земля (*рис. 2.5)* утворилась у результаті акреції уламків космічного (міжзіркового) пилу, а також атомів, молекул, що виділяло Сонце. Спочатку це були тверді тіла неправильної форми розміром від кількох міліметрів до кількох кілометрів. Значну роль зіграли астероїди, які зараз сконцентровані між орбітами Марса і Юпітера у вигляді гігантського кола. Частина з них літає між орбітами планет і, попадаючи в тяжіння, падає на планети. Таке бомбардування створює численні кратери на Меркурії, Венері, Марсі, Місяці. На Землі кратери (астроблеми – зіркові рани) збереглись лише в окремих випадках, тому що ерозійні процеси (потоки води, вітер, зміна температури) знищують їх сліди дуже швидко.

Рис. 2.5. Планета Земля з космосу

Частково зберігся гігантський Попігайський кратер (діаметр до 100 кілометрів) на півночі Сибіру. На території України нараховують майже сто астроблем. У штаті Арізона можна спостерігати кратер Метеор діаметром майже 1 км, який утворився приблизно 30 тис. років тому від падіння 25-метрового тіла, що зіткнулось із земною поверхнею на швидкості 40 тис. км/год. Вибух був еквівалентний водневій бомбі потужністю в 20 мегатонн. Чи є загроза Землі при зіткненні з астероїдом? Звичайно що є. Але сучасні астрономічні прилади дають змогу відстежити переміщення такого об'єкту і спрогнозувати вірогідність його падіння на поверхню Землі.

Після спалаху Сонця пройшло ще мільярд років. Земля бомбардувалась астероїдами і метеоритами, створюючи тисячі кратерів. Із надр виривалась лава, а всередині кипіла магма від тепла радіоактивного розпаду. Охолоджуючись, поверхня Землі покривалась зародками материків. Поступово формується земна кора, мантія і ядро Землі. Через активну вулканічну діяльність на поверхню Землі викидаються гази: водень, метан, аміак, водяна пара, вуглекислий газ. Ця палеоатмосфера була в сто разів щільніша за сучасну і близька до венеріанської. Кількість водяної пари зростає, вона конденсується і заливними дощами випадає на поверхню Землі, покриваючи згодом водою 3/4 її території.

Вода стала основою, в якій виникло життя. Можливо, воно зародилось у примітивній атмосфері. Ще в 1953 р. американські хіміки Стенлі Міллер і Гарольд Юрей в лабораторних умовах створили штучну палеоатмосферу з аміаку, метану, водяної пари і водню та діяли на неї іскровими розрядами – «блискавками», які спалахували в грозовому небі 4,6 млрд років тому. Через тиждень з'явились базові молекули життя – амінокислоти. Але до ДНК справа поки що не дійшла. Проте стало зрозуміло, як усе відбувалось. За сотні мільйонів років амінокислоти подолали багато ступенів. Спочатку їх було близько двадцяти із тридцяти атомів. Потім вони почали об'єднуватись у ланцюги – протеїни, а останні нарешті створили ДНК – нескінченну подвійну ниточку життя, яка складається з мільйонів атомів. Ланцюги ДНК почали утворювати клітинки, кожна з яких складається з мільйонів мільярдів атомів. Бактерії і сині водорості, одноклітинні організми швидко розмножувались в примітивному океані. Так зароджувалась біосфера Землі.

Протягом кількох сотень мільйонів років з'являлися медузи, мушлі, ракоподібні і риби. Пройшло ще п'ятсот мільйонів років і

Digitized by ABORIGINAL

Земля покрилась рослинами і лісами. Процеси фотосинтезу сприяють зростанню кількості кисню в атмосфері. З'явився озон, шар якого захистив Землю від шкідливого для усього життя ультрафіолетового випромінювання. Це дало змогу живим організмам вийти із води, яка їх захищала від ультрафіолету, на сушу. Двісті мільйонів років тому з'явились птахи і рептилії, ще через 50 млн років – динозаври, що потім зникли через наступні сто мільйонів років. Це сприяло розмноженню ссавців. Приблизно двадцять мільйонів років тому з'явились мавпи, а два мільйони років потому – первісні люди Homo habilis.

За 13,7 млрд років із пустоти, наповненої енергією, природа створила людські істоти із 30 млрд частинок, мозок яких містить сотні мільярдів нейронів.

Однак останнім часом усе більшого значення набуває друга гіпотеза появи життя на Землі – «панспермії». Враховуючи дуже низьку ймовірність поєднання амінокислот необхідного порядку в молекулі ДНК (імовірність, яка дорівнює $1/10^8$), висловлюються думки про принесення «цеглинок» життя на Землю космічними об'єк-тами – кометами та метеоритами. Тим більше, що не так давно стало відомо, що найпростіші віруси та бактерії здатні виживати в надзвичайних умовах – при високій температурі, космічному холоді та жорсткому рентгенівському випромінюванні. Після потрапляння живих організмів у сприятливі умови земної поверхні вони могли швидко розмножитися та еволюціонувати. Але в цьому випадку залишаються відкритими питання: Як виникло життя у Космосі? Чи є ще десь життя, подібне нашому?

Земля, без сумніву, єдина в Сонячній системі планета, де існує високорозвинене життя у тому вигляді, в якому ми його знаємо. На сьогоднішньому етапі вивчення Всесвіту ми – єдині у Сонячній системі, тому що тільки між Венерою ($t = +500^oC$, тиск 90 атмосфер) і Марсом ($t = -100^oC$; тиск близько нуля) були умови для виникнення життя. Земля має воду з температурою від 0 до $+100^oC$, її поверхня має температуру від -80^oC до $+60^oC$, а тиск близький до 1 атмосфери. Тільки за таких умов можливе життя людини.

Для пошуків позаземних цивілізацій були відправлені космічні зонди «Піонер-10» і «Піонер-11» з алюмінієвими пластинками, де були зображені чоловік і жінка та інші символи Землі. Два наступні зонди «Вояджер-1» і «Вояджер-2» понесли відеодиск із зображенням земного життя. Швидкість зондів у космічному просторі незначна: тільки через 80 тис. років вони долетять до

Digitized by ABORIGINAL

найближчої зірки. Радіосигнали долають цю відстань за 4 роки, але куди їх направляти?

Перше повідомлення із Землі було відправлено в 1974 р. найбільшим у світі телескопом Аресибо на острові Пуерто-Ріко в бік кульового зіркового скупчення М 13, в якому знаходиться 300 тис. зірок, зв'язаних гравітацією. Послання досягне мети лише через 24 тис. років. Тому ефективніше прослуховувати космос.

У 1992 р. НАСА (NASA – National Aeronautics and Space Administration) почала прослуховування тисячі зірок, схожих з Сонцем, щоб вловити можливий сигнал інших цивілізацій. Якщо це відбудеться, то ми вступимо у новий етап розвитку нашої історії, навіть якщо сигнали не будуть розшифровані.

Digitized by ABORIGINAL

Руденко Г. І., Адаменко О. М., Чепіжко О. В., Крочак М. Д.

РОЗДІЛ 3

ЗЕМЛЯ, ЇЇ ФОРМА, РОЗМІР, ВНУТРІШНЯ БУДОВА ТА ВІК

3.1. Форма, розмір Землі та параметри орбіти

Перші уявлення про форму і розмір Землі з'явилися у глибокій давнині. Суша, яка оточена морем, кругла лінія горизонту сприяли появі точки зору про дископодібну форму Землі. Думка про те, що Земля має форму кулі вперше виникла у Піфагора. Пізніше це підтвердив Аристотель. Спостерігаючи затемнення Місяця, він звернув увагу на те, що тінь Землі мала форму дуги.

На рубежі XVII–XVIII століть Ньютон вирахував, що в результаті обертання Земля не може бути ідеальною кулею, а має бути дещо сплющеною з боку полюсів. Тобто планета повинна мати форму еліпсоїда обертання. Геофізичні дослідження, що були проведені ще в XVII столітті, показали, що полярний радіус менший за екваторіальний на 21 км. Тому таку форму Землі почали називати *двовісним еліпсоїдом обертання.*

Більш точні вимірювання показали, що екваторіальні радіуси не однакові. Найбільший та найменший радіуси відрізняються між собою на 213 м. Така форма Землі була названа *тривісним еліпсоїдом обертання.*

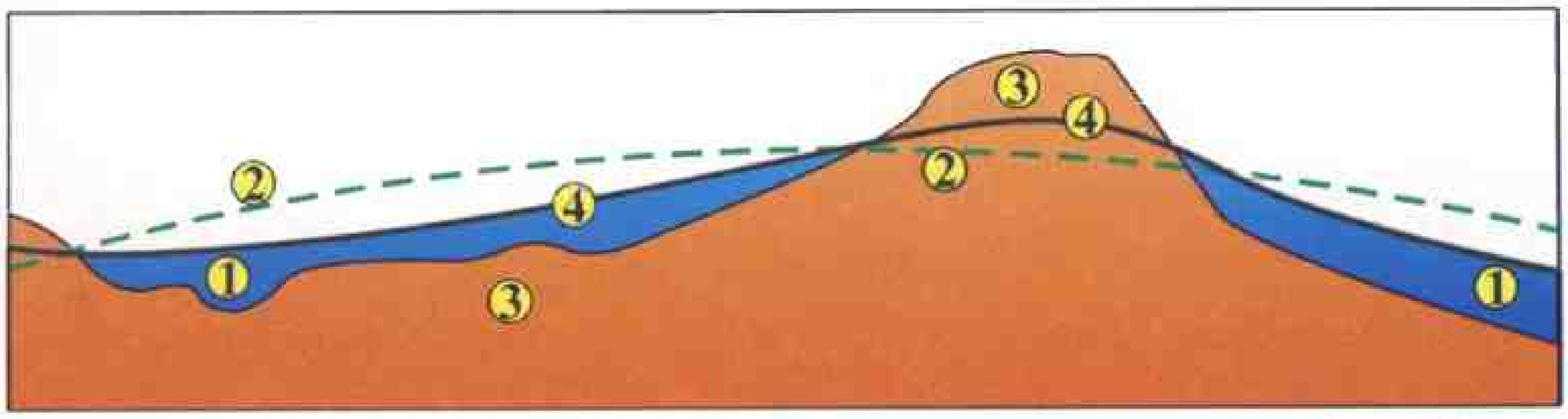
Насправді сучасною поверхнею земної кулі є *геоїд.* Це деяка уявна поверхня, відносно якої сила тяжіння скрізь направлена перпендикулярно. Планета прийняла б форму геоїда, якби поверхню океану в абсолютний штиль умовно продовжити під континенти і зрізати цією поверхнею усі нерівності Землі.

Але у зв'язку з тим, що в надрах планети існує нерівномірність розподілу мас різної щільності, що впливає на змінну силу тяжіння, то на поверхні Землі зустрічаються місця, де спостерігається розходження між геоїдом і тривісним еліпсоїдом обертання, яке досягає 100–150 м (*рис. 3.1*).

Ідеальна математична модель фігури Землі, яка найбільш точно відповідала поверхні земної кулі в межах колишнього Радянського Союзу та суміжних територій, була вирахувана в 1940 році геодезистом А. А. Ізотовим. Побудована фігура була названа еліпсоїдом Красовського на честь відомого геодезиста Ф. Н. Красовського.

Digitized by ABORIGINAL

Цю модель використовують для вирішення важливих наукових і практичних завдань геодезії та картографії.



1 - Світовий океан, 2 - земний еліпсоїд, 3 - континент, 4 - геоїд

Рис. 3.1. Фактичне розходження між геоїдом і тривісним еліпсоїдом обертання, яке досягає 100–150 м

Основні параметри вимірювання еліпсоїда Красовського були підтверджені сучасними дослідженнями, в тому числі і супутниками (*табл. 3.1*).

Таблиця 3.1

Основні параметри еліпсоїда Красовського

Параметр	Значення
Радіус екваторіальний	6378,245 км
Радіус полярний	6356,863 км
Площа поверхні Землі	~ 510 млн км^2
Об'єм Землі	1,083 × 10^{12} км^3
Маса Землі	5,976 × 10^{27} г

Земля рухається навколо Сонця орбітою, яка періодично змінює свою форму від кола до слабо витягнутого еліпсу. Періодичність цих змін становить 90 тис. років. Це явище називається зміною ексцентриситету. Площина орбіти Землі лежить в площині екліптики – площині, до якої належать орбіти всіх планет. Найбільша відстань Землі від Сонця в афелії – 152 млн км, найменша в перигелії – 147 млн км, середня – 149,6 млн км. Середня швидкість руху Землі орбітою – 29,76 км/сек. Період обертання навколо власної осі – 23 год 56 хв 4,09 сек.

Вісь обертання зараз нахилена до площини орбіти під кутом 23° 56′ 15″. Кожні 40 тис. років кут нахилу вісі до орбіти змінюється від 21° 51′ до 24° 36′. Кожні 26 тис. років вісь описує в просторі конус. Це явище називається прецесією.

Зміна орбітальних параметрів Землі впливає на кількість сонячної інсоляції, що потрапляє на земну поверхню та відповідає за зміну клімату на планеті, встановлення льодовикових та міжльодовикових епох.

Digitized by ABORIGINAL

3.2. Будова Землі

Тривалий час учені вважали, що внутрішня будова Землі являє собою розплавлений шар, поверхня якого вкрита тоненькою кіркою застиглої породи. Це підтверджувалося на той час вулканізмом. Для безпосереднього вивчення були доступні тільки верхні горизонти 15–20 км потужності. У вулканічних областях, вивчаючи продукти виверження вулканів, можна було найімовірніше відобразити будову Землі на глибині 15–55 км.

Наша планета є складною структурою, утвореною з трьох оболонок: ядра, мантії та земної кори (*рис. 3.2*). Густина й температура їх зростають у міру наближення до ядра, що складається із заліза. Внутрішня частина ядра тверда, а зовнішня – розплавлена. До складу крихкої зовнішньої оболонки планети входять різноманітні гірські породи, вік яких сягає 4 млрд років. Вони складаються з мінералів і утворені внаслідок різноманітних геологічних процесів. До останніх, зокрема, належать рух літосферних плит і виверження вулканів, нагромадження й ущільнення відкладів, взаємодія з живими організмами та атмосферою.

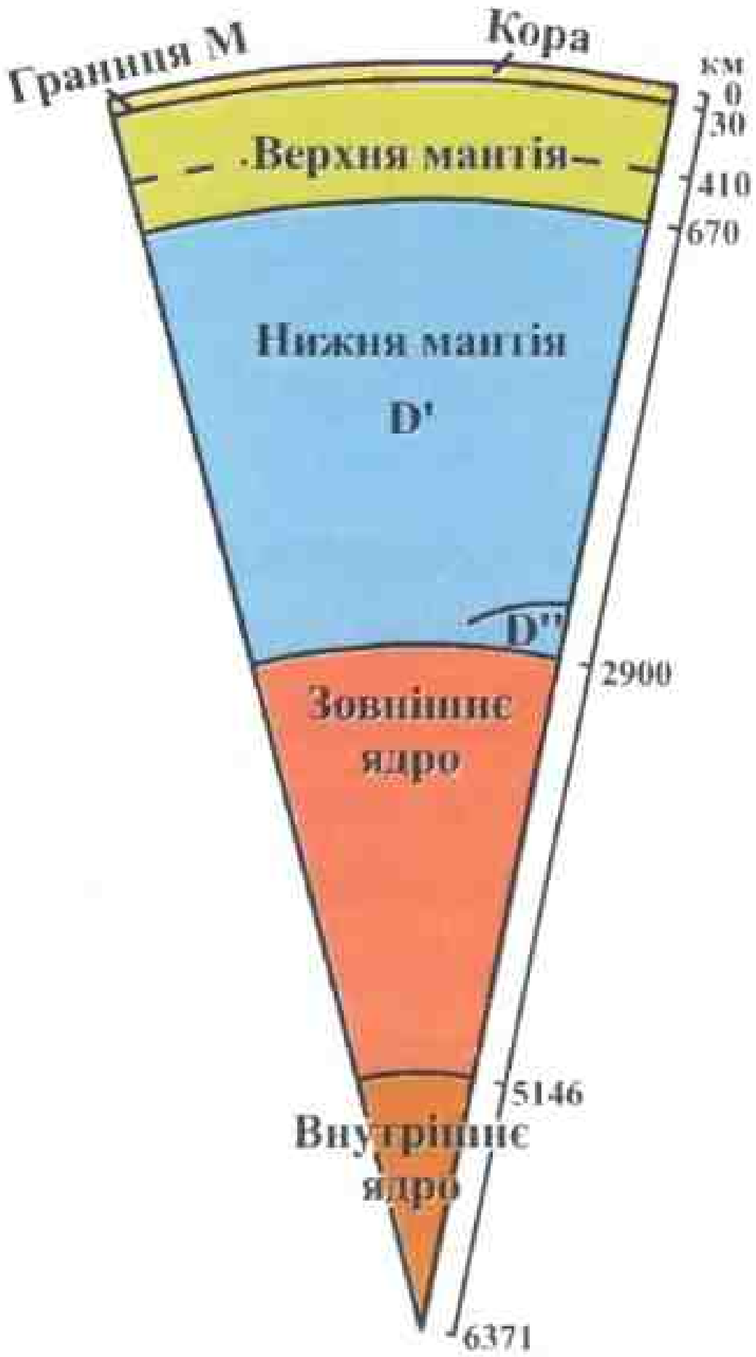


Рис. 3.2. Схема глибинної будови Землі

Внутрішня будова Землі та методи її вивчення

Щоденне перебування на Землі мало б навести на думку, що наша планета надзвичайно різноманітна, адже на ній можна знайти

Digitized by ABORIGINAL

різні речовини – від води й льоду до атмосферних газів, гірських порід і мінералів. Однак тонка біосфера, що охоплює всю земну кулю, не є типовою для Землі. Насправді планета не така розмаїта – на відстані кількох десятків кілометрів від поверхні вона складається лише з гірських порід, мінералів, сполук металів. Дослідження сейсмічних хвиль, що проходять крізь Землю, дають нам змогу дослідити її будову, оскільки в різних шарах ці хвилі поширюються з різною швидкістю. Вони вказують на існування гарячого й щільного ядра, оточеного мантією і тонкою твердою зовнішньою корою. Земна кора з її ґрунтами, рослинами та тваринами служить опорою для біосфери, гідросфери, атмосфери і є тим фундаментом, на якому формуються екосистеми.

Застосовуючи геофізичні методи дослідження, а саме гравіметричний, магнітометричний, сейсмічний, вдалося вивчити глибинні горизонти Землі. Сейсмічний метод заснований на принципі реєстрації хвиль, що проходять в надрах Землі та які викликані землетрусами або штучними вибухами.

У вогнищах землетрусів виникають два головні типи сейсмічних хвиль (*рис. 3.3*):

– Р-хвилі, подовжні хвилі. Це хвилі стискання та розтягування часток у напрямку розповсюдження хвилі. Вони розглядаються як реакція середовища на зміни його об'єму. Оскільки швидкість розповсюдження Р-хвиль вища за швидкість інших хвиль, то вони першими приходять на пункти реєстрації (англ. *«праймері»* – перші).

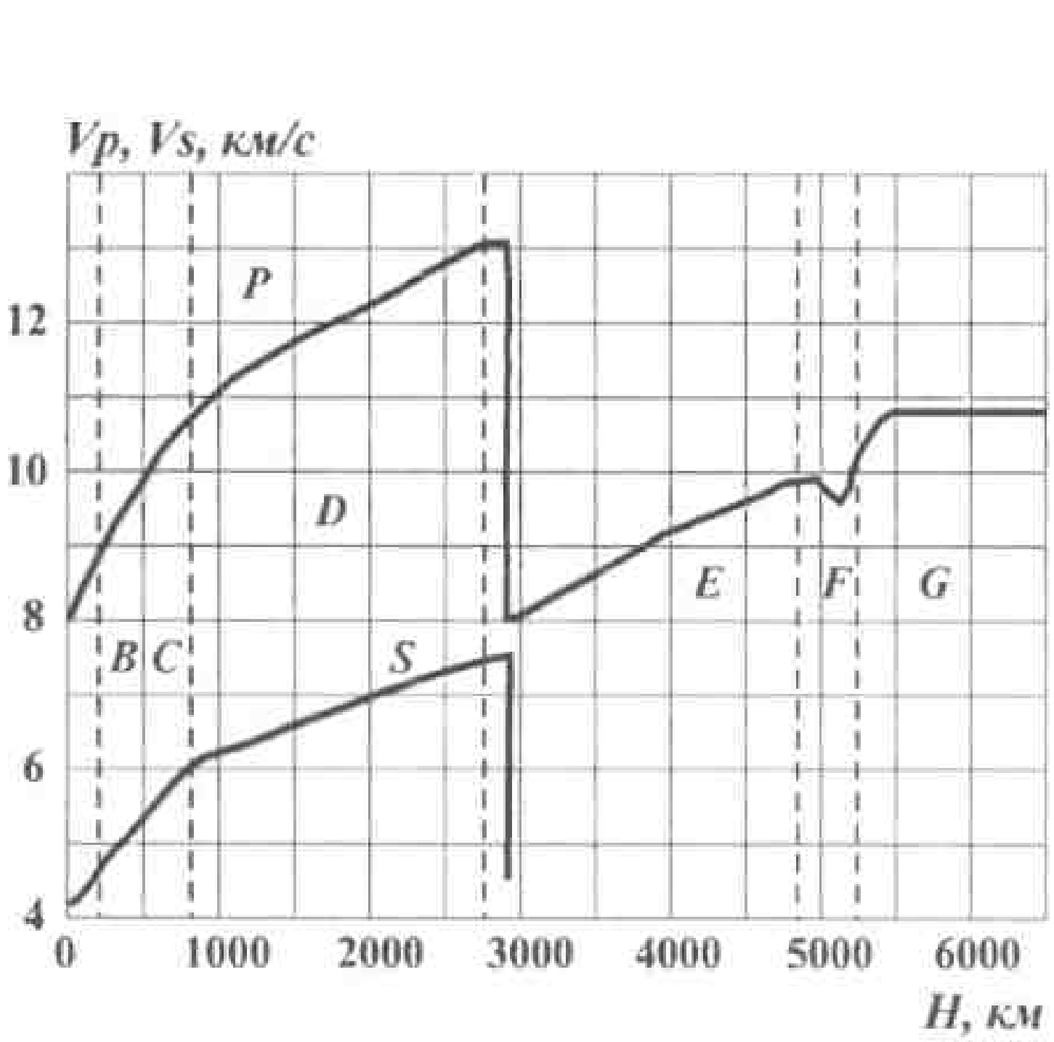
– S-хвилі, поперечні хвилі. Вони являють собою реакцію середовища на зміну форми, тому поширюються тільки в твердих тілах. Це хвилі, при яких деформації часток гірських порід відбуваються в напряму, перпендикулярному розповсюдженню хвилі. Швидкість S-хвиль завжди менша за швидкість Р-хвиль, тому вони реєструються другими (англ. *«секондарі»* – другі).

Коли відбувається сильний землетрус, сейсмічні хвилі поширюються в усі боки, пронизуючи земну кулю. При проходженні в надрах відбуваються зміни швидкостей сейсмічних хвиль, а залежно від густини середовища, хвилі заломлюються та відбиваються. Сейсмоприймачі, що знаходяться на поверхні землі, приймають сигнали від хвиль різного типу, заломлених та відбитих. Реєструючи зміни швидкостей сейсмічних хвиль, можна виділити основні границі чи поверхні розділу неоднорідностей в середині земної кулі.

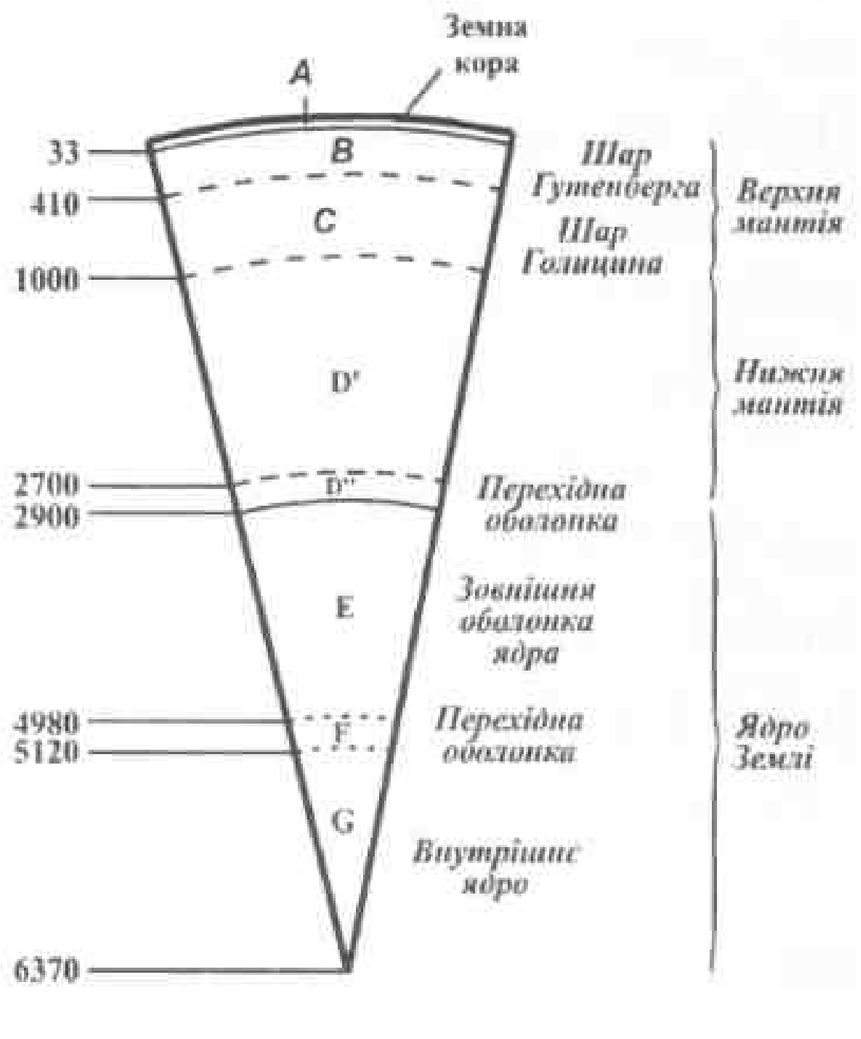
Сейсмічними методами було встановлена, що земна куля неоднорідна за складом та розділена на ряд оболонок. На основі

Digitized by ABORIGINAL

зміни швидкостей розповсюдження сейсмічних хвиль австрійський геофізик К. Буллен в 1959–1969 роках виділив три головні області Землі, які відділені одна від одної чітко вираженими поверхнями розділу першого порядку, де швидкості хвиль різко змінюються, а також поділив внутрішню частину Землі на ряд оболонок (*рис. 3.3*).



1. Графік швидкості поширення сейсмічних хвиль (P і S) в межах Землі



2. Оболонки Землі, які виділені за швидкостями розповсюдження сейсмічних хвиль

Рис. 3.3. Графік швидкості поширення сейсмічних хвиль (P і S) в межах Землі (1) і оболонки Землі (2)

1. *Земна кора* – це тверда верхня оболонка Землі товщиною від 6–7 км (під океанами) до 70 км (під гірськими масивами). Середня потужність земної кори 33 км.

Швидкість *P*-хвиль – 6–7 км/с.

Швидкість *S*-хвиль – 3,7–3,8 км/с.

2. *Мантія Землі* розташована нижче земної кори на 2900 км від поверхні. Щільність порід у верхній частині мантії – 5,5–5,7 г/см^3.

Швидкість *P*-хвиль – 7,8–8,0 км/с.

Швидкість *S*-хвиль – 4,5–4,7 км/с.

Різку зміну швидкостей проходження сейсмічних хвиль на границі земної кори і мантії встановив уперше в 1909 році югославський сейсмолог А. Мохоровичич. Тому цей сейсмічний розділ першого порядку називається *поверхнею Мохоровичича* (скорочено *границя Мохо* чи М).

Digitized by ABORIGINAL

Нижче границі Мохо швидкості сейсмічних хвиль збільшуються. Але на певній глибині має місце деяке пониження їх швидкостей, особливо поперечних (*S-хвиль*), підвищена електропровідність гірських порід та менша в'язкість відносно вище та нижче залягаючих порід.

Це пояснюється тим, що у верхній частині верхньої мантії існує шар порід, який характеризується меншою щільністю, пониженою твердістю і в'язкістю. Він називається *астеносферним шаром.* Астеносфера не є суцільним шаром. Потужність його, як і глибина, сильно змінюються в горизонтальному та вертикальному напрямках. Під океанами це глибини від 10–20 км до 80–200 км, під континентами – від 80–120 км до 400 м. Причому залягання астеносфери глибше під древніми геологічними структурами, ніж під молодими. Цей шар більш чітко виражений та піднесений до глибин 20–25 км під найбільш рухливими зонами земної кори. Слабо виражений та опущений – під тектонічно спокійними ділянками континентів – щитами та платформами.

МОХОРОВИЧИЧ Андрій
(1857–1936)

Границю між земною корою і мантією виявив й описав хорватський геофізик Андрій Мохоровичич. Досліджуючи показники сейсмічних хвиль, спричинених землетрусом поблизу Загреба в 1909 р., він помітив, що деякі хвилі поширювалися раніше за інші. Вчений пояснив це зміною густини середовища всередині Землі (на глибині 30 км). Згодом учені підтвердили існування цієї поверхні під усіма континентами й океанами. Нині цю границю називають поверхнею Мохоровичича (Мохо). Глибина її залягання – від 25–90 км під континентами та 7–10 км під океанами. Наявність цієї поверхні свідчить про мінливий склад порід, що утворюють земну кору та мантію, яка лежить під нею.

Пониження швидкостей сейсмічних хвиль в астеносфері пов'язано з частковим переплавленням мантійної речовини (від 1–2 до 10%), що забезпечує зниження в'язкості та підвищення електропровідності. Плавлення проявляється у вигляді тонкої плівки, що обволікає зерна. Цей процес відбувається при температурі майже 1200°С.

Астеносферний шар відіграє найважливішу роль в тектонічній та магматичній активності планети. Він є тим пластичним шаром, повздовж якого можуть переміщатися шари, які залягають вище, а також є місцем народження розплавленої магматичної речовини. Твердий надастеносферний шар верхньої мантії разом із земною корою називається *літосферою.* Літосфера холодна, тому жорстка. Вона поділена розломами на сферичні пластини, що носять назву

Digitized by ABORIGINAL

літосферних плит, які здатні рухатися відносно одна одної по поверхні астеносфери.

Нижче астеносфери швидкість повздовжніх хвиль різко зростає, досягає на глибинах 900–1000 км значень 11,3–11,4 км/с, а на глибинах 2700–2900 км – значень 13,6 км/с. Швидкість поперечних хвиль має значення 7,2–7,3 км/с. На глибині 2900 км відзначається наступний розділ першого порядку, що відокремлює мантію від ядра. Тут швидкість повздовжніх хвиль стрибкоподібно падає до значень 8,1 км/с. Поперечні хвилі нижче цієї поверхні зовсім не проходять. Це розділ між мантією та ядром Землі. Саме ця друга глобальна сейсмічна границя розділу була вперше виділена в 1913 році німецьким геофізиком Б. Гутенбергом та отримала його ім'я.

Мантія поділена на дві частини: верхню (шари B і C по К. Боулену) та нижню (шар D). В останні роки положення глобальної сейсмічної границі між верхньою та нижньою мантіями уточнено. Вона проходить на глибині 670 км та є дуже важливою для розуміння процесів, що проходять у верхніх оболонках Землі.

3. *Ядро Землі*. Залягає від глибини 2900 км до центру Землі (6370 км). Воно поділяється на зовнішнє (глибини 2900–4980 км, шар E) та внутрішнє (5120–6370 км, шар G). В інтервалі глибин 4980–5120 км знаходиться перехідна зона (шар F).

У зовнішньому ядрі швидкості повздовжніх сейсмічних хвиль поступово зростають до значень 10,4–10,5 км/с, зменшуються в перехідній зоні до 9,5–10 км/с. І у внутрішньому ядрі знову поступово збільшується до значень 11,2–11,3 км/с. Поперечні сейсмічні хвилі нижче глибини 2900 км у ядро Землі не проходять, тобто речовина зовнішнього ядра наближається до рідкого стану.

3.3. Щільність та тиск усередині Землі

Ге́нрі Кавендіш ще в XIX ст. зумів досить точно визначити масу Землі – $5{,}9737 \cdot 10^{24}$ кг. Її середня щільність – 5,51 г/см^3.

Розрахунки показують, що щільність речовини з глибиною збільшується, як і швидкість сейсмічних хвиль, стрибкоподібно (*табл. 3.2*). Щільність порід земної кори – від 2,4 до 3,0 г/см^3, середня – 2,8 г/см^3. Щільність астеносфери – 2,8–3,4 г/см^3, середня – 3,3 г/см^3. Верхня частина мантії під границею Мохоровичича характеризується щільністю 3,3–3,4 г/см^3, тобто спостерігається різкий стрибок. Далі щільність поступово наростає від значень 3,3–3,4 до 5,6–5,7 г/см^3 в основі нижньої мантії. Особливо різкий стрибок щільності

Digitized by ABORIGINAL

відбувається в глибинах мантії до значень 10–11,5 г/см^3 у зовнішньому ядрі та співпадає з границею Гутенберга. Щільність речовини в мантії зростає з глибиною за рахунок стислості та фазових переходів при збільшенні тиску, а не за рахунок зміни хімічного складу. Величина щільності у внутрішньому ядрі повинна бути від 12,5 до 14,0 г/см^3.

Таблиця 3.2

Зміна щільності Землі з глибиною (Robertson, E. C.)

Глибина, км	Шар	Щільність, г/см^3
0–60	Літосфера (місцями варіюється від 5 до 200 км)	–
0–35	Кора (місцями варіюється від 5 до 70 км)	2,2–2,9
35–60	Верхня частина мантії	3,4–4,4
35–2890	Мантія	3,4–5,6
100–700	Астеносфера	–
2890–5100	Зовнішнє ядро	9,9–12,2
5100–6378	Внутрішнє ядро	12,8–13,1

За зміною швидкостей сейсмічних хвиль з глибиною були побудовані графіки зміни щільності та прискорення сили тяжіння від поверхні до центру Землі (*рис. 3.4*).

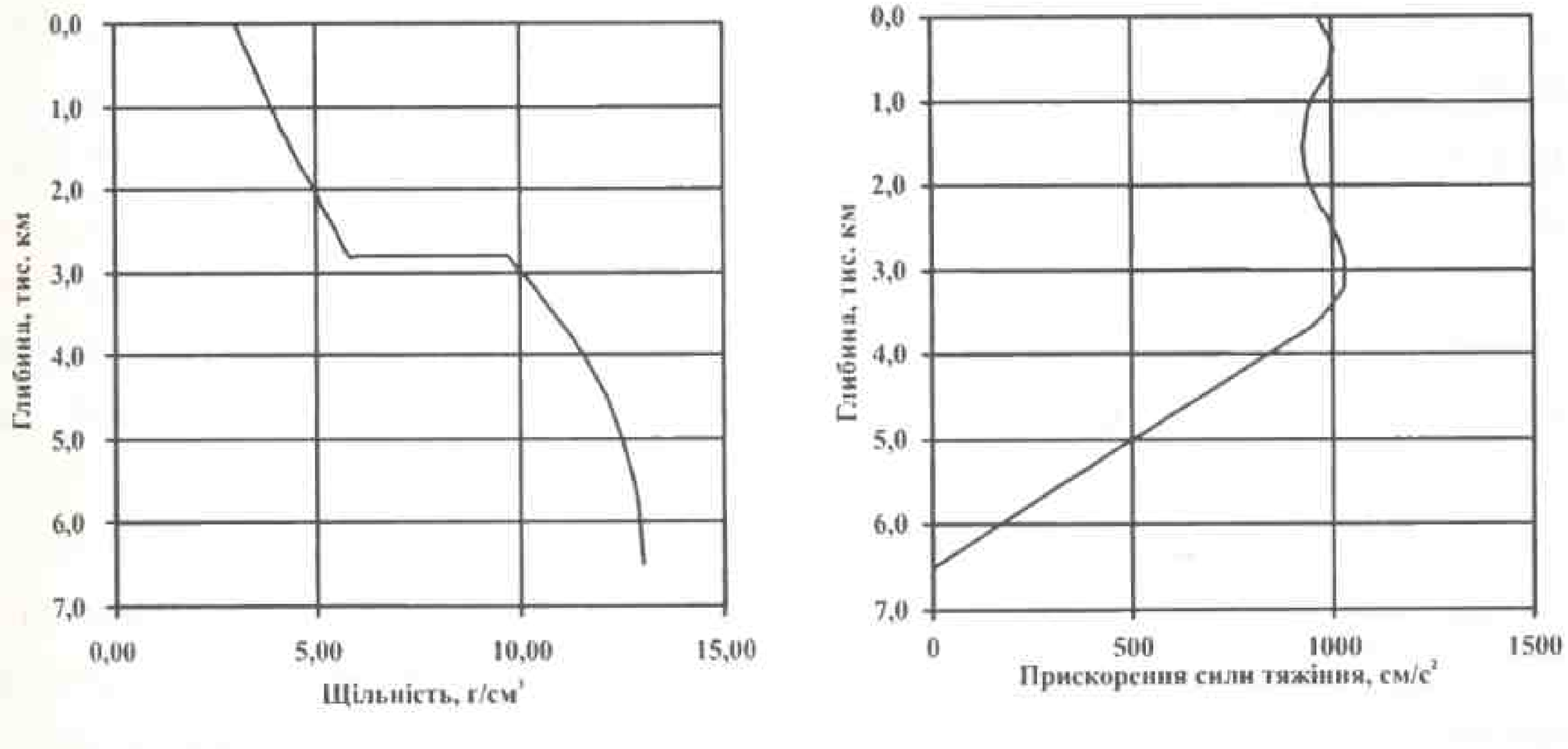


Рис. 3.4. Графіки зміни щільності та прискорення сили тяжіння від поверхні до центру Землі

Прискорення сили тяжіння зростає з величин 9,82 м/с^2 на поверхні Землі до 10,37 м/с^2 в основі нижньої мантії (2900 км), а в ядрі починає швидко падати, сягаючи 4,52 м/с^2 на границі зовнішнього та внутрішнього ядра і в центрі до 0.

Digitized by ABORIGINAL

Тиск на глибині 40 км – 1×10 МПа, на глибині 2900 км – 137×10 МПа, всередині Землі – 361×10 МПа.

3.4. Механічні властивості та склад речовини оболонок Землі

Літосфера, тобто земна кора та частина верхньої мантії, в цілому є крихке тіло. Вона є неоднорідною в горизонтальному напряму. В літосфері, особливо в її верхній частині, утворюються розломи. Температури в літосфері при існуючих тисках не досягають точки плавлення речовини. Але місцями в середині земної кори сейсмологами визначаються окремі низькошвидкісні лінзи, з якими, ймовірно, пов'язані корові магматичні осередки.

Верхній шар земної кори різниться для континентальних та океанічних ділянок. Гірські породи, що складають континентальну кору, представлені кількома головними типами. Серед осадових порід переважають пісковики та *глинисті сланці*, серед метаморфічних – *гнейси* та *кристалічні сланці*, серед магматичних – *граніти* та *базальти*. В океанічній корі переважають базальти (98%), тоді як осадові породи мають невелику потужність. Найбільш розповсюдженими мінералами земної кори є *польові шпати, кварц, слюди, глинисті мінерали*. Підпорядковане значення мають *піроксени та рогові обманки*.

Мантія, що розташована нижче астеносферного шару, особливо нижня, на глибині 670 км має дуже велику в'язкість. Але це не є перешкодою для повільних конвективних переміщень мантійної речовини, що підтверджується сейсмічною томографією, яка дає можливість відрізняти щільнісні неоднорідності в мантії. На глибині більше 700 км в ній не зафіксовано осередків землетрусів, що означає неможливість сколювання. Більш щільні, тобто більш холодні, та менш щільні, тобто більш теплі, ділянки мантії утворюють дуже складну картину, яка в цілому підтверджує теорію тектоніки літосферних плит. В активних континентальних окраїнах добре видні холодні і більш щільні пластини океанічної кори, які занурюються під більш легку континентальну кору.

Сейсмографія дозволила встановити в самих низах шар з дуже нерівною верхньою границею, який може бути частково розплавлений. У верхах нижньої мантії також виявлений шар з пониженою в'язкістю. Температура в мантії близька до температур плавлення, тому речовина мантії здатна розтікатися, як рідина з дуже високою в'язкістю, а перепад температур такий, що в мантії повинна відбуватися теплова конвекція.

Digitized by ABORIGINAL

Склад верхньої та нижньої мантій може бути визначений тільки приблизно, ґрунтуючись на геофізичних та експериментальних даних. Верхня мантія, яка знаходиться нижче границі Мохоровичича, найімовірніше складена з ультраосновних порід – *дунітів* та *перидотитів*, збагачених Fe та Mg, але збіднених на кремнезем. Не виключено, що серед порід багато еклогітів, які утворюються при високих тисках і в яких присутній *гранат*, що кристалізується при тисках, які існують у верхній мантії. Основними мінералами речовини мантії є *олівіни* та *піроксени*.

З глибиною тверда речовина мантії стрибкоподібно на межах, встановлених сейсмічним методом, піддається структурним перетворенням, змінюючись все більш щільними модифікаціями мінералів. При цьому не відбувається зміна хімічного складу.

Ядро. Оскільки перехід від мантії до ядра супроводжується різким зниженням швидкості подовжніх хвиль та зникненням поперечних, то вважається, що речовина зовнішнього ядра знаходиться в рідкому стані, а внутрішнє ядро, за посередніми даними, вважається твердим.

Хімічний та мінеральний склад ядра припускається на основі розрахункових тисків майже 1,5 Мбар, які повинні існувати на глибинах понад 5120 км. У таких умовах найбільш ймовірне існування речовини, що складається з Fe з 10% Ni та деякої домішки сірки у зовнішньому ядрі, яка утворює із залізом мінерал *троїліт*. Саме така легкоплавка евтектична суміш забезпечує стабільність рідкого зовнішнього ядра, вище якого знаходиться тверда силікатна мантія.

3.5. Магнетизм Землі

Наявність рідкої сферичної оболонки зовнішнього ядра та обертання Землі є основою гіпотез виникнення магнітного поля, заснованих на принципі магнітної гідродинаміки. Рух електропровідної залізонікелевої речовини всередині ядра, який виникає при обертанні Землі, призводить до формування магнітного поля. Наявність магнітного поля дуже важлива для появи та розвитку життя на Землі. Магнітне поле захищає земну поверхню та живі організми від жорсткого радіаційного космічного випромінювання та потоків сонячних часток.

Земля є гігантським магнітом з силовим полем навколо. Геомагнітне поле дипольне. Магнітні полюси Землі на цей час розташовані

Digitized by ABORIGINAL

біля географічних полюсів, але не співпадають з ними. Їх положення змінюється у часі, навіть під час спостереження людини. Вони віддалені від географічних полюсів майже на 400 км.

Є таке поняття, як *магнітне схилення*. Воно визначається кутом відхилення магнітної стрілки (яка встановлюється вздовж магнітних силових ліній) від географічного меридіану. Лінії, що з'єднують точки з однаковим схиленням, носять назву *ізогонів*.

Для отримання «істинного азимута» вводиться поправка на магнітне схилення, тобто на кут між напрямком магнітного меридіану і географічного. Для кожної частини земної кулі величина магнітного схилення періодично змінюється і тому обчислюється, публікується в спеціальних таблицях і вказується на детальних картах. Схилення магнітної стрілки буває східним і західним, а величина його коливається від незначних часток градуса до 10–13° і більше. Поправки вводяться таким способом: величина східного схилення додається до величини зробленого виміру, а західного – віднімається від неї.

На загальний фон магнітного поля накладається вплив гірських порід, які містять феромагнітні мінерали. Як результат – виникнення на поверхні Землі *магнітної аномалії* (відхилення вектора напруження магнітного поля від його нормального значення). Магнітні аномалії дають можливість розмірковувати над розміщенням тих чи інших порід в земних надрах. Магнітометричний метод широко використовується при пошуках корисних копалин, особливо залізорудних, які створюють на поверхні Землі позитивні магнітні аномалії.

Встановлено, що феромагнітні мінерали намагнічуються відповідно орієнтуванню магнітного поля, що існувало на Землі під час їх виникнення. Цей магнетизм вони зберігають і після затвердіння. Вивчення *палеонамагніченості* вказує, що магнітне поле Землі неодноразово змінювалося: північний полюс ставав південним, а південний – північним, тобто відбувалася *інверсія (перевертання) магнітного поля*. Смуги вулканічної гірської породи з мінливою магнітною полярністю, виявлені на схилах серединно-океанічних хребтів, підтверджують теорію про формування у цих місцях нової океанічної кори. Магнетизм континентальних гірських порід може вказувати на колишнє розташування континентів.

Шкалу магнітних інверсій використовують для розчленування та співставлення товщин гірських порід, визначення віку ложа океану.

Digitized by ABORIGINAL

3.6. Теплове поле Землі

Вся геологічна історія Землі пов'язана з виділенням чи поглинанням тепла. Земля – це велика теплова машина, яка працює понад 4 млрд років.

Тепло, яке отримує Земля від Сонця, відіграє велику роль в екзогенних геологічних процесах, появі та еволюції життя на Землі. Але прогрів Сонцем розповсюджується на невелику глибину, що не перевищує 28–30 м, а в інших районах – 1 м. На певній глибині від поверхні розташовується пояс постійних температур, які дорівнюють середньорічній температурі даної місцевості. В нашому регіоні на глибині 25–28 м існує температура 11–13°С. Тобто температурний режим Землі підтримується теплом, що виноситься з надр.

Найбільш важливими процесами, які генерують тепло в надрах Землі, є:

а) процес гравітаційної диференціації речовини, завдяки якій Земля стала поділеною на декілька оболонок;

б) розпад радіоактивних елементів;

в) припливні взаємодії Землі та Місяця.

Усі процеси проходять з виділенням значної кількості енергії. Інтенсивність виділення тепла кожним процесом не залишалась постійною в геологічній історії. Вони діють зараз, будуть діяти ще сотні мільйонів років, тому що величина сумарних тепловитрат набагато менша, ніж загальна теплогенерація планети.

Нижче поясу постійної температури спостерігається збільшення її значень за рахунок теплового потоку з надр Землі. Тепловий потік залежить від рухливості земної кори та інтенсивності ендогенних процесів. Максимальні його значення зафіксовані в межах рифтових зон, а мінімальні – на платформах, щитах, океанічних рівнинах.

З глибиною температура зростає, як свідчать спостереження в рудниках та шахтах.

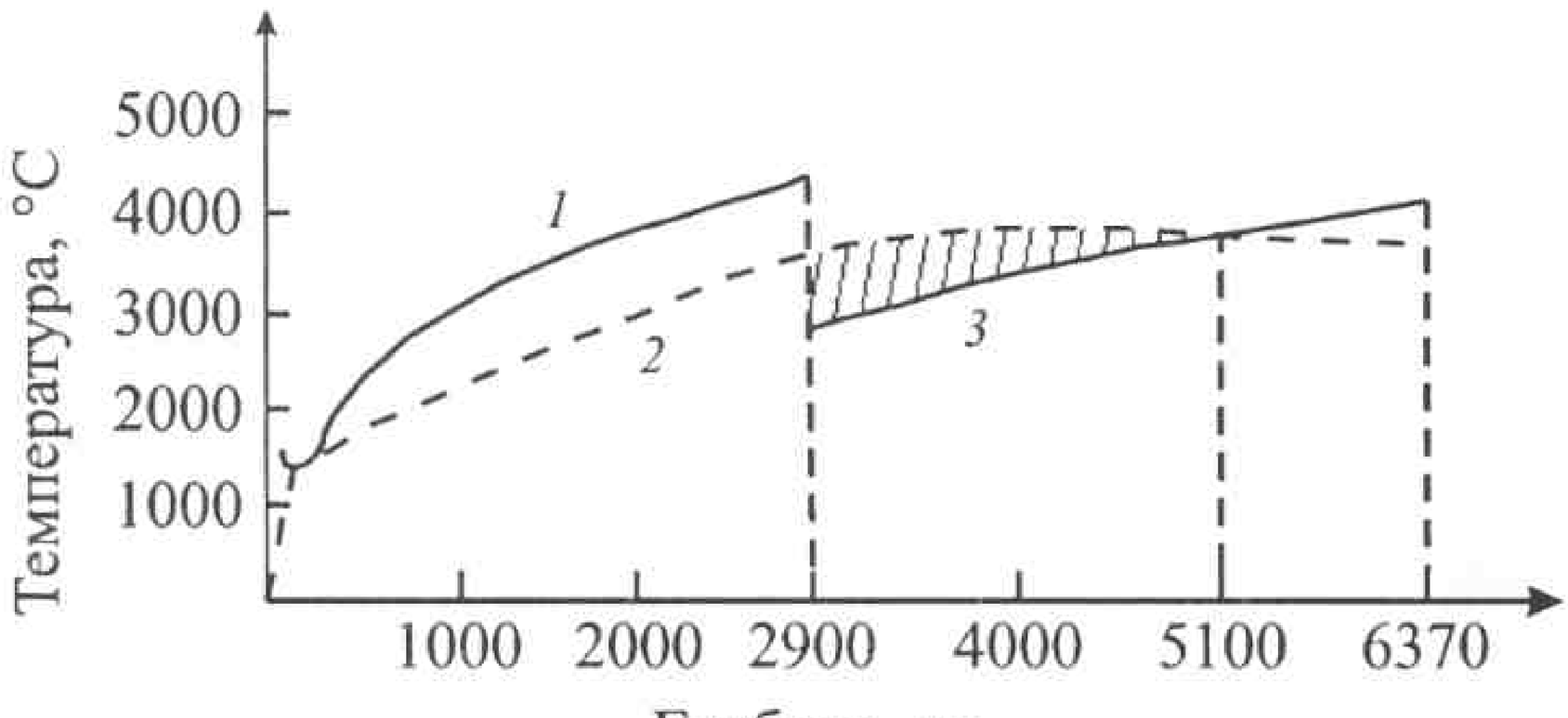
Збільшення температури в градусах Цельсія на одиницю глибини називають *геотермічним градієнтом*, а інтервал глибин, у яких температура підвищується на 1°С, називається *геотермічним ступенем*.

Геотермічний градієнт і геотермічна ступінь не однакові у різних регіонах земної кулі та можуть коливатися в 25 разів. Найбільші значення відмічаються у рухливих районах океанів та континентів, найменші – в найбільш стійких та древніх ділянках континентальної

Digitized by ABORIGINAL

кори. Максимальні значення – 150° на 1 км, або геотермічна ступінь – 6,67 м – в штаті Орегон у Північній Америці, мінімальні – 6° на 1 км та геотермічна ступінь – 167 м у Північній Африці. Середній геотермічний градієнт – 30° на 1 км, середній геотермічний ступінь – 33 м.

Вказаний градієнт існує тільки у верхніх оболонках земної кори, а з глибиною він повинен зменшуватися. Якби такий градієнт зберігався на глибині, наприклад, 100 км, то температура там була б приблизно 3000°С. З таких глибин лава досягає поверхні Землі з температурою 1100–1300°С. За розрахунками на такій глибині температура не перевищує 1500°С, інакше б породи мантії переплавилися і не пропускали поперечні хвилі. Графік кривої температури та плавлення речовини показаний на *рис. 3.5*.



1 – крива температури плавлення речовини, 2 – крива температури Землі, 3 – область розплавлення

Рис. 3.5. Графік кривої температури та плавлення речовини

Температура більш глибоких шарів оцінюється приблизно на межі нижньої мантії та ядра і повинна відповідати температурі плавлення заліза 3700°С, а в ядрі – 4000–5000°С.

Теплопередача. Температура у внутрішній частині ядра Землі сягає 4000–5000°С. Тепло передається через зовнішнє рідке ядро до основи мантії, де температура становить 3700°С. За таких умов силікатні гірські породи мантії мали б плавитися, однак величезний тиск у глибинах Землі утримує їх у твердому стані. Тепло, що піднімається від ядра, змушує мантію повільно підніматися, її тверді гірські породи рухаються щороку на кілька сантиметрів і переносять тепло далі від ядра. Гарячі гірські породи мантії повільно піднімаються, охолоджуються, стають щільнішими, потім

Digitized by ABORIGINAL

опускаються вниз, утворюючи систему конвективних потоків. Верхня частина цієї системи збігається з основою холодної та крихкої зовнішньої літосфери. Літосфера розбита на літосферні плити, які рухаються під дією конвективних потоків.

3.7. Земна кора, її будова та типи

Земна кора – це верхня тверда оболонка Землі, яка залягає вище поверхні Мохоровичича, в будові якої беруть участь осадові, магматичні та метаморфічні гірські породи.

У межах континентів та океанів виділяють відносно спокійні ділянки земної кори та вузькі тектонічно-активні пояси. На континентах до тектонічно-спокійних ділянок відносяться широкі рівнинні простори (Східноєвропейська рівнина, Східносибірська рівнина). Такі ділянки називаються *платформами*. Для платформ характерна наявність двох структурних поверхів. Нижній поверх – *фундамент*, складений древніми складчастими метаморфічними породами. Верхній – *осадовий чохол*, утворений осадовими породами, що залягають горизонтально.

У межах платформ знаходяться найбільш спокійні та стійкі ділянки – *щити* (наприклад, Балтійський, Український, Алданський). Вони являють собою виходи на земну поверхню найдревніших докембрійських гірських порід. У тих місцях, де фундамент перекритий горизонтальними відкладами осадових гірських порід, виділяють *плити* (наприклад, Скіфська плита).

У тектонічно-активних, рухливих гірських поясах, до яких відносяться молоді гори (Альпи, Кавказ, Гімалаї, Анди) на денну поверхню виходять дуже молоді за віком породи, які зім'яті в складки, розбиті розломами, прорвані інтрузіями магматичних порід.

Структури материків не закінчуються біля океанів, а часто продовжуються під океани, де вони утворюють підводну окраїну материків – шельф, глибиною до 200 м, і континентальний схил, глибиною до 2,5–3 км.

У межах океанів також виділяються тектонічно стабільні ділянки – рівнини океанічного дна на глибинах 4–6 км. До рухливих поясів в океані відносяться: 1) серединно-океанічні хребти; 2) активні окраїни океану.

У межах активних окраїн виділяють котловинні моря, острівні дуги та глибоководні жолоби.

На початкових етапах геофізичних досліджень виділяли два основні типи земної кори: континентальний та океанічний. Вони

Digitized by ABORIGINAL

відрізнялися будовою земної кори, її потужністю, складом порід. З часом почали виділяти земну кору перехідного типу від континенту до океану, в межах якої виділяють:

– субконтинентальний тип земної кори, характерний для перехідної зони від континенту до океану;

– субокеанічний, характерний для районів окраїнних морів.

Континентальний тип земної кори

Континентальна земна кора займає майже третину загальної поверхні планети. На ній розташовані найбільші масиви суходолу та не глибокі шельфові моря. Вперше поняття про платформні структури земної кори було введено О. П. Карпінським. Товщина континентальної кори коливається від 25 до 70 км (під гірськими спорудами) у поясі молодих гір. Склад земної кори дуже різноманітний – від осадових гірських порід (пісковик, вугілля та вапняк) до гірських порід метаморфічного походження (мармур і сланець) і магматичних гірських порід (граніт і габро).

КАРПІНСЬКИЙ Олександр Петрович (1847–1936)

Карпінський О. П. (народився на Уралі) – «батько російської геології», президент Академії наук СРСР, перший директор Геологічного Комітету Росії, видатний вчений – заклав у тектоніці основи вчення про платформи, принцип перехідних шарів («принцип Карпінського»), дослідник корисних копалин Уралу, Волині, Поділля, Білорусі, Таврії, Харківщини, Донбасу, Прибалтики, Нової Землі, Республіки Комі, професор Санкт-Петербурзького гірничого інституту, фундатор курсів петрографії, історичної геології, автор перших палеогеографічних карт.

Таке розмаїття пояснюється тим, що легка континентальна кора не оновлюється всередині Землі так, як це відбувається з щільнішою океанічною корою. Вік деяких континентальних гірських порід сягає 4 млрд років, а багато відкладів, що утворилися на суходолі в процесі ерозії та вивітрювання, перетворилися на осадові гірські породи, або ж зазнали метаморфічних змін. Тектонічні процеси зумовили також розрив, зміщення та тривалий рух континентів, в результаті чого з'явилися нові моря та гірські системи, поширився вулканізм та утворилися суперконтиненти (результат об'єднання окремих масивів суходолу). Таким чином, потужність континентальної кори постійно нарощується за рахунок нових нашарувань, вивчення яких дає змогу

Digitized by ABORIGINAL

відтворити історію геологічного розвитку Землі, а виявлені викопні організми дають уявлення про життя на планеті.

Потужність кори змінюється від 35 до 40 км у межах платформ, до 50–70 км під молодими горами. Континентальна земна кора поширюється в райони підводних окраїн континентів. В області шельфу потужність її зменшується до 20–25 км, а на материковому схилі вона виклинюється. Континентальна земна кора складається з трьох товщин:

1. Перший осадово-вулканогенний шар має потужність від 0 до 5–10 км у межах платформ і до 15–20 км у прогинах (наприклад, у Прикаспійській западині). Швидкість проходження сейсмічних хвиль до 5 км/с.

2. Другий шар утворений різноманітними метаморфічними породами – сланцями, гнейсами, а також гранітними інтрузіями. Він складається на 50% з гранітів, на 40% з гнейсів, а також інших більш-менш метаморфічних порід. Цей шар називають гранітно-гнейсовим. Потужність шару досягає під горами 20–25 км. Швидкість проходження сейсмічних хвиль дорівнюють 5,5–6,0 км/с. Границя між другим та третім шаром відбивається сейсмічними хвилями у вигляді стрибка швидкостей. Ця границя названа границею Конрада.

3. Третій шар, утворюючий нижню кору, складений з сильно метаморфічних порід, які за хімічним складом нагадують основні породи. Тому раніше його називали базальтовим. Зараз існує інша назва – грануліто-базітовий шар. Нові дані про склад нижнього шару земної кори отримані при проходженні надглибокої Кольської свердловини, яка пройшла границю Конрада. У керні свердловини з цих глибин не зафіксовано зміни складу порід. Свердловина пройшла через одноманітну товщу метаморфічних порід – граніто-гнейсів та амфіболітів. Сейсмічна границя, яка виділяється за зміною швидкості проходження сейсмічних хвиль, пов'язана, ймовірно, зі збільшенням поля напруження.

Дані глибинного сейсмічного зондування, де межа між другим та третім шаром (границя Конрада) не скрізь чітко виражена, а фіксується тільки в окремих місцях, дали можливість по-новому інтерпретувати будову земної кори.

Модель чотирьох шарів (*рис. 3.6*):

1. Осадовий шар.

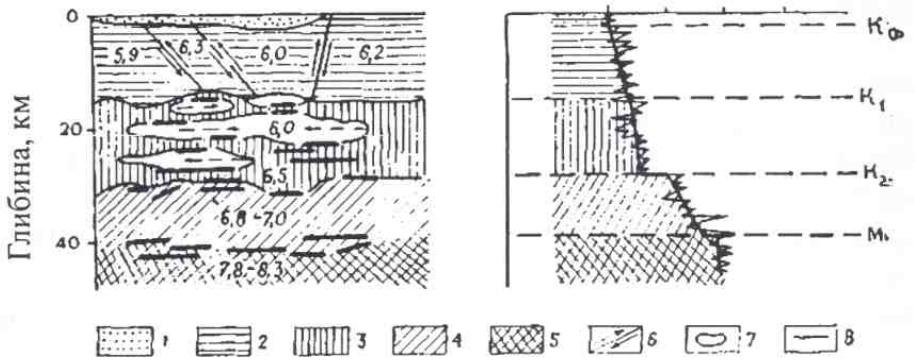
2. Нижче першого шару залягають частини земної кори, які об'єднані в поняття «кристалічний фундамент». Він поділяється на три шари:

Digitized by ABORIGINAL

2.1. *Верхній*. Має вертикально шарувату будову з виділенням окремих блоків за своїм складом та за фізичними параметрами. Склад порід – типу гранітів. V_p = 5,9–6,3 км/с;

2.2. *Проміжний*. Має горизонтально-шарувату будову і окремі пластини з пониженою швидкістю проходження хвиль. V_p = 6,4–6,7 км/с. Також у цьому шарі зустрічаються зони з підвищеною електропровідністю, що дозволяє виділити його, як зону ослаблених порід, у яких можливі горизонтальні переміщення речовини;

2.3. *Нижній*. Має розвинуті метаморфічні породи гранулітової фації, основні породи типу габро та ультраосновні магматичні породи.



1 – осадовий шар, структурні поверхи консолідованої кори: 2 – верхній, 3 – проміжний, 4 – нижній, 5 – мантія, 6 – напрямок можливих переміщень окремих блоків, 7 – зони знижених швидкостей, 8 – площини, що відбивають сейсмічні хвилі

Рис. 3.6. Швидкісна модель земної кори континентів (за Н. І. Павленковою)

Океанічна земна кора

Будова земної кори океанічного типу раніше вважалась як така, що складається з верхнього осадового та нижнього базальтового шарів. У результаті буріння великої кількості морських свердловин і проведення детальних сейсмічних досліджень будова земної кори океанічного типу була уточнена. Зараз вважається, що кора складається з трьох шарів загальною потужністю від 5 до 9–12 км (найчастіше 6,0–7,0 км):

– верхній *осадовий шар* представлений морськими осадками, потужністю від декількох сотень метрів до 1 км. V_p = 2,0–2,5 км/с.

– середній шар складається з *базальтових лав* з прошарками кременистих та карбонатних осадових порід. Потужність від 1 до 3 км. V_p = 3,5–4,5 км/с.

Digitized by ABORIGINAL

– нижній шар складається з *основних магматичних порід типу габро* з незначною кількістю ультраосновних порід. V_p = 6,3–6,5 км/с, в деяких місцях вони збільшуються до 7,0–7,4 км/с.

Океанічна кора займає дві третини поверхні Землі, однак навіть вік найдавніших ділянок ложа океану, вкритих лише тонким нальотом відкладів, не перевищує 220 млн років. Потужність океанічної кори становить 6–11 км, а в її складі виділяють верхній осадовий шар і нижній базальтовий. Через притаманну їй густину, вона не піднімається так високо, як легші породи континентальної земної кори, і залягає на глибині 3 км нижче рівня моря. Океанічна земна кора оновлюється з речовини мантії в межах серединно-океанічних хребтів. Тут розпечена речовина мантії, рухаючись до поверхні, приймає і розсуває гірські породи, що залягають над нею, і формує підводний гірський хребет, уздовж якого океанічні плити розходяться в різні сторони. Цей процес називають *спрединг*. Базальтові лави, виверженні з тріщин жерл вулканів, охолоджуючись, утворюють нове ложе океану. Океанічна кора характеризується великою кількістю вулканів, що виступають над водою. Коли земна кора рухається над місцем постійного виходу розпеченої мантії на поверхню, утворюється пасмо вулканічних островів. На інших ділянках, у так званих зонах субдукції, океанічна земна кора опускається в мантію з такою ж швидкістю, з якою вона утворюється у межах хребтів при спредингу.

Субконтинентальний тип земної кори

Цей тип земної кори є перехідним від океанічного до континентального. Він характерний для острівних дуг та окраїн материків. За своєю будовою ця кора аналогічна корі континентального типу, але вона стала виділятись через те, що в цих районах не чітко виражена границя Конрада.

Такий тип земної кори характерний для районів острівних дуг та для окраїн материків. Наприклад, будова земної кори в районі Курильської острівної дуги (зверху вниз):

1. *Верхній шар*, який складається із осадово-вулканогенних порід. Потужність від 0,5 до 5 км. Середня потужність 2–3 км.

2. *Гранітно-гнейсовий шар*. Потужність 5–10 км. Швидкість проходження сейсмічних хвиль 5,7–6,3 км/с.

3. *Грануліто-базальтовий шар*, який залягає на глибині 8–15 км від поверхні дна моря та характеризується потужністю, яка

Digitized by ABORIGINAL

змінюється від 14–18 км на східному краї Курильської дуги до 20 км в її центральній частині, та до 40 км під їх західною окраїною.

Отже, субконтинентальний тип земної кори характеризується тим, що континентальний тип продовжується у підводну окраїну материків, де загальна потужність поступово зменшується, а гранітно-гнейсовий шар поступово виклинюється.

Субокеанічний тип земної кори

Цей тип характеризується для перехідної зони від континенту до океану. Він поширений у котловинних частинах окраїнних морів, а також морів, які розташовані в межах континентів (Чорне, Японське та Охотське моря).

За своєю будовою субокеанічий тип близький до океанічного, але відрізняється підвищеною потужністю осадових порід (4–10 км і більше), що залягають на третьому океанічному шарі (основні породи типу габро з ультраосновними породами), потужність якого 5–10 км. Тобто відсутній шар базальтових лав.

Загальна потужність земної кори 10–20 км, інколи 25–30 км. Збільшення потужності відбувається за рахунок потужності осадових порід.

Нижче залягають породи мантії. V_p = 7,4 км/с.

Геофізичні дані свідчать про тектонічну активність цих западин морів, можливе їх розсування.

Ізостазія

Континентальна земна кора має найбільшу товщину під поясами молодих гір, де її глибокі корені сягають глибини 70 км – безпосередньо у мантію. Існує думка, що блоки земної кори можуть «плавати» в мантії, перебуваючи у стані рівноваги. Таке явище відоме як *ізостазія*.

Оскільки щільність континентальної земної кори менша, ніж мантії, вона тримається на її поверхні, як айсберг на поверхні моря. Від маси гірської породи над рівнем моря залежить її плавучість. Що більша її маса, то краще гори тримаються на поверхні й глибше опускаються їх корені. Тонша, густіша океанічна кора менш плавуча, тож досягає точки рівноваги набагато нижче рівня моря – ось чому її зрідка можна побачити у вигляді суходолу.

3.8. Вік Землі, час у геології та стратиграфічна шкала

Земля як планета має 4,6–4,7 млрд років. Найдревніші породи земної кори, доступні для безпосереднього спостереження, мають 3,96 млрд років.

Digitized by ABORIGINAL

В осадових породах західної Австралії були знайдені кристали циркону, вік яких був визначений в інтервалі 4,1–4,3 млрд років. Ці кристали свідчать про те, що приблизно 4,3 млрд років тому диференціювалась континентальна земна кора.

Вік окремих метеоритів, які знайдені на Землі, 4,5–5 млрд років. Деякі породи Місяця мають 4,7 млрд років. Таким чином, вік Сонячної системи, включаючи і Землю, може дорівнювати 5 млрд років.

У своїй практичній діяльності геолог має справу з природними документами – гірськими породами, рештками фауни і флори, які утворилися сотні мільйонів років тому, зберігаючи свої особливості. Вивчаючи їх, геологи реконструюють фізико-географічні умови осадконакопичення, утворення порід в ті далекі часи.

Визначення віку гірських порід – це важлива і складна справа, вирішення якої дозволяє встановити тривалість у часі і послідовність геологічних процесів.

Вік гірських порід може бути визначений як *відносний* або *абсолютний*.

Відносний вік – це вік одних гірських порід відносно інших. Тобто одні породи древніші, інші молодші, встановлюється, яка із порід утворилася раніше, а яка пізніше.

Абсолютний вік – це вік утворення гірських порід в одиницях літочислення (у мільйонах, десятках мільйонів, сотнях мільйонів років).

Визначенням віку гірських порід займається наука *геохронологія*.

Для історії геологічного розвитку нашої планети дуже важливо встановити послідовність геологічних подій, визначити місце кожного комплексу гірських порід у зведеному розрізі земної кори, а також визначити абсолютний вік кожної геологічної події, кожного відрізку часу, в які утворились певні комплекси порід.

На основі багатого накопиченого матеріалу, співставлення історії різних регіонів Землі та закономірностей еволюції органічного світу була розроблена, прийнята і затверджена на Міжнародному геологічному конгресі в 1881 році в м. Болоньї перша **стратиграфічна шкала**.

У цій шкалі було відображено послідовність стратиграфічних підрозділів осадових, вулканогенних і частково метаморфічних утворень, що складають земну кору. Ці підрозділи сформувалися за певні відрізки часу. Також шкала показувала послідовність та підпорядкованість основних етапів геологічної історії Землі та розвитку життя на ній.

Digitized by ABORIGINAL

Таким чином, шкала мала подвійне значення: показувала послідовність утворення стратиграфічних підрозділів, які згідно зі своїм віком послідовно розміщені у зведеному розрізі земної кори – стратиграфічній колонці (*стратиграфічна шкала*), та послідовність відрізків часу, протягом яких утворилися ці підрозділи (*геохронологічна шкала*). Тобто основою для створення відносної геохронологічної шкали є стратиграфічна. Геохронологічна шкала є результатом аналізу та синтезу всіх даних стратиграфічної шкали і відповідно відображала не точні дати та абсолютну тривалість геологічних подій, а природну періодизацію геологічної історії розвитку Землі від найдревніших етапів до новітніх подій.

З часом шкала уточнювалася, вносилися зміни, для багатьох підрозділів геохронологічної шкали був визначений абсолютний вік (тобто вік в абсолютних одиницях часу – роках, тисячоліттях, мільйонах років).

Сьогодні існує ряд геохронологічних (стратиграфічних) шкал, які відображають етапи історії розвитку земної кори (вікові, геохронологічні підрозділи) та стратиграфічну послідовність залягання, рангу та таксономічної підлеглості стратиграфічних підрозділів.

Міжнародна стратиграфічна шкала відображає стратиграфічну послідовність хроностратиграфічних підрозділів глобального та субглобального поширення. Зміст, об'єм і характеристика цієї шкали знаходяться у компетенції Міжнародного геологічного конгресу або уповноважених ним органів.

Загальні стратиграфічні шкали складаються для окремих великих територій земної кулі у випадку деяких відмін від Міжнародної стратиграфічної шкали. Загальна стратиграфічна шкала для території України затверджується Національним стратиграфічним комітетом України. Останній варіант стратиграфічної шкали, який є законом і основою для усіх геологічних робіт та досліджень на території України, зафіксований в Стратиграфічному кодексі України, виданому в 1997 році.

Згідно з цією шкалою найбільш тривалим у часі є акрон – мільярд років і більше. В геологічній історії Землі виділяється два акрони: архей (грецькою *«архео»* – древній), протерозой (грецькою *«протерос»* – перший) та акрон, який почався у фанерозойський період (грецькою *«фанерос»* – явний). Увесь величезний проміжок геологічного часу (майже 4 млрд років) і комплекси порід, що відповідають архею й протерозою, часто об'єднують під загальною назвою докембрій, або

Digitized by ABORIGINAL

криптозой (грецькою *«криптос»* – прихований). Акронам відповідають акротеми – комплекси порід, що утворилися за цей час.

Акрони поділені на менш тривалі відрізки часу – еони (менше 1 млрд років). Їм у стратиграфічній шкалі відповідають еонотеми. У Загальній стратиграфічній шкалі України виділяється 7 еонотем. У межах архею – це нижній (ранній) архей, середній архей, верхній (пізній) архей. У межах протерозойської акротеми – нижній (ранній) протерозой, середній протерозой та верхній (пізній) протерозой. У шкалі виділяють також фанерозойську еонотему (найкоротша (570 млн років), тому що незавершена).

Еони поділяються на ери, які тривають сотні мільйонів років. Ерам у стратиграфічній шкалі відповідають ератеми. У межах верхнього протерозою виділяються три ератеми: нижній рифей (бурзяній), середній рифей (юрматиній), верхній рифей (каратавій). У фанерозої виділяються три ератеми й три ери, що їм відповідають: палеозойська (грец. *«палайос»* – древній) ератема (ера), мезозойська (грец. *«мезос»* – середній) ератема (ера) і кайнозойська (грец. *«кайнос»* – новий) ератема (ера). Кайнозойська ера – найкоротша (65 млн років), тому ще незакінчена.

Ери поділяються на періоди, що тривають десятки мільйонів років. Їм у стратиграфічній шкалі відповідають системи. В палеозойській ері виділяють кембрійський, ордовицький, силурійський, девонський, кам'яновугільний та пермський періоди (в ератемі – системи), в мезозойській ері – тріасовий, юрський, крейдовий періоди, у кайнозойській ері – палеогеновий, неогеновий та четвертинний періоди. Четвертинний період – найкоротший (1,8 млн років), незавершений.

Періоди поділяються на епохи, яким відповідають стратиграфічні підрозділи – відділи. У кожному періоді може бути дві чи три епохи: рання і пізня чи рання, середня і пізня (відповідно відділи – нижній, середній та верхній). Епохи палеогенового періоду мають власні назви – палеоцен, еоцен та олігоцен. Для неогенового періоду епохи мають назви – міоцен і пліоцен.

Епохи поділені на віки, яким у стратиграфічній шкалі відповідають яруси. Стратиграфічна шкала України не має загально прийнятих ярусів для кембрійської системи. Для кайнозойської ери різні яруси виділені для окремих регіонів: заходу, сходу та півдня України. Віки поділяються на дрібніші підрозділи, які використовуються для регіональних робіт.

Відповідність геохронологічних та стратиграфічних підрозділів подано в *табл. 3.3*.

Digitized by ABORIGINAL

Таблиця 3.3

Відповідність геохронологічних та стратиграфічних підрозділів

Стратиграфічні підрозділи	Вікові підрозділи (геохронологічні)
Акротема	Акрон
Еонотема	Еон
Ератема	Ера
Система	Період
Відділ	Епоха
Ярус	Вік
Хронозона	Хрон

Підрозділи ер і ератем вказані в стратиграфічній шкалі фанерозою України (*табл. 3.4*), в якій подано абсолютний вік, геохронологічні та стратиграфічні підрозділи, що їм відповідають, а також індекси для умовних позначень. На геологічних картах та розрізах відклади різного віку позначають різними кольорами, як це показано у стратиграфічній колонці таблиці. Потрібно пам'ятати, що більш темні відтінки кольорів у кожній системі використовуються для показу більш давніх підрозділів системи, та чим молодший підрозділ, тим світліший відтінок кольору. Назви періодів (систем), ярусів (віків) подані або за назвою місцевості, де відклади відповідного віку були вперше встановлені (пермська – за Пермською губернією в Росії, девонська – за графством Девоншир в Англії), або за народністю, що мешкала на тій чи іншій території (вендська, силурійська), або за характером внутрішніх підрозділів (тріас – потрійний).

Окремо складена Загальна геохронологічна шкала докембрію України (*табл. 3.5*).

У четвертинному періоді (системі) завдяки його малій тривалості виділяють особливі підрозділи, які називаються розділами та ланками. Давніший з розділів називається еоплейстоцен, середній – неоплейстоцен, пізній – голоцен.

На геологічних картах використовують наступні підрозділи стратиграфічних одиниць: групи, системи, відділи, яруси. Не слід змішувати стратиграфічні й геохронологічні підрозділи. Наприклад, не можна сказати, що людина з'явилась в четвертинній системі або породи кам'яно-вугільного періоду. Правильно буде сказати: «людина з'явилась в четвертинному періоді» і «породи кам'яно-вугільної системи». Часові підрозділи, що відповідають нижньому, середньому та верхньому відділам будь якої системи,

Digitized by ABORIGINAL

необхідно називати ранньою, середньою або пізньою епохами. Не можна сказати «нижньокрейдяна епоха», бо час не буває нижнім чи верхнім. Поділ на нижнє, середнє й верхнє суто стратиграфічний, він відноситься до послідовності нашарування, утворення порід. Він (поділ) використовується на колонках, розрізах та картах.

Таблиця 3.4

Стратиграфічна шкала
(Національний стратиграфічний комітет, 1997 р.)

Ератема	Система	Відділ	Ярус	Вік нижньої границі (млн р.)	Тривалість (млн р.)
1	2	3	4	5	6
Кайнозойська KZ	Четвертинна Q	Голоцен		0,009	1,8
		Плейстоцен		1,8	
	Неоген N	Пліоцен N_2	Геласький N_2 h		22
			П'яченцький N_2 p		
			Заклинський N_2 z	5	
		Міоцен N_1	Мессінський N_2 m		
			Тортонський N_2 t		
			Серавалійський N_2		
			Лангинський N_2		
			Бурдигальський N_2		
			Аквітанський N_2	23,8	
	Палеоген Ꝑ	Олігоцен Ꝑ$_3$	Хатський N_2 h		41,2
			Рюпельский N_2 p	37	
		Еоцен Ꝑ$_2$	Пріабонський N_2		
			Бартонський N_2 b		
			Любецький N_2		
			Іпрський N_2 i	54	
		Палеоцен Ꝑ$_1$	Танецький N_1 t		
			Зеландський N_1 z		
			Дацький N_1 d	65	

Digitized by ABORIGINAL

Продовження таблиці 3.4

1	2	3	4	5	6
MZ Мезозойська	Крейдова К	Верхній K_2	Маастрихський K_2 m	72	70
			Кампанський K_2 km	83	
			Сантонський K_2 st	87	
			Коньякський K_2 k	88?	
			Туронський K_2 t	91	
			Сеноманський K_2 s	96	
		Нижній K_1	Альбський K_1 al	108	
			Аптський K_1 a	114	
			Баремський K_1 br	116	
			Готеривський K_1 g	122	
			Валанжинський K_1 v	130	
			Беріаський K_1 b	135	
	Юрська J	Верхній J_3	Титонський J_3 tt	141	70
			Кімериджзький J_3 km	146	
			Оксфордський J_3 o	154	
		Середній J_2	Келовейський J_2 k	160	
			Батський J_2 bt	167	
			Байоський J_2 b	176	
			Ааленський J_2 a	180	
		Нижній J_1	Тоарський J_1 t	187	
			Плінсбахський J_1 p	194	
			Синемюрський J_1 s	201	
			Гетангський J_1 h	205	
	Тріасова Т	Верхній T_3	Ретський T_3 r	220	40
			Норійський T_3 n		
			Карнійський T_3k	230	
		Середній T_2	Ладинський T_2 l	235	
			Анізійський T_2 a	240	
		Нижній T1	Оленьокський T_1 o r	245	
			Індський T_1 l		

Digitized by ABORIGINAL

Продовження таблиці 3.4

1	2	3	4	5	6
Палеозойська PZ	Пермська P	Верхній P_2	Татарський P_2 t	250	50
			Казанський P_2kz	255	
			Уфімський P_2u	258	
		Нижній P_1	Кунгурський P_1 k	265	
			Артинський P_1 at	275	
			Сакмарський P_1s	285	
			Асельський P_1 a	295	
	Кам'яновугільна C	Верхній C_3	Гжельський C_3 g	305	65
			Касимівський C_3 k		
		Середній C_2	Московський C_2 m	320	
			Башкирський C_2 b		
		Нижній C_1	Серпуховський C_1 s	325	
			Визейський C_1 v	350	
			Турнейський C_1 t	360	
	Девонська D	Верхній D_3	Фаменський D_3 fm	365	50
			Франський D_3 f	375	
		Середній D_2	Живецький D_2 g	380	
			Ейфельський D_2 ef	385	
		Нижній D_1	Емський D_1 e	390	
			Празький D_1 p	410	
			Лохківський D_1 l		
	Силурійський S	Верхній S_2	Пржидольський S_2 p	415	25
			Лудловський S_2 ld	425	
		Нижній S_1	Венлоцький S_1w	430	
			Лландоверський S_1 l	435	

Digitized by ABORIGINAL

Продовження таблиці 3.4

1	2	3	4	5	6
Палеозойська PZ	Ордовицький O	Верхній O_3	Ашгилський O_3 as	445	65
		Середній O_2	Карадоцький O_2 k	455	
			Лландейлський O_2 ld	470	
			Лланвірнський O_2 l		
		Нижній O_1	Аренігський O_1 a	485	
			Тремадоцький O_1 t	500	
	Кембрійський Є	Верхній $Є_3$		515	70
		Середній $Є_2$		545	
		Нижній $Є_1$		570	

Digitized by ABORIGINAL

Таблиця 3.5

Загальна геохронологічна шкала докембрію України

Акрон (акротема)	Еон (еонотема)	Ера (ератема)	Період (система, відділ)		Колір
	Фанерозой	Палеозой	Кембрій		Синьо-зелений, темний
ПРОТЕРОЗОЙ **PR**	Верхній протерозой PR_3		Вендський	Верхній V_2	Рожевий
				Нижній V_1	
		Рифей R	Верхній R_3		
			Середній R_2		
			Нижній R_1		
	Середній протерозой PR_2				
	Нижній протерозой PR_1				
2600 ±200					
АРХЕЙ **AR**	Верхній архей AR_3				Бузково-рожевий
	Середній архей AR				
	Нижній архей AR_1				

Digitized by ABORIGINAL

Рудько Г. І., Адаменко О. М., Чепіжко О. В., Крочак М. Д.

РОЗДІЛ 4

МІНЕРАЛИ ТА ГІРСЬКІ ПОРОДИ

Мінерали – це природні хімічні сполуки, що входять до складу земної кори, однорідні за своєю фізичною будовою та хімічним складом. Наука, що вивчає мінерали, називається мінералогією. Вивчення мінералів допомагає нам зрозуміти походження й еволюцію Землі та інших планет, про що писав видатний німецький вчений Леопольд фон Бух.

Більшість мінералів мають тверді кристалічні ґратки, складаються з атомів, розміщених у чіткому повторюваному порядку, що надає мінералові кристалічної структури та форми. Деякі мінерали, наприклад опал, не мають такої впорядкованої кристалічної структури і є аморфними твердими тілами. Незважаючи на те, що нині відомо понад 4 тис. мінералів, близько 50 з них поширені на поверхні Землі.

4.1. Мінерали

Будь-який мінерал має специфічні сполуки хімічних елементів та будову атомної ґратки, що формується при кристалізації газу чи рідини у тверде тіло. Утворена структура є правильною тривимірно-періодичною укладкою атомів кристалічною ґраткою. Вона зростає завдяки приєднанню атомів і зберігає ту саму форму й хімічний склад. Деякі мінерали мають чітку кристалічну форму, однак більшість із них є агрегатами, тобто сукупністю кристалічних зерен із різною текстурою та властивостями. Подібні за розміром мінерали мають зернисту текстуру; мінерали без кристалічних граней – приховано кристалічну.

Крістіан Леопольд фон БУХ
(1774–1852)

Один із найвідоміших геологів Крістіан Леопольд фон Бух вивчав мінералогію разом з Абраамом Готлібом Вернером у Фрайберзі, де одним із його товаришів-студентів був видатний геолог і географ Олександр фон Гумбольдт. Фон Бух багато подорожував і опублікував чимало праць на різні теми, пов'язані з геологією. Його ранні дослідження присвячені вулканам, проте згодом інтереси вченого зосередилися на вугіллі та стратиграфії. У своїй книзі 1839 р. фон Бух описав юрську систему шарів.

Первинні мінерали сформувалися з первинною гірською породою, вторинні – внаслідок вивітрювання чи метаморфізму.

Digitized by ABORIGINAL

4.1.1. Форма кристалів

Кристалом називають тверде тіло, що має правильну періодичну атомну структуру. За умов росту без обмежень він набуває геометричної форми з гранями, які часто симетрично розміщені. Грані є зовнішнім виявом правильної внутрішньої структури атомів мінералу і лежать під певним кутом одна до одної, залежно від типу кристалографічної системи, до якої належить мінерал. За ступенем симетрії виділяють 7 головних кристалографічних систем (сингоній): *кубічну, гексагональну, тригональну, моноклінну, ромбічну, тетрагональну, триклинну.* Незначне відхилення в структурі під час росту часто зумовлює появу кристалів-двійників. Серед них вирізняють «сланцюваті» (тонкі таблитчасті кристали) і «призматичні» (об'ємні) (*рис. 4.1*).

4.1.2. Фізичні властивості мінералів

Хімічний склад і внутрішня будова мінералів обумовлюють доволі постійні та індивідуальні фізичні властивості мінералів. Однак, слід мати на увазі, що окремі фізичні властивості можуть бути однаковими у різних мінералів і, навпаки, будь-яка ознака (колір або густина) того самого мінералу може змінюватись залежно від складу і кількості домішок. Тому при визначенні мінералу необхідно встановити можливо більше його властивостей. Тільки в окремих випадках деякі фізичні властивості настільки характерні, що за однією ознакою можна точно діагностувати мінерал. Визначивши фізичні властивості мінералу, можна знайти його назву за довідниками.

Колір мінералу може бути найрізноманітнішим. На практиці колір визначається на око та порівнянням з добре відомими предметами. Колір залежить передусім від хімічного складу та складу домішок. Для визначення кольору мінералів, які мають металевий блиск, до назви кольору додають назву поширеного металу (свинцево-сірий, олов'яно-білий, латунно-жовтий і т. д.).

Деякі мінерали змінюють колір залежно від освітлення. Наприклад, мінерал лабрадор при деяких поворотах набуває красиве веселкове забарвлення – синє, зелене, сіре. Така властивість мінералів називається *іризацією*. Окрім основного кольору мінералу, іноді тонка поверхнева плівка має додатковий колір. Це явище називається *мінливістю*, яка зазвичай буває веселковою. Такі явища виникають за рахунок інтерференції.

Digitized by ABORIGINAL

Алмаз

Графіт

Сірка

Пірит

Кіновар

Флюорит

Рис. 4.1. Кристали природних мінералів

Digitized by ABORIGINAL

Галіт

Кварц

Гематит

Магнетит

Кальцит

Гіпс

Рис. 4.1. Кристали природних мінералів

Digitized by ABORIGINAL

Апатит

Мусковіт

Топаз

Альмандин

Олівін

Родоніт

Рис. 4.1. Кристали природних мінералів

Digitized by ABORIGINAL

Діопсид

Рогова обманка

Турмалін

Біотит алюмосилікат

Тальк

Ортоклаз

Рис. 4.1. Кристали природних мінералів

Колір риси (колір мінералу в порошку). Багато мінералів у розтертому стані мають інший колір, ніж у зразку. Порошок можна отримати, проводячи шматком мінералу по білій шорсткій порцеляновій пластинці при умові, що його твердість менша, ніж у пластинці (м'які мінерали і середньої твердості). В іншому випадку

Digitized by ABORIGINAL

мінерал буде утворювати на порцеляні подряпину. Колір риси – важлива діагностична ознака цілого ряду поширених мінералів.

Блиск мінералів. Мінерали можуть блищати й бути матовими, якщо блиск у них відсутній. Блиск мінералів обумовлений їх спроможністю відбивати від своєї поверхні світло. За характером блиску всі мінерали поділяються на дві групи: ті, що мають металевий блиск і ті, що його не мають.

Металевий блиск нагадує блиск поверхні свіжого злому металів. Він притаманний непрозорим мінералам, які дають рису чорного кольору. Такий блиск спостерігається у самородних металів (золото, срібло, платина), багатьох сульфідів.

Напівметалевий блиск характерний для мінералів, поверхня яких має вигляд тьмяного металу. До таких мінералів відносяться графіт, гепатит.

До другої групи належать мінерали, що мають неметалевий блиск. Він у свою чергу поділяється на наступні типи.

1. *Скляний* – нагадує блиск поверхні скла, поширений серед прозорих мінералів (кварц, кальцит, гіпс, сіль).

2. *Алмазний* – сильний блиск, мінерал наче іскрить, це блиск скляний і металевий разом (алмаз, сфалерит).

3. *Жирний* – поверхня мінералу наче змащена жиром (кварц на зломі, нефелін).

4. *Перламутровий* – подібний до блиску перламутру (відливає райдужними кольорами). Притаманний мінералам з добре вираженою спайністю, на площинах спайності (слюда, тальк).

5. *Шовковий.* Характерний для мінералів з тонковолокнистою будовою, нагадує блиск шовкових ниток (гіпс-селеніт, азбест).

Деякі дослідники виділяють ще восковий і смоляний блиск.

Прозорість. Властивість мінералів пропускати світло. За ступенем прозорості мінерали можуть бути *прозорі* (гірський кришталь, топаз, кам'яна сіль), *напівпрозорі* – пропускають світло лише при певній товщині зразка (халцедон, опал, польові шпати) і *непрозорі* – через які світло взагалі не проходить (пірит, магнетит).

Спайність. Властивість мінералу розколюватись або розщеплюватись у певних кристалографічних напрямках (одному або декількох), за якими в кристалічних ґратках існує найменша сила зчеплення часток. За ступенем досконалості виділяють 4 види спайності:

1. *Цілком досконала спайність* характеризується тим, що мінерал дуже легко (наприклад нігтем) розщеплюється на окремі

Digitized by ABORIGINAL

тонкі смужки або пластинки, утворюючи дзеркально-блискучі площини спайності (слюди, хлорит, гіпс) (*рис. 4.2*).

2. *Досконала спайність* характеризується тим, що мінерал розколюється на гладкі паралельні пластинки, куби або інші форми (кам'яна сіль, кальцит).

3. *Середня спайність* характерна для мінералів, при розколі яких виникають як площини спайності, так і поверхні з нерівним зломом (польові шпати).

4. *Недосконала спайність:* при розколі мінералу переважають поверхні з нерівним зломом (апатит, олівін).

5. *Цілком недосконала* – рівні поверхні відсутні (кварц, каситерит).

Деяким мінералам спайність взагалі не притаманна. В них спостерігаються тільки незакономірні поверхні злому (золото, кварц).

Рис. 4.2. Цілком досконала спайність гіпсу

Необхідно вміти відрізняти площини спайності від граней кристалу: площини спайності утворюють ряд поверхонь, паралельних одна одній. Характерною ознакою для деяких мінералів є штрихи на гранях кристалів (корунд, кварц, пірит тощо), таді як поверхні спайності завжди гладкі.

Твердість. Представляє собою одну з важливіших діагностичних ознак. Під твердістю розуміють ступінь опору мінералу зовнішнім механічним діям (дряпанню, різанню, витиранню). Для визначення твердості прийнята шкала Мооса, в якій в якості еталонів використовуються мінерали з відомою й постійною твердістю. Ці

Digitized by ABORIGINAL

Руденько Г. І., Адаменко О. М., Чепіжко О. В., Крочак М. Д.

мінерали розташовуються по зростанню твердості, так що наступний мінерал дряпає попередній (*табл. 4.1*).

Таблиця 4.1

Таблиця твердості мінералів (шкала Мооса)

Мінерали – еталони твердості	Твердість, бали
Тальк $Mg_3(OH)_2[Si_4O_{10}]$	1
Гіпс $CaSO_4x2H_2O$	2
Кальцит $CaCO_3$	3
Флюорит CaF_2	4
Апатит $Ca_5(F, Cl, OH)[PO_4]_3$	5
Ортоклаз $K[AlSi_3O_8]$	6
Кварц SiO_2	7
Топаз $Al_2(F,OH)_2[SiO_4]$	8
Корунд Al_2O_3	9
Алмаз C	10

Інтервали твердості між мінералами-еталонами різні. Алмаз твердіший за тальк не в 10, а в більше 1000 разів у абсолютних одиницях твердості. Найбільший інтервал у твердості між корундом і алмазом.

При визначенні твердості мінералу на його свіжій поверхні натискуючи проводять рису гострим кутом мінералу-еталону.

На практиці часто визначають твердість за допомогою поширених предметів. Наприклад, твердість олівця – 1, нігтя – 2–3, скла – 5, голки або сталевого ножа – 6. Мінерали з великою твердістю зустрічаються дуже рідко.

Злам – це вигляд поверхні, що утворилась при розколі мінералу. Може бути: *черепашковий* – виглядає як увігнута й концентрично-хвиляста поверхня, що нагадує поверхню мушлі (кварц), *скадчастий* – поверхня вкрита орієнтованими в одному напрямку скалками (селеніт, рогова обманка), *нерівний* (нефелін), *землистий* – з матовою шаруватою поверхнею (каолініт, лімоніт), *зернистий* – характерний для мінералів, що мають зернисту будову. Мінерали з досконалою спайністю розколюються за зламом.

Ряду мінералів притаманні особливі властивості. Наприклад, ***магнітність*** характерна для небагатьох мінералів (магнетиту, піротину, платини) і визначається за допомогою магнітної стрілки, яка притягується або відштовхується під час піднесення до неї мінералів.

Розчинність у воді та кислотах. Реакція з розбавленою (5–10%) соляною кислотою типова для карбонатів і багатьох сульфідів.

Digitized by ABORIGINAL

Реакція з карбонатами супроводжується виділенням вуглекислого газу у вигляді пухирців. Деякі карбонати реагують у порошку (доломіт) або під час нагріву (магнезит). Сульфіди реагують з виділенням сірководню, який відрізняється характерним запахом.

Подвійне світлозаломлення відмічається у ряду мінералів. Візуально найяскравіше виражене у прозорих різновидів кальциту – ісландського шпату. Якщо через нього розглядати предмет, то з'являється його подвійне зображення.

На смак можна визначити деякі розчинні у воді мінерали. У такий спосіб відрізняються, наприклад, галіт (кам'яна сіль) від сильвіну. Останній має гірко-солоний смак.

Під час макроскопічного визначення мінералів необхідно враховувати весь комплекс властивостей.

4.1.3. Класифікація мінералів

Сучасна класифікація мінералів базується на їх хімічному складі та кристалічній структурі. Працями М. В. Бєлова, О. Г. Бетехтина, Є. К. Лазаренка, О. Є. Ферсмана та інших учених доведено зв'язок між хімічним складом, фізичними властивостями та кристалічною будовою речовини.

Сьогодні внутрішня структура мінералів визначається рентгеноструктурним методом досліджень. За хімічним складом та кристалічною будовою всі відомі мінерали поділяються на типи і класи (*табл. 4.2*).

Таблиця 4.2

Кристалохімічна класифікація мінералів

I. *Самородні елементи, інтерметалічні сполуки* Клас Самородні метали Клас Самородні неметали Клас Самородні металоїди II. *Сульфіди і сульфосолі* Клас Сульфіди Клас Сульфосолі III. *Галоїдні сполуки* Клас Флуориди Клас Хлориди, броміди, йодиди IV. *Оксиди і гідрооксиди* Клас Оксиди Клас Гідрооксиди	V. *Оксісолі* Клас Нітрати Клас Карбонати Клас Сульфати Клас Хромати Клас Вольфрамати, молібдати Клас Фосфати, арсенати, ванадати Клас Борати Клас Силікати А. Підклас Островні силікати Б. Підклас Ланцюжкові силікати В. Підклас Стрічкові силікати Г. Підклас Шаруваті силікати Д. Підклас Каркасні силікати VI. *Органічні сполуки*

Digitized by ABORIGINAL

ЛАЗАРЕНКО Євген Костянтинович
(1912–1979)

Академік Євген Костянтинович Лазаренко – доктор геолого-мінералогічних наук, професор, всесвітньо відомий український вчений і педагог у галузі мінералогії, заслужений діяч науки.

Головним об'єктом регіонально-мінералогічних досліджень Є. К. Лазаренка була Україна. Його науково-педагогічний доробок у галузі мінералогії неоціненний. З його іменем пов'язаний розвиток майже всіх напрямів мінералогії другої половини XX ст., серед яких особливо виділяються регіональна мінералогія, генетична мінералогія, мінералогічна кристалографія, головні поняття мінералогії, термінологія і номенклатура, космічна мінералогія, історія мінералогії. Дослідження в цих напрямах високо оцінені не тільки в Україні та колишньому СРСР, а й в усьому світі.

Мінерали – це хімічні сполуки, стабільність яких ґрунтується на електричній рівновазі між двома їх частинами. Позитивно заряджену (катіонну) частину урівноважує негативно заряджена (аніонна) частина, що знаходить відображення в хімічній формулі сполуки.

Позитивна частина – це зазвичай метал, такий як залізо (Fe) (пишеться першим). Далі йде негативна частина, зазвичай неметалевий іон, такий як кисень (O) чи сірка (S), або сполучення негативно заряджених елементів, таких як сульфатіон (SO_4) (пишеться другим).

ФЕРСМАН Олександр Євгенович
(1883–1945)

Ферсман О. Є. народився в 1883 р. у Санкт-Петербурзі, проте майже всі дитячі і юнацькі роки провів на півдні, в Криму та в Одесі. В 1901 Олександр Євгенович, закінчивши Одеську гімназію, вступив до Новоросійського (нині Одеського) університету, але вже через рік перевівся в Московський університет.

Засновник цілої школи радянських мінералогів, автор численних книг із геології, петрографії, мінералогії, корисних копалин. Ферсман О. Є. був академіком-секретарем (1924–1927), віце-президентом (1927–1929) і членом президії Академії наук СРСР (1929–1945), директором Інституту геологічних наук АН СРСР (1942–1945).

Прославився у 30–40 роках XX ст. вивченням російської Півночі, зокрема Хібін, де за короткий термін була створена потужна сировинна база для забезпечення країни мінеральними добривами. Ім'ям Ферсмана названі мінерали: ферсміт – тітано-ніобієвий оксид і ферсманіт – тітано-ніобієвий силікат.

Існує багато варіантів класифікацій мінералів. Більшість з них побудована за структурно-хімічним принципом. За поширенням

Digitized by ABORIGINAL

у природі мінерали можна поділити на: *породоутворювальні* – складові основи більшості гірських порід, *акцесорні* – часто присутні в гірських породах, але становлять менше 5% породи, *рідкісні* – випадки знаходження яких одиничні або нечисленні, *рудні* – широко представлені в рудних родовищах.

Найширше використовується класифікація за хімічним складом і за кристалічною структурою. Речовини одного хімічного типу часто мають близьку структуру, тому мінерали спочатку діляться на класи за хімічним складом, а потім на підкласи за структурними ознаками.

Самородні метали та неметали

До цих класів відносяться платина, золото, срібло, мідь, графіт, сірка та деякі інші. Такі мінерали складаються зазвичай з одного хімічного елемента або із суміші двох, слабо поширені (крім сірки та графіту) та дуже важливі у практичному відношенні. З них до породоутворювальних мінералів можна віднести графіт.

Графіт C. Колір залізно-чорний, стально-чорний. Блиск металоподібний, жирний або матовий. Колір риси чорний. Спайність цілком досконала в одному напрямку. М'який – твердість 1 (пише на папері, бруднить руки). Утворює суцільні лускуваті щільні або землисті маси, кристали у вигляді шестикутних пластинок. Сингонія гексагональна. Густина 2,1–2,2 г/см^3.

Сірка S. Колір самородної сірки світло-жовтий, солом'яно-жовтий, медово-жовтий, зеленуватий, якщо містить органічну речовину – бурий, сірий, чорний. Сірка вулканічного походження – яскраво-жовта, помаранчева, зеленувата. Блиск скляний на поверхні кристалів і жирний на зломі. Колір риси світло-жовтий. Спайність відсутня. Злом нерівний або черепашковий. Твердість 2. Зустрічається у вигляді суцільних міцних, натічних, землистих порошкоподібних мас.

Сульфіди

Сульфіди, або сірчані сполуки елементів, в основному важких металів, не є породоутворюючими мінералами, але дуже цікаві як руди кольорових і чорних металів. Становлять 0,25% маси земної кори. Більшості сульфідів притаманний металевий блиск і постійний характерний колір.

Пірит FeS_2, або сірчаний колчедан (від грец. «*пірос*» – вогонь). Колір солом'яно-жовтий. Колір риси чорний. Габітус кристалів кубічний, октаедричний, пентагооктаедричний. Утворює суцільні зернисті скупчення. Спайність недосконала, злом нерівний або черепашковий. Густина 4,9–5,2, твердість 6,5. Блиск металевий. Крихкий.

Digitized by ABORIGINAL

Халькопірит $CuFeS_2$, або мідний колчедан. Звичайно утворює зернисті маси. Колір латунно-жовтий, часто з райдужною грою кольорів. Риса зеленувато-чорна. Блиск металевий. Твердість 3–4. Спайність недосконала, злом черепашковий або нерівний. Густина 4,1–4,3. Халькопірит – головна руда для отримання міді.

Галеніт PbS, або свинцевий блиск. Найчастіше кристали у вигляді куба. Колір свинцево-сірий. Риса сірувато-чорна. Блиск металевий. Спайність досконала по кубу, злом по спайності у щільних мас зернистий. Твердість 2–3. Густина 7,4–7,6. Крихкий.

Кіновар HgS («*кров дракона*» – стара назва здогадно індійського походження). Зустрічається у вигляді вкраплених зерен, зернистих скупчень, землистих та порошкуватих агрегатів і нальотів. Колір яскраво-червоний, іноді зі свинцевим відливом. Риса яскраво-червона. Блиск алмазний, матовий. Спайність досконала в одному напрямку. Злом нерівний. Густина 8,09–8,50. Твердість 2–3. Є основною рудою для видобутку ртуті.

Сульфосолі

Енаргіт (англ. *enargite*) – складний сульфід, арсеніста сульфосіль міді координаційної будови: Cu_3AsS_4. Як правило, містить 46–48% Cu, домішки Fe (до 2%), Sb (до 6%), іноді сліди Te і Ge. Енаргіт утворює суцільну масу масивної дрібнозернистої структури, рідше – таблитчасті або призматичні подовжені кристали; хрестоподібні двійники, зірчасті трійники. Колір сталево-сірий до залізо-чорного. Блиск металічний до тьмяного. Риса сірувато-чорна. Спайність досконала за призмою. Злам нерівний. Твердість за різними даними від 3 до 5. Густина 4,4–4,5. Крихкий. Утворюється у середньо- і низькотемпературних гідротермальних умовах у сполученні з галенітом, халькопіритом, сфалеритом, халькозином, борнітом. Добувається в якості головного рудного мінералу міді на родовищах Цумеб (Намібія), Чукікамата (Чилі).

Галоїдні сполуки

Найпоширенішими в цьому типі є хлористі сполуки.

Галіт NaCl, або кам'яна сіль (від грец. «*гальс*» – сіль). Кристали кубічні, октаедричні. Зустрічається у суцільних зернистих масах, друзах, нальотах та вицвітах. Колір білий, може бути прозорим і безбарвним. Домішки обумовлюють різні кольори. Риса біла. Блиск скляний. Спайність цілком досконала по кубу, злом по спайності або зернистий, нерівний, черепашковий. Твердість 2, густина 2,1–2,2. Добре розчиняється у воді. Має солоний смак. Використовується в харчовій промисловості.

Digitized by ABORIGINAL

Сильвін KCl (за ім'ям французького хіміка Сильвія де ля Баш). Кубічна сингонія. Кристалічна структура аналогічна структурі галіту. Сильвін найчастіше зустрічається в суцільних зернистих скупченнях та скоринках. Мінерал водяно-прозорий і безбарвний, але за рахунок домішок зазвичай забарвлений у різні кольори. Риса біла. Блиск скляний. Спайність досконала по кубу, злом по спайності або нерівний. Твердість 1,5–2, густина 1,97–1,99. Ізотропний, гігроскопічний, має високу теплопровідність, гіркувато-солоний смак. Сильвін – сировина для одержання калійних добрив.

Флюорит CaF_2, або плавиковий шпат (від латинської назви фтору). Утворює щільні, землисті і тичкуваті агрегати та друзи, кристали яких мають кубічний, рідше октаедричний габітус. Флюорит часто прозорий, іноді безколірний, але частіше має блідо-жовте, зеленувате, фіолетове, блакитне забарвлення, часто кристали або агрегати поліхромні. Риса біла. Блиск скляний. Спайність досконала по октаедру, злом нерівний або плоско-черепашковий. Твердість 4, густина 3,18. Широко використовується в металургії як флюс.

Оксиди й гідрооксиди

Мінерали цього класу являють собою сполуки елементів з киснем та гідроксильною групою ОН. Вони широко розповсюджені у земній корі.

Кварц SiO_2 є найбільш поширеним мінералом у природі. Габітус кристалів кварцу видовжено-призматичний, рідше біпірамідальноподібний. Грані призми часто мають горизонтальну штриховку. Блиск скляний. Спайність відсутня, злом черепашковий. Твердість 7, густина 2,65.

Приховано-кристалічною відміною кварцу є халцедон. Колір світло-сірий, блакитнуватий. Твердість 6–7.

Опал $SiO_2 \cdot nH_2O$ – це аморфна кремнекислота з кількістю води від 0,4 до 28%. Типовий твердий гідро-гель. Зустрічається у вигляді натічних ниткоподібних утворень, сталактитів, а також суцільних або землистих скупчень. Колір кремовий, сіруватий, змінюється залежно від домішок. Блиск скляний. Спайність відсутня, злом черепашковий. Твердість 6. Густина 1,9–2,2.

Гематит Fe_2O_3 (від грец. «*гематитес*» – кривавий камінь). Кристали пластинчасті, ромбоедричні, таблитчасті, звичайно в суцільних, щільних, приховано-кристалічних, листуватих, лускуватих, а також землистих агрегатах. Колір кристалічних відмін гематиту

Digitized by ABORIGINAL

залізно-чорний, землисті відміни яскраво-червоні. Колір риси вишнево-червоний. Блиск металевий (у землистих різновидів – матовий). Спайність відсутня, злом нерівний. Твердість 5,5–6,0, густина 5,0–5,2. Використовується як руда на залізо.

Магнетит $FeO \cdot Fe_2O_3$ (можливо за ім'ям пастуха Магнеса, який першим знайшов цей мінерал). Кристали октаедричного або ромбододекаедричного габітусу. Зазвичай магнетит утворює тонкозернисті масивні агрегати. Колір залізно-чорний. Колір риси чорний. Блиск напівметалевий. Спайність відсутня, злом зернистий. Твердість 6,5–7, густина 4,56–4,65. Мінерал дуже магнітний. Найважливіша руда заліза.

Лімоніт $Fe_2O_3 \cdot nH_2O$ (від грецького «*лімон*» – лука, лучні і болотні руди). Важлива залізна руда. Являє собою суміш різних гідроксидів заліза, а також глинистих часток. Звичайно зустрічається у вигляді щільних натічних і землистих пористих мас, конкрецій і оолітів радіально-променистої або шкарлуповатої будови. Колір змінюється від вохристо-жовтого у пухких різновидів до темно-бурого і чорного у щільних. Риса жовто-бура, бура. Блиск напівметалевий, матовий. Спайність відсутня, злом землистий. Твердість 5–5,5. Густина 2,7–4,1.

Карбонати

Найбільш розповсюдженим з цього класу є кальцит.

Кальцит $Ca[CO_3]$ (назва походить від лат. «*calcis*» – вапно). Кристали різноманітні: призматичні, таблитчасті, ромбоедричні. Звичайно утворює зернисті та щільні скупчення, а також друзи, жеоди та різні натічні форми. Прозорий безбарвний ісландський шпат, молочно-білий або забарвлений домішками в різні світлі кольори. Риса біла до сіруватої. Блиск скляний, перламутровий. Спайність досконала по ромбоедру, злом по спайності, нерівний або черепашковий. Кальциту притаманна анізотропія твердості – твердість змінюється в різних напрямках від 2,75 до 3,25, густина 2,71. Бурхливо реагує з соляною кислотою.

Кальцит – найважливіший породоутворювальний мінерал вапняків та мармурів, які широко використовуються у будівництві. Ісландський шпат використовують в оптиці. Мармуровий онікс (натічний зонально-смугастий кальцит) – цінний декоративний камінь. Родовища кальциту численні.

Сульфати

До класу сульфатів належать солі сірчаної кислоти. Сульфати забарвлені в світлі кольори, легкі, риса біла. Зовні нагадують карбонати, на відміну від останніх не реагують із соляною кислотою.

Digitized by ABORIGINAL

Гіпс $Ca[SO_4] \cdot 2H_2O$ (від грец. «*гіпсос*» – крейда). Утворює суцільні мармуроподібні маси, жилуваті скупчення, а також поодинокі кристали. Габітус кристалів пластинчастий, стовпчастий і голчастий. Безбарвний прозорий, білий, рожевий, жовтий, сірий. Риса біла. Блиск скляний, перламутровий, шовковистий у волокнистих різновидів. Спайність цілком досконала, злом черепашковий, скалковий. Твердість 1,5–2, густина 2,2–2,4. Часто зустрічаються двійники у вигляді хвоста ластівки. Волокниста відміна напівпрозорого гіпсу має назву селеніт.

Ангідрит $Ca[SO_4]$ (від грец. «*ангідрон*» – безводний). Зустрічається у щільних зернистих агрегатах. Колір його білий, часто з блакитним, сіруватим, іноді червонуватим відтінком. Риса біла. Блиск скляний. Спайність досконала, злом нерівний до скалкового. Твердість 3–3,5, густина 2,8–3,0. Від гіпсу відрізняється твердістю. Осідає при температурі вище 25°С, утворюється у результаті зневоднення гіпсу при діагенезі.

Фосфати

До класу фосфатів належать солі фосфорної кислоти. Колір непостійний, колір риси також непостійний. Можна сплутати з сульфатами і карбонатами. Від сульфатів відрізняються кольором риси (у сульфатів постійна – біла), від карбонатів – відсутністю реакції з соляною кислотою.

Апатит $Ca_5(F, Cl, OH)[PO_4]_3$ (від грец. «*апатао*» – брешу). Кристали коротко-стовпчасті, голчасті, рідше таблитчасті. Скупчення апатиту в осадових породах називають фосфоритом. Це кулясті агрегати радіальної будови, а також тонкозернисті або щільні конкреції й жовна. Колір апатиту блакитний, зелений, фіолетовий, часто забарвлення плямисте. Риса біла. Блиск скляний, на зломі масний. Спайність недосконала, злом нерівний (цукроподібний), іноді черепашковий. Твердість 5–5,5, густина 3,18–3,21.

Апатит і фосфорит застосовують у виробництві мінеральних добрив, для видобутку фосфору.

Силікати

До класу силікатів належить найбільша кількість мінералів, що входять до складу земної кори. З цих мінералів складається більшість гірських порід.

В основу класифікації силікатів покладено спосіб поєднання тетраедрів $[SiO_4]^{4-}$. Кремнекисневі тетраедри можуть бути відокремлені один від одного або поєднані через вершини тетраедрів завдяки спільним іонам кисню, утворюючи складні комплексно-

Digitized by ABORIGINAL

аніонні радикали. Всі силікати поділяються залежно від способу з'єднання кремнекисневих тетраедрів на наступні підкласи: *острівні, кільцеві, ланцюжкові, стрічкові, шаруваті, каркасні*. Якщо чотиривалентний кремній у центрах тетраедрів частково заміщується тривалентним алюмінієм або в деяких випадках залізом, то виникає одна вільна валентність. У такому випадку радикал структури буде $[Al_mSi_nO_{2(m+n)}]_m$, тобто утворюються алюмосилікати.

Підклас острівних силікатів

У структурі силікатів цієї групи кремнекисневі тетраедри не мають спільних вершин, тобто спільних іонів кисню та тримаються в ґратці іонами інших елементів. Радикалами острівних силікатів є $[SiO_4]^{4-}$ і $[Si_2O_7]^{6-}$. Завдяки щільному пакуванню іонів ці силікати мають велику твердість і відносно високу густину. До острівних силікатів із поширених породоутворювальних мінералів відносяться олівін і гранат.

Олівін **$(Mg, Fe^{2+})_2 [SiO_4]$** (від лат. «*oliva*» – олива, маслина, назву дістав за оливково-зелений колір). Склад олівіну непостійний, змінюється від крайнього магнієвого члена *форстериту* – $Mg_2[SiO_4]$, до крайнього залізного члена *фаяліту* – $Fe_2[SiO_4]$. Це темно-зелений прозорий і крихкий мінерал зі скляним блиском, середньою спайністю (частіше недосконалою), нерівним або черепашковим зломом. Густина олівіну змінюється від 3,2 у форстериту до 4,4 у фаяліту. Твердість 7 у форстериту і 6 у фаяліту. Риси не дає (твердий), але порошок білий. Колір олівіну може змінюватись до жовтого, коричневого (за рахунок окислення заліза) і сірого (окислення магнію).

Кристали олівіну рідкісні, мають коротко-стовпчастий, призматичний габітус, звичайно щільні, зернисті агрегати. Прозорі зеленувато-жовті кристали олівіну мають назву *хризоліт* і використовуються для ювелірних прикрас.

Форстерит застосовується як вогнетривкий матеріал.

Гранат (від лат. «*granum*» – плід або зерно граната). Це групова назва, яка об'єднує шість мінеральних видів, з яких найпоширенішими є:

1) ***Піроп*** **$Mg_3Al_2[SiO_4]_3$** (від грец. «*піропос*» – подібний до вогню). Колір темно-червоний, рожево-червоний, майже чорний. Риса біла. Блиск скляний. Злом нерівний. Густина 3,5–3,7. Твердість 6,5–7,5. Спайність недосконала. Зустрічається у кімберлітах.

2) ***Альмандин*** $Fe_3Al_2[SiO_4]_3$ (від спотвореної назви міста Алабанда у Малій Азії). Колір червоний, буро-червоний, рідше

Digitized by ABORIGINAL

чорний. Спайність недосконала. Густина 4,25. Твердість 7–7,5. Злом нерівний. Типовий мінерал кристалічних сланців і гранулітів.

3) ***Гросуляр*** $Ca_3Al_2[SiO_4]_3$ (від лат. «*grossularia*» – агрус). Звичайно безбарвний або зеленуватий. Блиск скляний, іноді близький до алмазного. Злом нерівний. Густина 3,53–3,60. Твердість 7–7,5. Типовий мінерал скарнів.

Гранати застосовуються для виготовлення абразивного матеріалу при виробництві паперу, а також є цінною сировиною для ювелірних виробів.

Підклас ланцюжкових силікатів

В основі структури силікатів цього підкласу знаходяться кремнекисневі ланцюжки сполучення кремнекисневих тетраедрів. Ланцюжки об'єднуються за допомогою катіонів.

До підкласу належать мінерали ***групи піроксенів.*** Група об'єднує велику кількість породоутворювальних мінералів магматичного походження. Найбільш розповсюдженими серед них є *діопсид* $CaMg[Si_2O_6]$, *егірин* $NaFe[Si_2O_6]$, *енстатіт* $Mg_2[Si_2O_6]$ тощо. Кристали піроксенів мають коротко-призматичний габітус, іноді вони таблитчасті. Колір змінюється від білого, сірого, жовтого і оливково-зеленого до темно-зеленого та темно-коричневого і коричнево-зеленого. Темнозабарвлені відміни піроксену містять більше заліза. Твердість 5–6. Густина 3,1–3,5. Риса біла, трохи зеленувата. Блиск скляний. Крихкі. Злом східчастий до нерівного. Спайність середня в двох напрямках під кутом 90°. Хромвмісний діопсид (хромдіопсид) є коштовним камінням.

Підклас стрічкових силікатів

Структура стрічкових силікатів утворюється дзеркальним відбиттям одиничних ланцюжків. Найбільш поширеним представником підкласу є породоутворюючий мінерал ***групи амфіболів*** – ***рогова обманка*** – $(NaCa)_2(Mg,Fe^{2+})_4(Fe,Al)(OH,F)_2\cdot[AlSi_3O_{11}]_2$. Свою назву мінерал дістав за зовнішньою схожістю з рогом (від нім. «*horn*» – ріг і «*blenden*» – маскувати, обманювати). Габітус кристалів призматичний стовпчастий. Колір рогової обманки змінюється від світло-зеленого до зеленого, зелено-чорного і чорного. Риса зеленувата або бура, блиск скляний. Мінерал крихкий. Спайність досконала у двох напрямках під кутом 120°. Злам від східчасто-нерівного до скалкового. Твердість 5,5–6. Густина 3,1–3,3.

Рогова обманка утворюється при магматичних і метаморфічних процесах.

Digitized by ABORIGINAL

Підклас шаруватих силікатів і алюмосилікатів

В основі їх структури лежать безперервні шари з кремнекисневих тетраедрів. Між шарами розташовані катіони магнію, алюмінію та заліза, а також гідроксильні групи або фтор. Шарувата структура силікатів проявляється у цілком досконалій спайності, яка проходить паралельно площинам плоских сіток, тобто між шарами кремнекисневих тетраедрів.

Каолініт – $Al_4(OH_8)\cdot[Si_4O_{10}]$. Назва мінералу походить від спотвореного китайського слова «каулінг» – високе гірське пасмо, де добували каолін. Каолініт утворює дрібні гексагональні пластинки та лусочки, які можна роздивитися тільки під електронним мікроскопом. Зустрічається у приховано-кристалічних скупченнях пухких тонкозернистих агрегатах. Окремі луски каолініту безбарвні, суцільні маси білі з жовтуватим, буруватим та зеленуватим відтінками. Блиск лусок і пластинок перламутровий, а суцільних скупчень – матовий. Спайність цілком досконала. Злом землистий. Масний на дотик. Твердість 2–3. Густина 2,58–2,61. Каолініт добре поглинає воду, розбухаючи і збільшуючись в об'ємі, тому прилипає до язика. Змочений водою, він стає пластким і широко застосовується для виготовлення порцелянового та фаянсового посуду, також у паперовій і гумовій промисловості як наповнювач, крім того, як вогнетривкий матеріал і як відбілювач, бо добре сорбує різні речовини.

Серпентин – $Mg_6(OH)_8[Si_4O_{10}]$. Назва походить від лат. «*serpens*» – змія. Серпентинові породи, завдяки плямистому забарвленню, інколи подібні до шкіри змії. Звідси походить російська назва породи, що містить цей мінерал – *змійовик*. Волокнистий різновид серпентину має назву *хризотил*, яка походить від грецьких слів «*хрисос*» – золото і «*тілос*» – волокно або азбест (від грецького «*асбестос*» – незруйнований, невгасимий (ліпше незаймистий)).

Для хризотилу характерні плутано-волокнисті і паралельно-волокнисті агрегати, а також щільні маси. Довжина волокон – від десятих частин міліметра до 50 мм, рідко – до 160 мм. Колір серпентину зелений, темно-зелений до зеленувато-чорного, сірий з синюватим відтінком, зеленувато-жовтий, жовтий із золотим полиском, у розпушеному вигляді сніжно-білий. Такий хризотил-азбест має назву «*гірський льон*». Риса біла. Блиск матовий, шовковистий. Твердість 2,5–3. Густина 2,5–2,7. Злом черепашковий, скалковий. Спайність у сплутано-волокнистих агрегатах відсутня, у паралельно-волокнистих – цілком досконала.

Digitized by ABORIGINAL

Благородний змійовик є сировиною для ювелірних виробів. Хризотил-азбест іде на виготовлення вогнетривких тканин і теплоізоляційних матеріалів, азбестоцементних виробів.

Тальк – $Mg_3(OH)_2[Si_4O_{10}]$. Тальк – старовинна арабська назва цього мінералу. Кристали рідкісні, таблитчасті, гексагонального та ромбічного обрисів. Звичайно зустрічається в лускуватих агрегатах та суцільних скупченнях. Колір мінералу блідо-зелений або білий, інколи з жовтуватим або буруватим відтінками. Тонкі листочки прозорі. Блиск скляний з перламутровим полиском. Спайність цілком досконала в одному напрямку. Масний на дотик. Твердість 1. Густина 2,78. Тальк використовують в косметиці і як наповнювач у паперовій і гумовій промисловості.

Група слюд

Мусковіт – $KAl_2(OH)_2[AlSi_3O_{10}]$. Назва мінералу походить від старої назви Московської Русі – Московія, звідки вивозилися в Західну Європу великі листи мусковіту. Кристали таблитчасті, пластинчасті з гексаедричним обрисом, стовпчасті. Утворює також суцільні лисуваті і лускуваті маси. Дрібнолускувата відміна мусковіту має назву *серицит*. Останній здебільшого знаходиться у метаморфічних сланцях.

Мусковіт у тонких листках і лусках – безбарвний, часто з жовтуватим, сіруватим і зеленуватим відтінками. Риса біла. Блиск скляний, на площинах спайності – перламутровий полиск. Спайність цілком досконала в одному напрямку. Твердість 2–3. Густина 2,83. Листки дуже еластичні. У кислотах не розчиняється.

Мусковіт використовується в радіотехніці.

Біотит – $(Mg,Fe)_3(OH,F)_2[AlSi_3O_{10}]$. Мінерал названо на честь французького фізика Ж. Біо (1774–1862 рр.). Кристали псевдо гексагональні стовпчасті, пластинчасті, листуваті і лускуваті. Колір біотиту темно-бурий, темно-коричневий, чорний або темно-зелений, у тонких листочках просвічує. Риса біла або зеленувата, блиск скляний, на площинах спайності перламутровий. Спайність цілком досконала в одному напрямку. Твердість 2–3,5. Густина 3,02–3,12. Тонкі листки мають високу пружність. Це типовий породоутворювальний мінерал середніх і кислих магматичних порід, пегматитів, контактових роговиків, метаморфічних і метасоматичних утворень.

Група гідрослюд

Глауконіт – $(K, Ca, Na)(Al, Fe^{2+}, Fe^{3+}, Mg, Mn)_2 \cdot (OH)_2 \cdot [AlSi_3O_{10}]$. Назва походить від грецького слова «*глявкос*» – зеленувато-синій.

Digitized by ABORIGINAL

Глауконіт утворює зернисті і землисті агрегати, а також поодинокі зерна. Колір зелений, різних відтінків. Риса зелена. Блиск матовий, у щільних відмін скляний. Спайність відсутня. Злом нерівний. Твердість 2–3. Густина 2,2–2,9.

Це типовий екзогенний мінерал, утворюється за рахунок розкладання слюд у морській воді, а також внаслідок діагенетичного перетворення алюмосилікатного і залізистого матеріалу – мулу (біотиту, рогових обманок і піроксенів). Використовується для виготовлення калійних добрив, зеленої фарби, скла.

Група хлоритів

До цієї групи належить велика кількість мінералів, які за низкою властивостей близькі до слюд. Назва їх походить від грецького слова «*хлорос*» – зелений.

За хімічним складом хлорити дуже різноманітні і тому їх формулу можна подати лише приблизно $(Mg,Fe)Al(OH)_8[AlSi_3O_{10}]$. Хлорити зустрічаються у формі табличок, лусок і в приховано кристалічних масах. Луски, на відміну від слюдяних, не пружні. Колір хлоритів зелений різних відтінків – від світло-зеленого до темно-зеленого і навіть чорного у залізистих відмін. Колір риси світло-зелений. Блиск скляний. Спайність цілком досконала в одному напрямку. Твердість 1–2,5. Густина 2,6–3,4. Хлорити утворюються при низькотемпературних метаморфічних процесах, складаючи цілі товщі хлоритових сланців.

Підклас каркасних алюмосилікатів

До цього підкласу відносять широко розповсюджені породоутворюючі мінерали. В основі їх структури лежить безперервний тримірний каркас із сполучених між собою кремнекисневих тетраедрів, у яких частина кремнію заміщується іонами алюмінію.

Група польових шпатів

Походження їх назви пов'язане зі знахідками брусочків (по-шведськи «*spath*») – польових шпатів на ріллі (по-шведськи «*feldt*»), розташованій на поверхні гранітних масивів у Швеції. Польові шпати становлять майже 50% маси земної кори. Вони являють собою безперервні ряди: натрій-кальцієві польові шпати, які називаються плагіоклазами, і натрій-калієві лужні польові шпати.

Плагіоклази – (від грец. «*плагіос*» – окісний і «*класис*» – розщеплений, кут між площинами спайності дорівнює 86°) – це мінеральний вид змінного складу від *альбіту* – $Na[AlSi_3O_8]$ до *анортиту* – $Ca[Al_2Si_2O_8]$. Кристали мають таблитчастий і

Digitized by ABORIGINAL

таблитчасто-призматичний габітус. Надзвичайно поширені двійники і насамперед полісинтетичні. Часто спостерігаються зональні кристали. Фізичні властивості плагіоклазів змінюються залежно від зміни хімічного складу членів ізоморфного ряду. Колір білий у альбіту, зелений, синюватий, сірувато-чорний в анортиту. Часто на площинах граней кристалів спостерігається райдужна гра кольорів – іризація, яка виникає завдяки інтерференції світла в тонких пластинках. Колір риси білий. Блиск скляний. Спайність ясна до досконалої у двох напрямках під кутом 86°. Злом нерівний. Твердість 5,5–6,5, Густина 2,61–2,76. Плагіоклази є породоутворювальними мінералами магматичних порід.

Лужні (калієві) польові шпати за своїм складом є ізоморфними сумішами $K[AlSi_3O_8]$ і $Na[AlSi_3O_8]$, але не дають одного безперервного ряду. Як однорідний мінерал складу (K, Na) $[AlSi_3O_8]$, він стійкий тільки при температурі понад 900°С, нижче цієї температури розкладається на альбіт і *ортоклаз* (або *мікроклін*). Хімічний склад ортоклазу і мікрокліну однаковий. Але вони належать до різних видів симетрії. Кристали мікрокліну таблитчасті, а ортоклазу – ще й призматичні. Розмір кристалів мікрокліну сягає десятків сантиметрів. Колір ортоклазу білий, кремовий, червонуватий, мікрокліну – червоний, буруватий. Блакитно-зелений і зелений мікроклін називається *амазонітом*. Риса біла. Блиск скляний. Спайність досконала у двох напрямках. Злом нерівний. Твердість 6,50–6,75. Густина 2,5–2,6.

За значимістю та поширенням у природі мінерали поділяються на *породоутворювальні, другорядні, акцесорні, рудні, рідкісні.*

Мінерали класу силікатів такі як олівін, піроксен, амфібол, польовий шпат і кварц, що містять сполуки кремнію з киснем, утворюють понад 90% гірських порід земної кори. Вони є головними складовими найпоширеніших гірських порід, зокрема, магматичного походження, багатьох метаморфічних та осадових порід, багаті на глинисті мінерали. До складу породоутворювальних несилікатних мінералів входять різні групи хімічних речовин. Наприклад, сполуки кисню з вуглецем утворюють карбонати (вапняк тощо), які є важливими осадовими породами. Кисень може сполучатися також із металами і утворювати оксиди, такі як гематит. Більшість гірських порід складаються з декількох основних мінералів та незначної кількості інших різноманітних їх видів (другорядних і акцесорних).

Digitized by ABORIGINAL

4.2. Гірські породи

Гірські породи – це природні асоціації мінералів. Вони виникли під впливом різноманітних геологічних процесів, що відбуваються в надрах та на поверхні Землі. За способом утворення всі гірські породи можна поділити на три великі групи: *магматичні, метаморфічні та осадові.*

Кожна гірська порода утворює об'ємне геологічне тіло (шар, лінза, масив, покрив і ін.), має визначений речовинний склад і специфічну внутрішню будову.

Гірські породи характеризуються **хімічним і мінеральним складом**. Мінерали, з яких складається порода, поділяються на *головні породоутворюючі* (кожний займає більше 5% обсягу породи), *другорядні* (не більше 5%) і *акцесорні* (кількість дуже мала, але вони належать тільки визначеним типам порід). Серед породоутворюючих мінералів розрізняють *ясноколірні* (польові шпати, кварц, кальцит, мусковіт тощо.) і *темноколірні* (біотит, амфіболи, піроксени, олівіни, магнетит тощо). Якщо гірські породи складаються з одного головного мінералу, їх називають *мономінеральними*, а якщо з декількох, – *полімінеральними.*

Внутрішня будова гірських порід характеризується їх структурою і текстурою.

Структура – ознака породи, яка визначає абсолютні та відносні розміри мінералів і їх форму.

Текстура – це сукупність ознак будови гірської породи, яка обумовлена орієнтуванням, відносним розташуванням та розподілом усіх породоутворюючих компонентів.

Для кожного типу порід характерні свої структури та текстури.

Основні **структури магматичних та метаморфічних порід**: *прихованокристалічна* (окремі зерна породи не помітні), *дрібнозерниста* (розмір кристалічних зерен у поперечнику менше 1 мм), *середньозерниста* (розмір зерен 1–5 мм), *грубозерниста* (від 5 до 10 мм) і *гігантозерниста* (більше 10 мм). Структури можуть бути *рівнозернистими* і *нерівнозернистими*, коли одні зерна за розміром різко відрізняються від інших. До останнього відноситься і *порфіроподібна* структура, яка утворена великими кристалічними зернами в дрібнозернистому кристалічному агрегаті. Серед основних текстур магматичних порід найхарактернішими є *масивна, смугаста, плямиста та директивна.* При *масивній* (однорідній) текстурі мінеральний склад скрізь однаковий і не спостерігається будь-якого орієнтування породоутворюючих мінералів. Для *смугастої* текстури характерним є чергування у гірській породі смуг,

Digitized by ABORIGINAL

складених мінералами різного кольору, складу чи структури. *Плямиста* текстура визначається скупченням окремих зерен у вигляді плям, які відрізняються від основної маси за мінеральним складом чи розміром. *Директивна* текстура характеризується орієнтуванням в одному напряму призматичних та таблитчастих мінералів або їх скупчень. Для метаморфічних порід характерною є також сланцювата текстура, яка обумовлена паралельним розташуванням таблитчастих і лускатих мінералів, унаслідок чого породи набувають здатність розколюватися на тонкі плитки за рахунок появи в породі одноманітно орієнтованих тріщин.

Структури осадових порід розрізняють за їх приналежністю до тієї чи іншої генетичної групи. Так, структури уламкових порід – *уламкові*, які розрізняються за формою і розмірами уламків *(тонкозернисті, дрібнозернисті, середньозернисті, крупно- та грубозернисті*), глинистих – *пелітові*, хемогенних – часто *кристалічні*, органогенних – *органогенні*. **Текстури осадових порід** різноманітні. Найчастіше зустрічаються: *шаруваті текстури*, коли в породі чітко розрізняються шари, складені зернами різного мінерального складу, розміру, *смугасті*, коли шари розрізняються за кольором окремих мінералів, *масивні*, при яких не спостерігається закономірності у положенні складових частин, та *плямисті*, коли окремі складові частини породи утворюють відокремлення у вигляді плям.

4.2.1. Магматичні гірські породи

Гірські породи, утворені внаслідок застигання магми, називаються магматичними.

Магматичні породи класифікуються за вмістом кремнезему та лугів. Силікати, які складають магматичні породи, можна розглядати як солі, що утворилися кислотою H_2SO_3 і основами $Mg(OH)_2$, $Ca(OH)_2$, $Fe(OH)_2$. Силікати магнію, кальцію та заліза часто ненасичені кремнекислотою, тоді як алюмосилікати натрію та калію пересичені нею.

Отже, породи, які збагачені кремнекислотою, називають кислими, а породи з великим умістом магнію, кальцію та заліза – основними. За хімічним складом, який обумовлений вмістом кремнезему SiO_2, усі магматичні породи поділяються на кислі, середні, основні й ультраосновні (*табл. 4.3*). Треба відзначити, що між усіма групами магматичних порід існують поступові переходи і границі між ними умовні.

Для віднесення породи до однієї з цих груп, звичайно, не обов'язковий хімічний аналіз, тому що хімічний склад порід відбивається в їх мінеральному складі. Слід пам'ятати, що кремнекислі породи –

Digitized by ABORIGINAL

Рудько Г. І., Адаменко О. М., Чепіжко О. В., Крочак М. Д.

лейкократові (ясного забарвлення), з великою кількістю кварцу. Поміж середніх порід переважає сіре забарвлення, кварцу дуже мало або він зовсім відсутній. Основні та ультраосновні породи – безкварцові, мають темно-сірий колір або зеленувато-сірий завдяки вторинним мінералам. Кількість темноколірних мінералів не нижче 50%. Ультраосновні породи мають колір близький до чорного або темно-зелений.

За умовами утворення магматичні породи поділяються на **інтрузивні**, що включають субвулканічні і жильні (напівглибинні чи гіпабісальні), та **ефузивні**. Інтрузивні породи формувалися на відносно великих глибинах, кристалізація субвулканічних і жильних порід відбувалася на невеликій глибині, ефузивні (які вилилися на поверхню) породи затверділи безпосередньо на денній поверхні.

Таблиця 4.3

Магматичні гірські породи

Вміст SiO_2, %	Група порід	Кількість кварцу, %	Кількість темнокольорових м-ів, %	Інтрузивні породи	Ефузивні породи		Жильні породи	Головні та другорядні (у дужках) мінерали
					(рівнозернисті)	(порфіроподібні)		
75–65	Кислі	До 50	5–10	Граніти	Ріоліти, пемзи, вулк. скло	Кварцові порфіри	Аплiти, пегматити, граніт-порфіри	Кварц, калієвий польовий шпат, кислий плагіоклаз (слюди, амфіболи)
65–55	Середні	<5	20–25	Діорити	Андезити пемзи, вулк. скло	Андезитові порфірити	Діорит порфірити	Середній плагіоклаз, рогова обманка (кварц, калієвий польовий шпат, слюди)
	Лужні	Немає	До 50	Нефелінові сієніти	Дуже	Рідкісні	Лужні жильні породи	Калієвий польовий шпат, нефелін, лейцит, кислий плагіоклаз, слюди, лужні амфіболи та піроксени
55–45	Основні	Немає	До 50	Габро Анортозити (лабрадорити)	Базальти, вулк. скло	Базальтові порфірити, діабази	Дуже рідкісні	Основний плагіоклаз, піроксени (слюди, амфіболи, олівін)
<45	Ультраосновні	Немає	До 100	Дуніти	Дуже	Рідкісні		Олівін (магнетит, основний плагіоклаз)
				Перидотити	Пікрити	Пікритові порфірити	Дуже рідкісні	Олівін, піроксени

Digitized by ABORIGINAL

Кислі породи

Кислі інтрузивні породи надзвичайно широко розповсюджені на земній кулі. До них належать граніти і гранодіорити.

Граніти – повнокристалічні або порфіровидні гірські породи, які складаються з кварцу (30–50%), калієвого польового шпату (20–50%), кислого плагіоклазу (20–40%) і біотиту або рогової обманки (10%). Назву граніту дають за переважаючим темноколірним мінералом (біотитові, роговообманкові граніти тощо) або за характером головного мінералу (ортоклазові, мікроклінові, амазонітові граніти тощо.) Різновидом біотитових чи біотит-роговообманкових гранітів є рапаківі, у яких калієво-натрієвий польовий шпат утворює великі округлі фенокристали (овоїди), оточені оболонкою зеленкуватого олігоклазу. Граніти мають різні текстури: масивну, плямисту, директивну.

Гранодіорити тісно пов'язані з гранітами. Вони містять порівняно з гранітами менше кварцу (не більше 15–25%) і значно менше калієвого польового шпату, кольорове число досягає 25%. Граніти і гранодіорити, а іноді і діорити, часто поєднують у групу гранітоїдів. До жильних гранітоїдних порід належать: граніт-порфіри, апліти, пегматити.

В **граніт-порфірах** структури порфірові, тобто окремі мінеральні зерна мають більш-менш ідіоморфну (кристалічну) огранку та розмір, значно більший, ніж у оточуючих зерен. У вкрапленнях буває присутнім один або декілька мінералів (плагіоклаз, калішпат, кварц, біотит, рогова обманка).

Апліт – дрібнозерниста або тонкозерниста гірська порода, яка складається тільки з кварцу й калішпату, а плагіоапліт – з кислого плагіоклазу. Дайки аплітів широко розповсюджені серед інтрузивних гранітів.

Пегматити за складом дуже близькі до аплітів, але різко відрізняються за структурою, перш за все дуже великими, іноді гігантськими розмірами кристалів калішпату, кварцу, мусковіту, флогопіту, топазу, турмаліну, берилу та інших мінералів. Пегматитові жили розвинуті серед масивів гранітів і гранодіоритів. До ефузивних порід кислого складу відносяться ***ріоліти, дацити*** і їх різновиди – ***кварцові порфіри.***

Ефузивні породи можуть мати різний ступінь розкристалізації. За величиною кристалічних зерен розрізняють рівномірнозернисту (афірову) та нерівномірнозернисту (порфірову). Порфірову структуру характеризує наявність в афанітовій (скритозернистій) основній масі породи окремих вкраплень (фенокристалів), які представлені кварцом (присутній постійно), калієвим польовим шпатом і кислим плагіоклазом.

Digitized by ABORIGINAL

Вкраплення кислих ефузивів, звичайно, характеризуються чітким ідіоморфізмом граней і часто утворюють скелетні форми. В основній масі кислих ефузивів нерідко відзначається скло, а також окремі порфірові вкраплення, які часто складені водянопрозорим різновидом калієвого польового шпату – санідином. Скло порфіроподібних ефузивів буває цілком розкристалізоване у дрібнозернистий агрегат. Серед мінералів групи калієвих польових шпатів зустрічаються переважно ортоклаз чи мікроклін. Візуальне визначення складу основної маси, ступеня розвитку вторинних змін кислих ефузивів ускладнено.

Колір незмінених ефузивних кислих порід залежить від умісту лейкократових мінералів, має, як правило, світлі яскраві відтінки: білі, світло-сірі, рожеві, бузкові, жовті, світло-помаранчеві тощо. Розрізняють: незмінні ефузивні гірські породи, або кайнотипні (вулканічне скло, ліпарит, трахіт, базальт тощо); змінені, або палеотипні (порфірит, діабаз, ортофір тощо).

Обсидіан – вулканічне скло, схоже на звичайне скло, зафарбоване в різні кольори, часто дуже темні (до чорного). Це порода зі скляним блиском, черепашковим зломом, яка просвічується з країв. До скла відносять також ***пехштейн***, що має жирний смоляний блиск, і пемзу, легку, дуже пористу породу.

Ріоліти – ефузивний аналог граніту. Це рожева, жовта, біла, сіра, коричнева порода, в склуватій або скритокристалічній основній масі, зустрічаються вкраплення кварцу, калієвого польового шпату, плагіоклазу, біотиту, рогової обманки. Вона характеризується масивною і смугастою текстурами.

Дацити – ефузивний аналог гранодіориту. Породи сірого, коричневого або рожево-сірого кольору, масивної, смугастої, рідше флюїдальної текстури, афірової скритозернистої або порфірової структури. Вкраплення представленні зональним плагіоклазом, іноді кварцем, також біотитом, роговою обманкою або піроксеном. Слід зауважити, що в дацитах вкраплення калієвого польового шпату не зустрічаються.

Кварцові порфіри – розкристалізовані аналоги ріолітів та дацитів. Це породи масивної і порфірової структур, світлих кольорових відтінків. У вкрапленнях присутній кварц. Основна маса повністю розкристалізована в дрібнозернистий агрегат.

Середні породи

Середні інтрузивні породи пов'язані поступовими переходами з кислими та основними породами. Це переважно безкварцові породи.

Digitized by ABORIGINAL

Діорити – у «чистому вигляді» зустрічаються порівняно рідко. Від гранітів вони відрізняються низьким умістом чи відсутністю кварцу, значною кількістю темноколірних мінералів (>20%), наявністю середнього плагіоклазу. Це зеленкувато-сірі або темно-сіpі, рівномірно зернисті, рідше порфіровидні породи. Серед відмін діоритів виділяють роговообманкові, біотитові, піроксенові тощо.

Сієніти – рожеві, рожево-сірі, повнокристалічні, безкварцові породи, які складаються з калієвого польового шпату (40–80% об'єму породи), середнього плагіоклазу (5–20%) і темноколірних мінералів (рогова обманка, рідше піроксен і біотит) (10–40%). Середній вміст темноколірних мінералів 15%. Якщо вміст кварцу перевищує 5%, порода називається кварцовим сієнітом.

Нефелінові сієніти – порода, яка складається з калієвого польового шпату – 60%, нефеліну – 20%, лужного піроксену 5–20%, лужного амфіболу 0–18%, іноді альбіту – 5–10%, біотиту – до 15%, олівіну – до 3%. Найчастіше це лейкократова із середньозернистою до пегматоїдної структурою, масивною чи трахітоїдною, чи смугастою текстурою. Смугасті та трахітоїдні текстури утворюються паралельно розташованими призматичними кристалами польового шпату, між якими знаходяться нефелін, піроксени та амфіболи. Нефелінові сієніти утворюють значні за розміром інтрузивні тіла.

Середні ефузивні породи представлені андезитами (андезито-базальтами), андезитовими порфірити.

Андезити (андезитобазальти) – ефузивний аналог діоритів. Вони мають дрібнокристалічну чи прихованокристалічну структуру та масивну текстуру. **Андезитові порфірити**, широко розповсюджені породи, визначаються переважно порфіровою структурою, мають сірий та темно-сірий колір. У вкрапленнях спостерігаються ідіоморфні зерна зонального плагіоклазу і темноколірних мінералів (рогової обманки, піроксену). Вкраплення, серед яких переважає плагіоклаз, становлять до 70% об'єму породи. Основна маса має скритокристалічну структуру, сірого та темно-сірого кольору. Непрямою ознакою для віднесення породи до андезитових порфіритів може слугувати зелений чи буруватий відтінок основної маси, якого порода набуває за рахунок поствулканічних змін. Вторинні мінерали представлені хлоритом, епідотом, кальцитом, гідрооксидами заліза.

Основні породи

Основні інтрузивні породи утворюють в земній корі невеликі тіла. Вважають, що магма основного складу є мантійного походження, виникає при частковому плавленні речовини мантії.

Digitized by ABORIGINAL

Рудько Г. І., Адаменко О. М., Чепіжко О. В., Крочак М. Д.

Під час застигання магми кристалізуються переважно піроксени та основний плагіоклаз.

До головних основних інтрузивних порід відноситься **габро** та **анортозити.**

Габро – це сірі, темно-сірі до чорних, зазвичай середньозернисті породи масивної, рідше смугастої чи порфіровидної текстури, до складу яких входять темні основні плагіоклази (лабрадор, бітовніт, анортит). Темнокольорові мінерали становлять 35–65% об'єму породи, представлені піроксенами, роговою обманкою, олівіном, біотитом. За мінеральним складом виділяють авгітові, роговообманкові, олівінові, біотитові габро.

Анортозити – крупнокристалічні інтрузивні породи від світло-сірого до темно-сірого кольору, які складені основними плагіоклазами за відсутністю або дуже незначною кількістю (менше 5%) темноколірних мінералів (піроксенів, олівіну).

Дуже гарним різновидом анортозитів є *лабрадорит.* Великі темно-сірі кристали лабрадору при визначених поворотах до світла починають іризувати – світитися чистим синім кольором.

Ефузивні породи основного складу залягають у земній корі дуже широко. Вони кристалізуються з лави основного складу. Такі лави рідкі, текучі, застигають у вигляді потоків (*рис. 4.3*) і покровів, утворюють базальтові плато в тисячі квадратних кілометрів, покривають величезні площі суші та дна океану. До ефузивних порід основного складу належать ***базальти, долерити, базальтові порфірити та діабази.***

Рис. 4.3. Язик потоку застиглої лави основного складу (Камчатка)

Digitized by ABORIGINAL

Базальти – ефузивний аналог габро. Це чорна або темно-сіра порода з афіровою чи з чітко вираженою порфіровою структурою. Текстура, як правило, масивна. У тонкозернистій чи скритокристалічній основній масі розташовані вкраплення плагіоклазу і темноколірних мінералів (піроксену, олівіну, рідко – рогової обманки).

Долеритами називають базальти, для яких характерні відносно великі витягнуті таблички (лейсти) плагіоклазу в основній масі. Деякі змінені вторинними процесами різновиди базальтів, так само як і андезитів, відрізняються зеленим відтінком. Зелений колір обумовлений появою вторинного альбіт-епідот-хлоритового агрегату.

Ультраосновні породи (гіпербазити)

Ультраосновні породи об'єднують безпольовошпатові магматичні породи, які складаються із залізо-магнезіальних мінералів (олівіну, піроксену, рідше – амфіболу). Головними представниками ультраосновних інтрузивних порід є ***дуніти, перидотити.***

Дуніти – дрібнозерниста, зеленувато-сіра або темно-зелена (до чорного) порода, яка складається з магнезіального олівіну (95–97%), а також хроміту, піроксену, магнетиту. Свіжий дуніт характеризується ідіоморфнозернистою структурою. Але порода буває часто серпентинізована, аж до повного перетворення її у серпентиніт.

Перидотити – чорні та темно-зелені породи, які складаються з олівіну (40–90%), а також піроксенів та рогової обманки. Породи мають повнокристалічну структуру, масивну, іноді смугасту текстуру. Олівін у породах часто заміщується серпентином. Різновидом перидотитів є *кімберліти* (у трубках вибуху).

Пірокластичні гірські породи

При виверженнях вулканів в атмосферу часто викидається величезна кількість розпечених уламків вулканічного скла, кристалів різних мінералів, затверділої лави. Потрапляючи на поверхню, ці уламки покривають великі площі, часто змішуються з осадовими породами річкового і морського генезису і зрештою утворюють специфічну групу **пірокластичних** (буквально – вулканогенно-уламкових) **порід**.

Найрозповсюдженішими пухкими породами цієї групи є:

– **вулканічний попіл** – складається з уламків розміром до 1–2 мм;
– **лапілі** (веретеноподібні уламки застиглої лави довжиною 2–50 мм);
– **вулканічні бомби** (уламки і шматки застиглої лави розміром у поперечнику до декількох метрів).

Digitized by ABORIGINAL

Руденко Г. І., Адаменко О. М., Чепіжко О. В., Крочак М. Д.

Нерідко такі пухкі відклади зазнають діагенез і стають щільними породами магматичного генезису, але по суті залишаються осадовими утвореннями. До них відносяться: **туфи** (найчастіше попелові) – вулканогенні породи; **туфіти** – змішані породи, домішки теригенного матеріалу не перевищує 50%; **туфобрекчії**, для яких характерні великі кутасті уламки вулканогенного матеріалу в туфовому цементі.

Вулканогенно-осадові породи – змішані породи, домішки теригенного матеріалу в яких перевищує 50%. Серед них виділяють: **туфопісковики** – піски з домішкою певної кількості вулканічного попелу; **туфоконгломерати** – конгломерати, що містять домішки **вулканічного попелу та лапілій.**

Лавобрекчії – породи, де цементом пірокластичного матеріалу можуть бути не тільки утворення осадового походження, але і сама лава. При русі лавових потоків верхня, що вже встигла застигти, тонка кірка зламується, її уламки цементуються тією ж лавою, у результаті чого після застигання утворюються різні лавобрекчії.

4.2.2. Метаморфізм та метаморфічні гірські породи

Метаморфічні гірські породи виникають внаслідок перетворення осадових, магматичних, а також метаморфічних порід, що існували раніше. Ці перетворення відбуваються в земній корі, протікають у твердому стані і виражаються в зміні мінерального, а іноді і хімічного складу, структури і текстури порід. Рідше мінеральний склад зберігається.

Метаморфізм відбувається під впливом високої температури і загального тиску, а також унаслідок привнесення і винесення речовини високотемпературними розчинами і газами. Велику роль відіграє також склад вихідних порід.

При перевазі тих чи інших факторів під час перетворення виділяється кілька різних типів метаморфізму.

Регіональний метаморфізм зумовлений високим нерівномірним тиском, потоком флюїдів і високою температурою (за рахунок тепла мантійного походження) й охоплює великі простори. Таке походження має більшість метаморфічних порід. ***Ультраметаморфізм*** – це метаморфічний процес, що протікає в глибоких зонах земної кори і супроводжується виплавкою анатектичного матеріалу. Складовими ультраметаморфізму є анатексис, гранітизація, палінгенез і реоморфізм. У результаті ультраметаморфізму метаморфічні породи (гнейси, піроксен-плагіоклазові сланці, амфіболіти) піддаються повторному,

Digitized by ABORIGINAL

часто регресивному метаморфізму, пов'язаному з їх гранітизацією при температурі 650–800°С і літостатичному тиску 4–10 кбар (0,4–1 Гн/м²).

Динамометаморфізм виникає під впливом однобічного тиску (стресу) в умовах невисоких температур і полягає в інтенсивному дробленні гірських порід і мінеральних зерен без істотної їх перекристалізації.

Контактовий метаморфізм обумовлений дією високої температури, парів і розчинів, пов'язаних із проникненням магматичного розплаву. Він проявляється уздовж магматичних тіл і має місцеве значення при перетворенні порід, які з ним контактують та пов'язані зі зміною їх структури й текстури, складу. Різновидом контактового метаморфізму є ***пневматолітовий і гідротермальний метаморфізм***, який розвивається при інтенсивному внесенні в породу нових речовин гарячими газовими еманаціями і водяними розчинами , що піднімаються з магматичного осередку. При цьому відбувається зміна не тільки мінерального, але й хімічного складу порід.

При дуже інтенсивному внесенні нових речовин і заміщенні первинних мінералів хімічно активними речовинами, виникає особливий вид метаморфізму – **метасоматоз**.

Породи регіонального метаморфізму

Залежно від складу і структури вихідних порід при регіональному метаморфізмі формуються характерні ряди порід, що являють собою послідовні етапи перетворення вихідних порід.

Особливо значних змін зазнають глинисті породи. Ще в процесі діагенезу глини ущільнюються, збезводнюються і перетворюються в **аргіліти**, які відрізняються від глин тим, що вони не розмокають у воді.

На кінцевих стадіях пізнього діагенезу (процесу перетворення осадів у гірські породи) в умовах низьких температур аргіліти перетворюються в **глинисті сланці.** Подальше посилення метаморфізму, пов'язане з підвищенням температури, призводить до повної перекристалізації глинистої речовини з утворенням **філітів**. При підвищенні температури і подальшому збільшенні тиску філіти переходять у **кристалічні сланці і гнейси**.

Істотно інші породи формуються при метаморфізмі пісковиків.

Кварцеві пісковики з кременистим цементом при метаморфізмі перетворюються у **кварцити**. Кварцові пісковики з глинистим цементом перетворюються в **кристалічні слюдяно-кварцові сланці**.

Аркозові пісковики, багаті зернами польового шпату, переходять спочатку в **кварцитоподібні пісковики** та **слюдисто-польовошпатові**

Digitized by ABORIGINAL

кварцити, а при високому ступені метаморфізму – у **гнейси**, що відрізняються більш рівномірною зернистістю і вмістом кварцу. З підвищенням температури і тиску гнейси перетворюються в **грануліти**.

Кременисті породи – опоки, яшми – перетворюються в **дрібнозернисті кварцити,** які відрізняються дуже рівномірною, майже не помітною зернистістю. Якщо порода вміщує оксиди заліза, то її називають **залізистим кварцитом або джеспілітом.** Гнейси і сланці, що утворюються при метаморфізмі осадових порід (глин і пісковиків), називаються **парагнейсами і парасланцями.**

Вапняки при перекристалізації перетворюються у **мармури.**

У результаті метаморфізму кислих і середніх вулканічних магматичних порід – ріолітів, дацитів, андезитів та їх туфів – утворюються також **гнейси і слюдяні сланці**. Проте на відміну від аналогічних порід, що виникають при метаморфізмі осадових утворень, вони мають назву **ортогнейсів і ортосланців.**

Продуктами зміни габро і базальтів у низькотемпературних умовах є **метаморфічні зелені сланці.** При підвищенні температури вони перетворюються в **амфіболіти.** На вищому ступені метаморфізму амфіболіти перекристалізовуються у **гранатові амфіболіти та еклогіти.**

Ультраосновні породи (дуніти, перидотити) перетворюються в **змійовики** (серпентиніти) і **талькові сланці.** Змійовики складаються із серпентину і присутніх у вигляді домішки магнетиту і хлориту, які складають мікролускату темно-зелену масу зі строкатими плямами. В подальшому вони перетворюються в **амфіболові мономінеральні кристалосланці.**

Таким чином, існує велике різноманіття метаморфічних порід. Одні з них утворюються при незначних впливах температури та тиску, інші – при підвищених значеннях, а для утворення третіх необхідні дуже високі тиски та температури.

Часто при однакових умовах, тобто в однакових термодинамічних обставинах, утворюються однакові комплекси метаморфічних порід, незалежно від вихідної породи (наприклад, осадової чи магматичної). На практиці буває важко визначити, яка порода перетворювалась у кристалічний сланець чи гнейс.

Наведемо опис найпоширеніших метаморфічних порід.

Філіти – це мікрозернисті повнокристалічні породи з тонкосланцюватою, іноді плойчатою текстурою. Зовні вони подібні до глинистих сланців, але мають шовковистий блиск. Філіти складаються з тонколускуватої маси серициту, хлориту і кварцу. Забарвлення їх

Digitized by ABORIGINAL

пов'язане зазвичай з кольором пануючого мінералу, однак нерідко буває успадкованим (чорні філіти з вуглистим матеріалом). Іноді воно зумовлене домішками (червонуваті і фіолетові філіти з тонкозернистим гематитом).

Метаморфічні зелені сланці – породи, які складені тальком, хлоритом, епідотом, актинолітом і альбітом, а також серицитом, кварцом, рудними мінералами. Вони мають зелений колір, дрібнозернисту структуру, сланцювату або смугасту текстуру. Видову назву порода отримує за назвою переважаючих мінералів.

Кристалічні сланці – це загальна назва багатьох метаморфічних порід середніх та вищих ступенів регіонального метаморфізму. Серед них розрізняють ортосланці, утворені за рахунок магматичних порід, та парасланці, що виникають завдяки метаморфізму осадових порід. Кристалічні сланці мають зазвичай темне забарвлення, середньо- та крупнокристалічні структури, сланцюваті та плойчасті текстури. До складу кристалічних сланців входять кварц, польовий шпат, слюди, амфіболи, піроксени, гранат, графіт та цілий ланцюг інших мінералів. Видові назви кристалічних сланців визначаються за переважаючими мінералами (наприклад, біотитові, біотит-роговообманкові, гранат-біотитові тощо).

Гнейси – це породи, які мають масивну гнейсову (смугасту), рідше сланцювату текстуру. Структура їх зернисто-кристалічна, середньо- чи грубозерниста. У гнейсах переважають польові шпати – мікроклін і плагіоклаз, широко розвитий кварц, присутні біотит і мусковіт, іноді амфіболи, піроксени, гранати. За мінеральним складом гнейси близькі до гранітів, від яких відрізняються орієнтованою гнейсовою текстурою.

Кварцити – метаморфічні породи, які складаються цілком з неправильних зерен кварцу, котрі іноді важко діагностувати (зливні кварцити). Це міцні масивні породи, нерідко з раковистим зламом, білого, рожевого, червоного та сірого кольорів, іноді в них спостерігається сланцювата текстура.

Мармури – це метаморфічні породи, які складаються з кальциту, магнезиту, доломіту, мають зернисто-кристалічну структуру і масивну, іноді смугасту текстуру, рідше спостерігається сланцюватість. Колір мармурів змінюється від сніжно-білого до жовтуватого, рожевого та всіх відтінків сірого.

Амфіболіти – масивні або сланцюваті, міцні породи, темно-сірого (до чорного) кольору, що складаються з рогової обманки (до 90%) і плагіоклазу. Різновиди амфіболітів виділяють за мінералами-

Digitized by ABORIGINAL

домішками: біотитові, піроксенові, гранатові. Іноді амфіболіти суттєво роговообманкові.

Еклогіти – масивні, рідше слобосланцюваті породи, складені гранатом і піроксеном. Еклогіти утворюються при дуже високих усебічних тисках.

Грануліти – породи характерні для високих ступенів метаморфізму. Це польовошпатові породи (плагіоклаз і калієві польові шпати) з кварцом або без нього. Темноколірні мінерали не містять гідроксильної групи, представлені, в основному, піроксеном. Найхарактернішим мінералом є гранат. Структура гранулітів яснозерниста, текстура масивна.

Породи ультраметаморфізму

Гранітизація порід при ультраметаморфізмі, що призводить до утворення мігматитів, виражається в розвитку анатексису і широкого заміщення її кислою магмою, насиченою леткими компонентами, вздовж шаруватості, сланцюватості, тріщин і брекчієвих зон.

Мігматити – метаморфічні породи смугастої текстури, яка обумовлена чергуванням світлих та темних смуг (лейкосомів та меланосомів). Лейкосоми – це скупчення лейкократових мінералів (кварц, польові шпати), які утворилися метасоматичним шляхом або при частковому плавленні. Меланосоми – залишки порід, що зазнали ультраметаморфічних перетворень. В меланосому входять рогова обманка, біотит і піроксени.

Породи динамометаморфізму

Під дією направлених тисків (стресу), після досягнення межі міцності, гірські породи руйнуються. Продукти дроблення відрізняються розміром уламків. Серед них прийнято розрізняти тектонічні брекчії, катаклазити та глини тертя.

Тектонічні брекчії утворені кутастими чи лінзовидними уламками роздроблених первинних порід різної величини (понад 10 мм), зцементованими дрібнішим матеріалом тих же порід. Для них характерна відсутність шаруватості й одноманітність складу уламків.

Катаклазити складені уламками розміром 1–10 мм, зцементованими ще дрібнішими частинками. У них частіше відсутні директивні текстури.

Глини тертя – тонко перетерті породи, часто з яскраво вираженою сланцюватою текстурою. Розмір переважної частини уламків менше 0,01 мм.

Digitized by ABORIGINAL

Породи термального (контактового) метаморфізму

Термальний метаморфізм виражається переважно в інтенсивній перекристалізації порід, що відбувається під дією високої температури без помітної участі тиску. Тому для виникаючих під час цього процесу порід характерна відсутність сланцюватих і орієнтованих текстур.

При взаємодії інтрузивного тіла з вмісними силікатними породами утворюються роговики.

Роговики – дуже міцні дрібнозернисті породи масивної текстури, у яких іноді зустрічаються великі кристали окремих мінералів. Піщано-глинисті породи перетворюються у *біотитові роговики*, що складаються з кварцу і біотиту, а також польового шпату, магнетиту, гранату й ін.

Основні і середні породи в контакті з гранітними інтрузіями перетворюються в *амфіболові* та *піроксенові роговики*, складені амфіболом і плагіоклазом.

Колір роговиків визначається забарвленням пануючих мінералів. Звичайно вони сірі, чорні чи темно-зелені.

При взаємодії інтрузивного тіла з карбонатними породами виникають **вапняково-силікатні роговики**. Вони містять гранат, піроксен, плагіоклаз, а також воластоніт, скаполіт і ін. Чисті вапняки можуть переходити і в **контактові мармури**, якщо метаморфізм відбувається без привнесення речовини.

Метасоматичні породи

При цьому типі метаморфізму формуються **скарни і грейзени.**

Скарни виникають на контакті карбонатних і інтрузивних порід у результаті контактово-метасоматичних процесів, що відбуваються при впливі постмагматичних розчинів. Ці породи мають важливе практичне значення, тому що до них приурочені родовища багатьох корисних копалин – міді, заліза, поліметалів, молібдену, вольфраму, олова. Головні породоутворюючі мінерали скарнів – піроксени, плагіоклази і гранати, а при більш низьких температурах – епідот, актиноліт, карбонати і рудні мінерали.

Грейзени – продукти перетворення магматичних порід кислого складу при дії гідротермальних розчинів та пневматолітових струменів. Вони складаються з кварцу і світлої слюди, мають крупнокристалічну структуру. Містять також турмалін, топаз, флюорит, берил.

4.2.3. Осадові гірські породи

Протягом мільярдів років на поверхні нашої планети нагромаджувалися осадові породи. Вони відкладалися шарами в басейнах

Digitized by ABORIGINAL

осадонакопичення. Що давнішим був шар осаду, то глибше він залягав. Згодом ці шари ущільнилися (зазнали літифікації) і перетворились на осадові породи, які час від часу деформувалися з утворенням складок або розломів; потім шари осадових порід знову опинилися на поверхні. Ці процеси вперше описав Ніколаус Стено.

З осадових товщ на Землі формуються відклади та осадові породи, про які образно писав видатний російський вчений М. В. Ломоносов у книзі «О слоях земных». Піски та мул з давніх річок, пустель і морів, а також відклади, утворені внаслідок дії льодовиків та вулканів, – усі вони збереглися в історії Землі. Первинні відклади містять переважно уламки мінералів та порід, що сформувалися в результаті вивітрювання, ерозії або були перенесені водою, вітром, льодовиками або селями чи утворилися внаслідок біохімічної діяльності або випаровування.

Після відкладення осадові породи можуть зазнати змін через вплив різних процесів. При цьому з них вилучається вода (внаслідок стискання) і з часом – вони перетворюються на тверді породи, такі як пісковик, вапняк або сланець.

Осадові породи за походженням поділяються на *уламкові, органогенні та хемогенні.*

Уламкові гірські породи

Уламкові чи теригенні породи утворюються з уламків мінералів і гірських порід, саме їх походження та утворення визначається умовами та факторами осадонакопичення.

ЛОМОНОСОВ Михайло Васильович
(1765–1811)

М. В. Ломоносов народився у Помор'ї (Архангельщина), став найвідомішим російським ученим XVIII ст. в галузі природознавства, гірництва, металургії. Оптика і теплота, електрика і тяжіння, метеорологія і мистецтво, географія і металургія, історія і хімія, філософія і література, геологія і астрономія – це ті галузі знань, в яких Ломоносов залишив свій слід. Автор відомих книг «О слоях земных», «Первые основания горной науки», «Слово о рождении металлов от трясения Земли» тощо. Дав істотний поштовх для розвитку геологічних наук у Росії. О. С. Пушкін писав, що, «сполучаючи незвичайну силу волі з незвичайною силою розуміння, Ломоносов обійняв усі галузі освіти. Жадання науки було сильною пристрастю цієї душі, виповненої пристрастей».

Класифікація уламкових порід базується на величині уламків (***грубоуламкові, піщані, алевритові, пелітові***), ступені їх обкатаності **(обкатані і не обкатані)** і наявності чи відсутності цементу **(зцементовані та сипучі)**. Всі ці характеристики порід залежать від умов

Digitized by ABORIGINAL

формування матеріалу, дальності його перенесення та особливостей акумуляції, а також від процесів переробки осадового матеріалу.

Грубоуламкові породи – ***псефіти*** (грец. *«псефос»* – камінчик) складаються з уламків, які за формою і розмірами поділяються на обкатані і не обкатані, великі, середні і дрібні. До обкатаних відносяться уламки, що мають округлені чи згладжені ребра, не обкатані уламки завжди гострокутні. Ступінь обкатаності уламкового матеріалу збільшується зі збільшенням часу і відстані переносу від місця утворення до місця накопичення. Псефіти з обкатаними уламками, скріпленими цементом, називаються **конгломератами.** Псефіти, які складаються з не обкатаних зцементованих уламків називаються ***брекчіями.*** Серед брекчій виділяють кілька типів різного походження. До осадових відносяться брекчії, що сформувалися в результаті осадження гострокутних уламків різного складу у водному середовищі.

Піщані породи – ***псаміти*** (грец. *«псамос»* – пісок). У групу псамітів входять породи з розміром уламків від 0,05 до 2 мм. Сипучі різновиди псамітів називають **пісками**, а зцементовані – **пісковиками** (*табл. 4.4*).

Таблиця 4.4

Уламкові та глинисті осадові гірські породи

Група порід	Розмір уламків, мм	Не зцементовані (сипучі) породи		Зцементовані породи	
		обкатані	не обкатані	обкатані уламки	не обкатані уламки
Грубо-уламкові (псефіти)	>200	Валуни	Брили	Конгломерати: валунні	Брилові брекчії
	200–10	Галька, галечник	Щебінь	галечні	Брекчії
	10–2	Гравій	Жорства	Гравеліт	Жорствит
Піщані (псаміти)	2–1 1–0,5 0,5–0,25 0,25–0,1 0,1–0,05	Піски: грубозернисті крупнозернисті середньозернисті дрібнозернисті тонкозернисті		Пісковики: грубозернисті крупнозернисті середньозернисті дрібнозернисті тонкозернисті	
Алеврити	0,05–0,005	Алеврити, леси		Алевроліти	
Пеліти	<0,005	Глини		Аргіліти, аргілітові сланці	

За мінеральним складом розрізняють наступні головні групи піщаних порід.

Digitized by ABORIGINAL

Кварцові піски і пісковики складені з кварцу, у вигляді домішок зустрічаються польові шпати, слюди, глауконіт тощо. *Глауконіт-кварцові піски і пісковики* складаються із зерен кварцу (20–40%) і глауконіту (60–80%) з невеликою домішкою слюди та інших мінералів, залежно від кількості глауконіту й інтенсивності його забарвлення піски мають більш-менш яскравий зелений колір. Серед різновидів зустрічаються також *озалізнені піски* і *пісковики*, зерна яких покриті кіркою бурих залізистих мінералів – гетиту і гідрогетиту, цемент пісковиків також залізистий, тому колір порід коричневий – від бузково-бурого до іржаво-коричневого.

Аркозові піски і пісковики – породи світло-жовтого кольору, складені на половину з кварцу та польового шпату, з невеликою кількістю слюди та темноколірних мінералів. Склад цементу пісковиків різноманітний. Утворюються при руйнуванні гранітоїдів.

Граувакки – грубозернисті, темно-сірі, зеленувато-бурі чи зеленувато-коричневі породи, складені більш ніж на 25% з уламків гірських порід: вулканічних, метаморфічних, осадових, а також зерен темноколірних мінералів – амфіболів, піроксенів. Часто породи щільно зцементовані глинисто-слюдистою масою. Це типові поліміктові утворення.

Алеврити і алевроліти – виключно тонкозернисті породи (зерна важко відчуваються на дотик), складені з часток мінералів розміром від 0,05 до 0,005 мм. До алевритів належать *леси, супіски* (алевритовий матеріал з піском), *суглинки* (алевритовий матеріал з глиною) і деякі інші породи. Леси являють собою м'яку, пористу породу жовтувато-бурого, жовтувато-сірого кольору, що складається більш ніж на 90% з пилуватих зерен кварцу й інших силікатів (польові шпати, рогова обманка, слюда, глинисті мінерали), частково зцементовані кальцитом, кількість якого в породі становить 6–9%. Розмір зерен у лесах відповідає пилуватій та глинистій фракціям і менше – піщаній. Для лесів характерна відсутність шаруватості, наявність карбонатних стяжінь, велика пористість (до 50%). У товщах лесів присутня стовпчаста окремість.

Глини – породи, які складаються з часток менше 0,01 мм, представлених глинистими мінералами – каолінітом, монтморилонітом, гідрослюдами. Глини мають різний колір, залежно від складу глинистих мінералів та мінеральних домішок. Вони утворюють з

Digitized by ABORIGINAL

водою пластичну масу, що твердіє при висиханні, а при випалі здобувають твердість каменю. У сухому стані глини або землисті, пухкі, що легко розсипаються і розтираються, або дуже щільні. Твердість їх дорівнює 1. Насичуючись водою, ця порода розбухає, розм'якшується і перетворюється в пластичну масу, що при подальшому додаванні води отримує здатність текти. За рахунок гігроскопічності вона здатна поглинати до 70% води, а після повного насичення водою стає водотривкою і не пропускає воду. Залежно від кількості піску розрізняють *піскуваті* та *піщані глини,* глини з домішкою карбонату кальцію називають *ватистими.*

Аргіліти – це щільні, тверді (твердість до 3) породи, що утворюються у результаті діагенезу глин. Останні при цьому втрачають ряд ознак, таких як пластичність і здатність поглинати воду. Аргіліти мають здатність розколюватися по тріщинах нашарування. Колір їх від світло-сірого до темно-сірого.

Глинисті сланці – це щільні глинисті породи, з явно вираженою тонкосланцюватою текстурою. Сланці виникають на останніх стадіях пізнього діагенезу. У глинистому матеріалі виникають скупчення дрібних зерен кварцу, мікроскопічні луски слюди (серициту) і хлориту, кристали піриту, вуглисті частки. Сланці зазвичай зберігають забарвлення вихідних глин. Вони легко розколюються по сланцюватості на рівні плитки з матовою поверхнею.

Органогенні і хемогенні породи

Органогенні і хемогенні породи утворюються як у водному середовищі, так і на поверхні суші внаслідок накопичення мінеральних залишків живих організмів чи в результаті хімічних процесів, а часто тих і інших разом. У зв'язку з цим органогенні і хемогенні породи розглядаються спільно, а класифікувати їх найзручніше за хімічним складом, виділяючи карбонатні, кременисті, сірчанокислі і галогенні, фосфатні й вуглецеві (горючі).

Карбонатні породи

Серед карбонатних порід найбільше поширення мають вапняки і доломіти.

Вапняки – породи, які складаються з кальциту, часто з домішками глини і піску.

При збільшенні кількості піску у вапняках їх називають *піщанистими вапняками,* при збільшенні глинистого матеріалу – *глинистими вапняками.*

Digitized by ABORIGINAL

Р... Гудько Г. І., Адаменко О. М., Чепіжко О. В., Крочак М. Д.

При збільшенні в карбонатних породах глинистої складової до 50% утворюються *мергелі.*

Мергелі широко поширені, складені на 50% глинистою, на 50% карбонатною речовиною і мають велике практичне значення як сировина для цементної промисловості. Зазвичай це – щільні породи з раковистим чи нерівним відколом, білим чи різноманітним світлим забарвленням.

З розведеною соляною кислотою мергелі бурхливо реагують, причому на поверхні породи залишається брудна пляма.

Серед вапняків і мергелів нерідко зустрічаються кременисті різновиди. Ці породи, що містять крім кальциту кремнезем – кременисті вапняки і кременисті мергелі, – відрізняються значною твердістю, раковистим, гостроребериим відколом і не дуже інтенсивною реакцією з розведеною соляною кислотою.

За структурою серед вапняків розрізняють крупно-, середньо-, дрібно-, тонкозернисті та пелітоморфні (від грец. *«пелос»* – борошно) – щільні, рівно- і нерівнозернисті, землисті, оолітові, кристалічнозернисті, детритусові (лат. *«детритус»* – перетертий) тощо. Вони також дуже різні за текстурою, забарвленням та іншими ознакам.

Колір вапняків залежить від мінералів-домішок, буває білий, жовтуватий, білий із рожевим відтінком, сірий та чорний.

За **походженням** вапняки поділяються на органогенні та хемогенні.

Органогенні вапняки бувають як щільними, так і пористими і навіть кавернозними. Їх органічне походження часто є очевидним: у багатьох випадках вони складаються з добре помітних черепашок молюсків, члеників морських лілій, черепашок форамініфер, скелетних частин інших організмів – *зоогенні вапняки,* або із скелетних залишків водоростей – *фітогенні вапняки.*

Залежно від того, скелетні утворення яких організмів складають породу, розрізняють вапняки *коралові, фузулінові, нумулітові* тощо. Вапняки, що складаються з цілком чи майже цілком збережених стулок черепашок пластинчатозяброві молюсків чи гастропод, називають *черепашниками.* Черепашники, коралові, фузулінові та нумулітові вапняки утворилися та накопичуються зараз у шельфових зонах морів на невеликій глибині.

Найважливішого значення у породоутворенні фітогенних вапняків набувають коколітофориди, синьо-зелені, червоні та харові водорості.

Digitized by ABORIGINAL

Типовим прикладом фітогенних вапняків є ***писальна крейда.*** Це біла, пухка порода, яка складається з кальцитових скелетів коколітофорид – коколітів, що утворилася в теплому морі на глибинах до 200 м. Зараз коколітові мули накопичуються в абісальних зонах океанів низьких широт, віддалених від берегової смуги, де вони не розбавляються глинистим матеріалом.

Чисті вапняки – білі, але домішки забарвлюють їх у різні кольори. Багато органогенних вапняків мають вигляд щільних пелітоморфних порід. У деяких випадках це пов'язано з тим, що організми, які складають породу, дуже дрібні, в основному ж така структура зумовлена вторинною перекристалізацією вапняків.

Хемогенні вапняки зустрічаються досить часто. Вони утворюються при випаданні кальциту шляхом хімічного осадження з морської, озерної, річкової або підземної води. Серед них найбільше значення мають оолітові вапняки, вапнякові туфи (травертини) і натічні утворення.

Оолітові вапняки утворені кулястими вапняними зернами зі скарлупуватою чи радіально-променистою будовою – оолітами. За формою і розмірами останні нагадують звичайне просяне зерно («ікряний камінь») чи горошину. Розмір оолітів від 1 до 30 мм. Оолітові вапняки утворюються на морському мілководді з активною гідродинамікою при значному прогріванні води.

Вапняні туфи – пористі породи, формування яких пов'язано з відкладенням кальциту водами джерел, багатих розчиненим двовуглекислим кальцієм. Це легкі, дуже пористі породи. На місці виходу утворюють тераси, нарости на рослинах. У порівняно великих масах у місцях виходу гарячих мінеральних джерел вони більш щільні й називаються *травертинами*.

Натічні вапняки – найчастіше зустрічаються в карстових печерах у вигляді кірок, сталактитів і сталагмітів. Вони мають мікрокристалічну структуру, часто смугасту текстуру, світло-коричневий колір від домішок оксидів заліза.

Кременисті породи складаються переважно з кремнезему, можуть мати як органогенне, так і біохемогенне походження.

Із кременистих порід органічного походження велике значення мають **діатоміти.** Вони характеризуються значною пористістю, малою густиною (0,4–1,4 г/см^3).

Діатоміти являють собою скупчення мікроскопічних кремнеземистих скелетів діатомових водоростей, що складені опалом. Це

Digitized by ABORIGINAL

утворення з мікроскопічною, пелітоморфною структурою. Часто в них спостерігається тонка горизонтальна шаруватість. Породи – білі чи ясно-жовті, пористі, м'які і легкі, пухкі, часто схожі на писальну крейду, але, на відміну від останньої, не реагують із соляною кислотою. Діатоміт легко розтирається руками в найтоншу пудру, інтенсивно поглинає вологу і прилипає до язика. Діатомові водорості – це планктонні організми, які живуть переважно в холодноводих басейнах. Зараз діатомові мули накопичуються на різних глибинах в океанічних осадах високих широт.

Серед кременистих порід хемогенного походження можна назвати такі:

Опоки – це пористі кременисті породи від сірого до чорного кольору, що складаються з опалу, який має домішки кременистих залишків дрібних організмів – радіолярій, спікул губок, панцирів діатомей, а також глинистих мінералів. Це тверді і легкі породи, при ударі розколюються на дрібні гострокутні уламки з раковистим зламом.

Трепели утворюються внаслідок гелефікації кременевих колоїдних розчинів. Вони складаються з глобулярного опалу. Зовнішній вигляд породи не змінюється.

Яшми – це щільні, тверді породи, складені скритокристалічним кварцом чи халцедоном, які часто містять залишки кременистих черепашок мікроскопічних тварин – радіолярій. Зазвичай яшми мають гарне червоне, червоно-буре (сургучеві яшми), зелене чи смугасте забарвлення. Утворюються вони у результаті накопичення кременистої речовини вулканічного походження (попіл та гідротерми водойм).

Кременисті конкреції нерідко присутні в різних осадових породах, мають найрізноманітніші форми: округлі, лінзоподібні, паличкоподібні тощо. Найпоширенішими є кремені халцедонові, іноді з домішкою опалу або мікрокристалічного кварцу. Колір кременів – від жовто-сірого до чорного. Для них є характерним черепашковий злам. Ріст конкрецій відбувається від центру кристалізації до периферії, якщо ж відбувається формування порожнин за рахунок росту від периферії до центру, то формуються жеоди.

Утворюються кременисті конкреції найчастіше при заповненні порожнин кремнеземом з циркулюючих у породі розчинів чи за рахунок коагуляції гелів кремнезему в ще незатверділому осаді. Найчастіше стяжіння та конкреції кременю утворюються у вапняках під час діагенезу.

Сірчанокислі і галогенні породи розрізняються за хімічним складом, але є близькими за умовами формування. Серед цих порід

Digitized by ABORIGINAL

найпоширеніші мономінеральні різновиди: кам'яна сіль, гіпс і ангідрит, які утворюються в соленосних водних басейнах.

Кам'яна сіль (галіт) являє собою зернисто-кристалічну чи зливну масу, забарвлення її змінюється від світлого до чорного – залежно від домішок. Діагностичні ознаки: солоний смак, легка розчинність у воді, невелика густина (2,1 г/см^3). Кам'яна сіль зустрічається як у суцільних масах, так і у вигляді домішок в уламкових породах і глинах. При вивітрюванні на поверхні таких порід виникають білі нальоти солі.

Гіпс, як і кам'яна сіль, зустрічається у вигляді зернисто-кристалічних мас. Чистий гіпс сніжно-білий, жовтий чи рожевий, але забарвлення може бути різноманітним – залежно від складу домішок. Гіпс легко розпізнається за низькою твердістю і малою густиною, що не перевищує 2,4 г/см^3. Часто гіпс спостерігається у вигляді дрібних зерен чи друз у різних осадових породах.

Ангідрит – це сіра чи блакитно-сіра щільна порода з густиною до 3,1 г/см^3 і твердістю до 3,5 по шкалі Мооса, що різко відрізняє його від гіпсу. Ангідрит зустрічається на глибинах більше 70 м, на поверхні він унаслідок гідратації переходить у гіпс. Збільшуючись при цьому в об'ємі, гіпс мнеться, набуваючи гофрованої текстури.

Залізисті породи мають велике практичне значення. За складом найпоширеніші з них наступні:

– оксиди і гідроксиди заліза;

– карбонати заліза;

– сульфіди заліза.

Серед порід першої групи широко розвинуті і використовуються в промисловості **оолітові залізні руди,** що являють собою скупчення оолітів лімоніту, розміром у поперечнику від 0,2 до 15 мм. Ці руди часто збагачені псиломеланом – марганцевою рудою. Утворюються вони при випадінні гідроксидів заліза з морської чи прісної води.

До складу другої групи входить **сидерит,** що зустрічається у вигляді мінеральних включень в осадових породах. Рідше утворює невеликі пласти і лінзи.

Сульфіди заліза, що відносяться до третьої групи, представлені **піритом та марказитом**, описані в розділі, присвяченому мінералам. Пірит складає іноді шари і лінзи, але великого промислового значення ці мінерали не мають.

Фосфатні породи. Осадові породи, багаті фосфатами кальцію, називають **фосфоритами**. Вони містять фосфат кальцію в

Digitized by ABORIGINAL

аморфному та кристалічному вигляді, домішки глини чи піску. Залежно від складу і кількості домішок зовнішній вигляд фосфоритів змінюється в широких межах. Одні фосфорити мають, наприклад, вигляд пісковиків, інші – афанітову структуру і гладкий, рівний злам. Фосфорити в основному забарвлені в темні тони, але зустрічаються і світлі різновиди, твердість їх значна – до 5. Звичайно фосфорити зустрічаються у вигляді конкрецій різної форми, рідше складають шари чи конгломератоподібні утворення з жовнами фосфоритів у піщаному субстраті. У деяких випадках спостерігаються шари уламкового матеріалу з фосфатним цементом. Нерідко в породах відзначаються фосфоритизовані залишки організмів.

4.2.4. Каустобіоліти

У цю групу входять як органогенні, так і хемогенні породи.

З них надто поширені **торфи, викопне вугілля, горючі сланці, бітумінозні породи і нафта**. Всі ці утворення належать до корисних копалин, більшість з них формується внаслідок вуглефікації органічних решток.

Торфи являють собою буру чи темно-буру масу не до кінця розкладеного рослинного матеріалу, обвугленого і збагаченого органічними кислотами. Торфи пухкі, ріжуться лопатою, утворюються вони в болотах при підвищеній вологості та дуже малому доступі кисню.

Викопне вугілля складене залишками рослинності, що накопичувалися в мілководних водоймах і болотах. Після поховання під товщею осадів при підвищеному тиску цей матеріал зазнавав складного хімічного процесу вуглефікації, у результаті якого органічна речовина поступово втрачала кисень і водень, збагачувалася вуглецем за наступною схемою: деревина (50% С), торф – буре вугілля (близько 70% С), кам'яне вугілля (82% С), антрацит (95% С).

Буре вугілля – щільна темно-бура чи чорна порода з матовим чи (рідше) скляним блиском, раковистим зламом і бурою рисою.

Кам'яне вугілля – чорне, з жирним блиском і чорною матовою чи блискучою рисою, тендітне, бруднить руки, злам раковистий. Більшість бурого і кам'яного вугілля має добре виражену шаруватість.

Антрацит відрізняється від кам'яного вугілля більшою твердістю, яскравим напівметалевим блиском, нерівним зламом і тим, що він не бруднить рук.

Сапропелеві сланці (від латинського *«sapros»* – гнилий, *«pelos»* – мул) – тонкошаруваті відклади, збагачені органічною речовиною. Вони

Digitized by ABORIGINAL

формуються як у межах озер, так і в межах морів унаслідок відмирання та розкладу без доступу кисню рослинних та тваринних залишків. Ущільнений сапропель називають *сапропелітом*.

Горючі сланці – сланцюваті темно-сірі, бурі чи коричневі породи. Вони горять полум'ям, яке коптить, з виділенням густого диму і запаху бітуму. Утворюються горючі сланці при накопиченні органічної речовини одночасно з відкладенням тонких мулів.

Бітуми являють собою нафти і леткі пальні речовини. Процес їх утворення в умовах найбільш утрудненого доступу кисню до похованих органічних решток називається бітумінізацією.

Бітумінозні породи – породи, які містять розсіяні включення нафти, що формуються зазвичай в результаті окислення у згущеному стані. Це темні породи, що мають запах бітуму при ударі. Незначні кількості бітумів у породі виявляються за реакцією із хлороформом: на тонкому папері після випару краплі хлороформу з порошком породи, яка містить бітуми, залишається масляна пляма.

Нафти являють собою рідини від ясно-жовтого (легкі різновиди) до коричнювато-чорного (важкі різновиди) кольору зі специфічним запахом бітуму і масляним блиском, незначні кількості нафти, які потрапили на воду, утворюють райдужні плівки.

Поклади її формуються в пористих і тріщинуватих породах. У цих випадках породи відіграють роль колекторів.

4.3. Метеорити

Природні об'єкти з космосу, що являють собою сплав заліза та каменю (від частиночок пилу до масивних багатотонних брил), пролітаючи через атмосферу, попадають на Землю. Метеорити потрапляли на Землю впродовж усієї її історії і є важливим джерелом інформації про походження Сонячної системи (4560 млн років тому) та її подальшу історію. Вперше про падіння метеорита згадується у клинописних текстах, що датуються приблизно 1900 р. до н. е.

У Швеції було знайдено кам'яні метеорити, що впали на Землю понад 450 млн років тому. В складі метеоритів визначені ті ж елементи, що й на Землі. В метеоритах відкрито 300 різних мінералів, частини з яких на Землі немає. Залежно від характеру мінералів, що містяться у метеоритах, останні класифікуються, як кам'яні (хондрити та ахондрити), кам'яно-залізні (паласити) та залізні.

Digitized by ABORIGINAL

Рудько Г. І., Адаменко О. М., Чепіжко О. В., Крочак М. Д.

4.4. Викопне паливо

Незважаючи на все активніше використання відновлюваних джерел енергії, більш як чотири п'ятих світових потреб в електроенергії задовольняється викопним паливом. До викопного палива відносяться нафта, газ, вугілля.

Видобуток нафти та газу

У 1859 р. у штаті Пенсільванія (США) пробурили першу в світі нафтову свердловину завглибшки 21 м. У наші дні, півтора століття після того, такі родовища нафти є надзвичайно рідкісними. Через постійну потребу в нафті глибина сьогоднішніх нафтових свердловин сягає понад 5000 м, крім того, буріння здійснюється не тільки вертикально вниз, а й під будь-яким кутом. Завдяки такому бурінню можна видобувати нафту з однієї свердловини на площі понад 100 км^2. Газ видобувають такими ж методами, але часто з менших глибин. Видобування нафти, на відміну від вугілля, призводить до незначного забруднення поверхні. Проте через велику відстань між місцями видобування та споживання нафти й газу загальний вплив їх видобутку на довкілля виявляється доволі значним. Бурові вежі можуть забруднювати ґрунтові води, а численні аварії нафтових танкерів спричиняють екологічне забруднення моря. Крім того, видобуток нафти й газу може істотно вплинути на екологічно вразливі території, про що писав ще в 30-х роках засновник радянської школи геологів-нафтовиків І. М. Губкін.

ГУБКІН Іван Михайлович
(1871–1939)

Губкін І. М. – видатний радянський вчений-геолог, засновник школи вітчизняних нафтовиків, дослідник надр Азербайджану і Каспію, перший обґрунтував перспективи «великої нафти» Західного Сибіру. З 1920 р. професор, з 1922-го ректор Московської гірничої академії, з 1930 р. ректор, завідувач кафедри геології і нафтових родовищ Московського нафтового інституту. З 1936 р. І. М. Губкін – віце-президент АН СРСР. У книзі «Вчення про нафту» (1932) розробив основи теорії походження нафти, умови формування її покладів. Керував дослідженнями Курської магнітної аномалії. Його іменем названий Російський університет нафти і газу, який був заснований І. М. Губкіним.

Видобуток вугілля

Вугілля використовувалось як паливо ще на підприємствах індустріальної епохи. Нині основним джерелом енергії є нафта,

Digitized by ABORIGINAL

проте вугілля й досі залишається важливим ресурсом, особливо у країнах, що розвиваються. Серед усіх викопних видів палива вугілля найпростіше у використанні, проте видобувати його важко й небезпечно, оскільки воно належить до осадових порід.

Найдавнішими вугільними шахтами були неглибокі шахти, які закладали там, де пласти вугілля залягали близько до поверхні. З часом ці пласти вичерпувалися, й гірникам доводилося копати глибше, щоб дістатися пластів у надрах землі. На початку XVII ст. довжина деяких шахт у Європі сягала понад 1 км, а навколо них почали утворюватися відвали породи, які стали характерною ознакою гірничопромислових районів у всьому світі. В процесі видобування вугілля постійно існує ризик осідання породи та прориву підземних вод. Що давнішою є шахта, то більша ймовірність подібних аварій.

Сьогодні значна частина вугілля видобувається відкритим способом. При цьому розробка кар'єру здійснюється, як правило, потужними екскаваторами або самохідними буровими установками, що видобувають вугільні пласти. Порівняно з шахтним способом таке видобування значно дешевше й безпечніше, однак повністю руйнує природний ландшафт. У багатьох родовищах уміст вугілля у породі не перевищує 10%. Решта – це порожня порода, що накопичується у вигляді відвалів та териконів. Оскільки вона не містить ґрунту і характеризується високим умістом мінералів, ця порода практично не придатна для життя рослин. Щоправда, в останні роки вчені вивели нові види, які здатні рости на териконах. З їх допомогою та при старанному проведенні рекультиваційних робіт негативний вплив відвалів можна зменшити.

Паливні ресурси

Запаси вугілля на Землі становлять приблизно 1000 млрд тонн. Цього вистачить на декілька століть, якщо рівень його споживання не зміниться. З екологічних міркувань використання вугілля, ймовірно, буде обмежене (*рис. 4.4, 4.5*). Запасів природного газу вистачить щонайменше на 100 років. Важко визначити обсяги запасів нафти. Постійно знаходять нові родовища, чому сприяє удосконалення технологій нафтового видобутку. Однак деякі експерти вважають, що рентабельні нафтові родовища можуть вичерпатися через 50 років (*рис. 4.6, 4.7*).

Digitized by ABORIGINAL

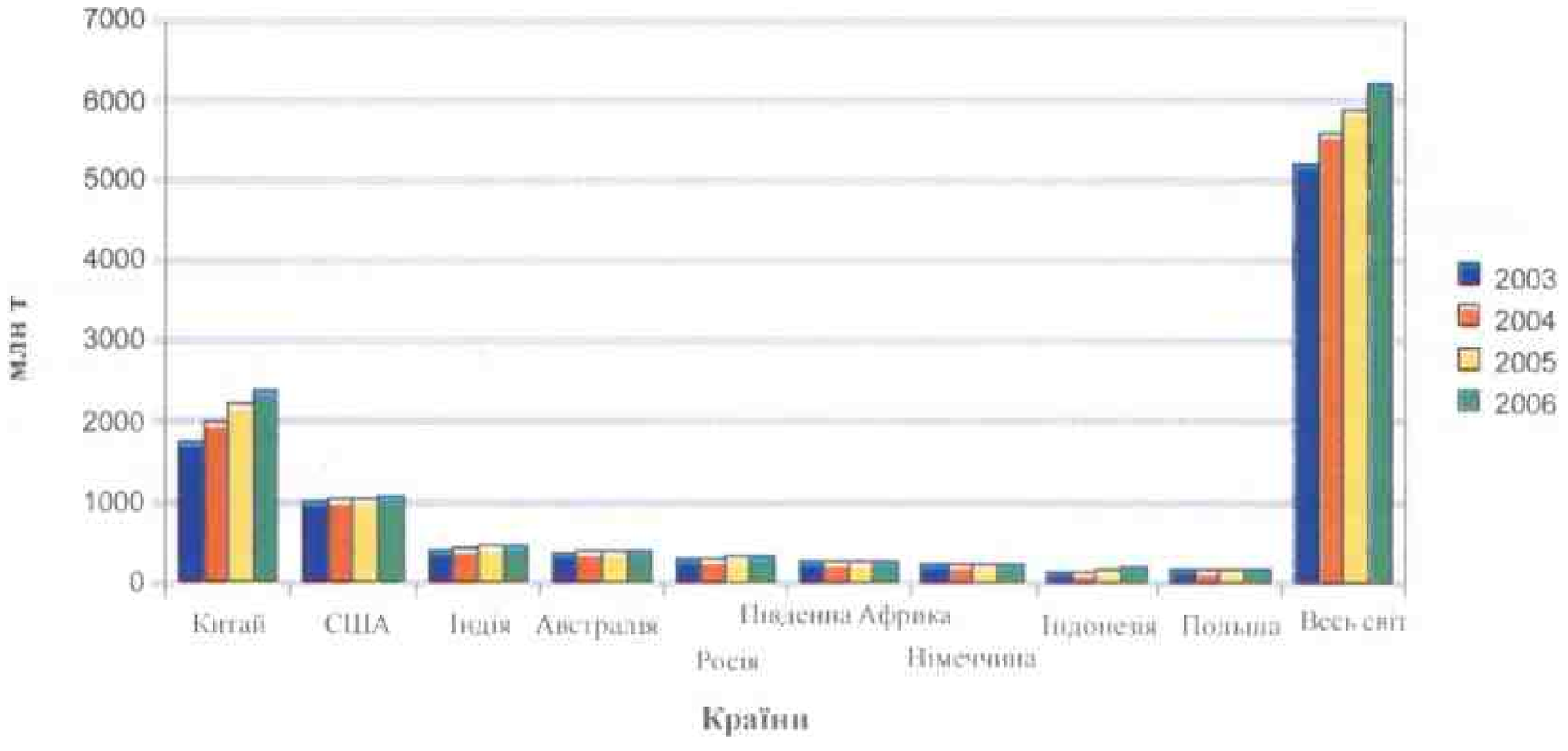


Рис. 4.4. Видобуток вугілля у світі

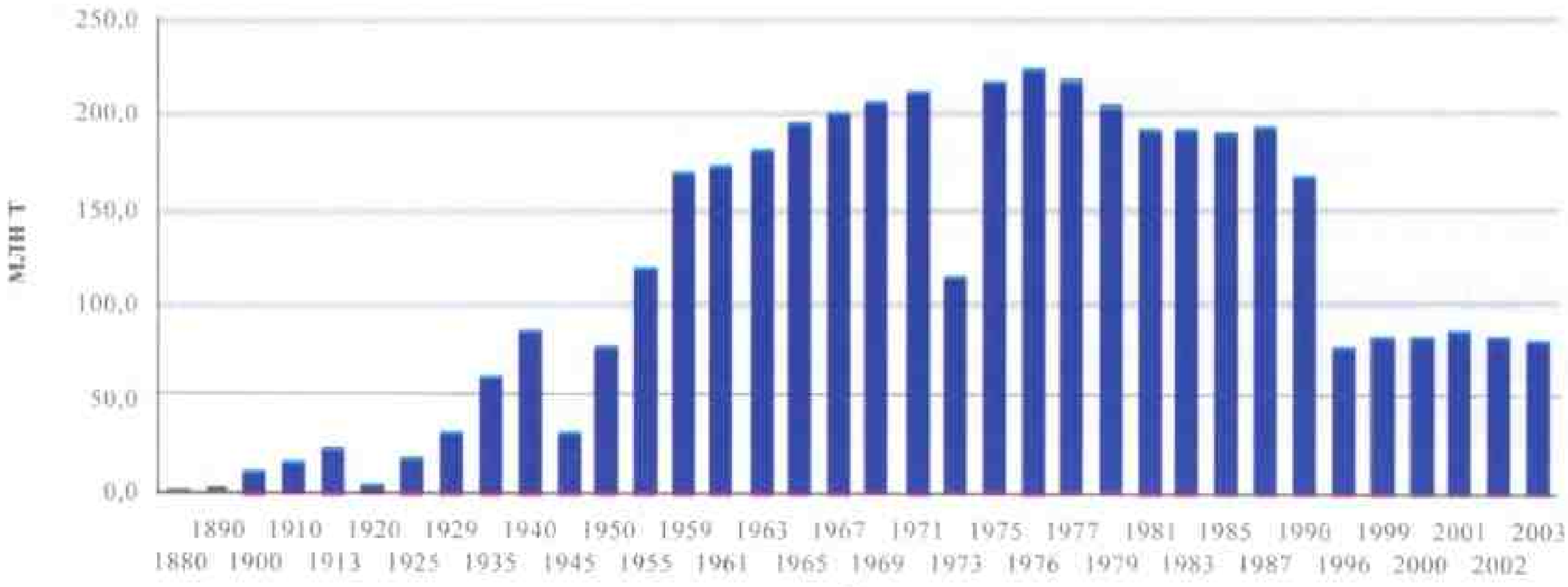


Рис. 4.5. Вугледобування в Україні, млн т

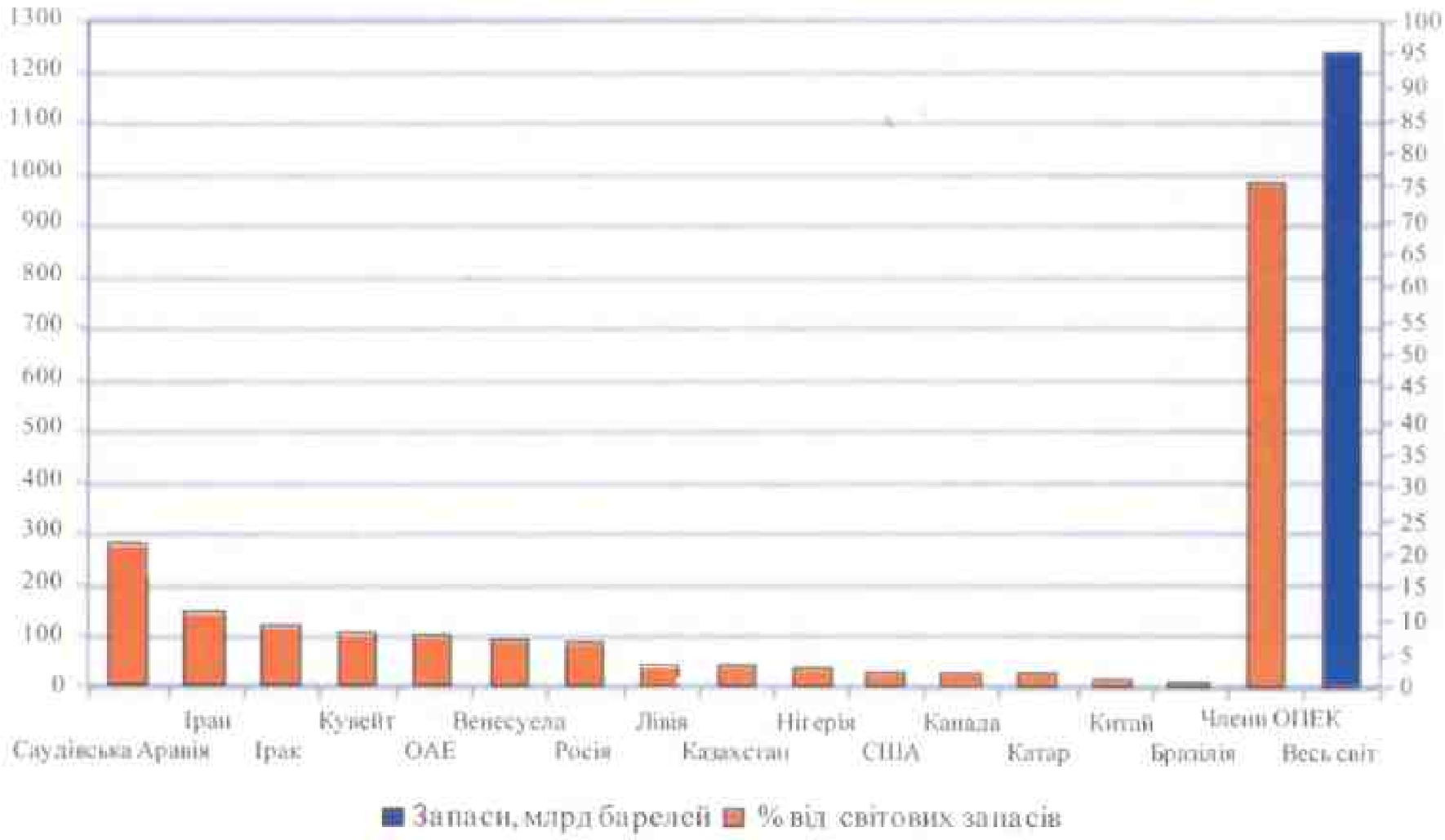


Рис. 4.6. Країни з найбільшими запасами нафти, за даними Statistical Review, 2008

Digitized by ABORIGINAL

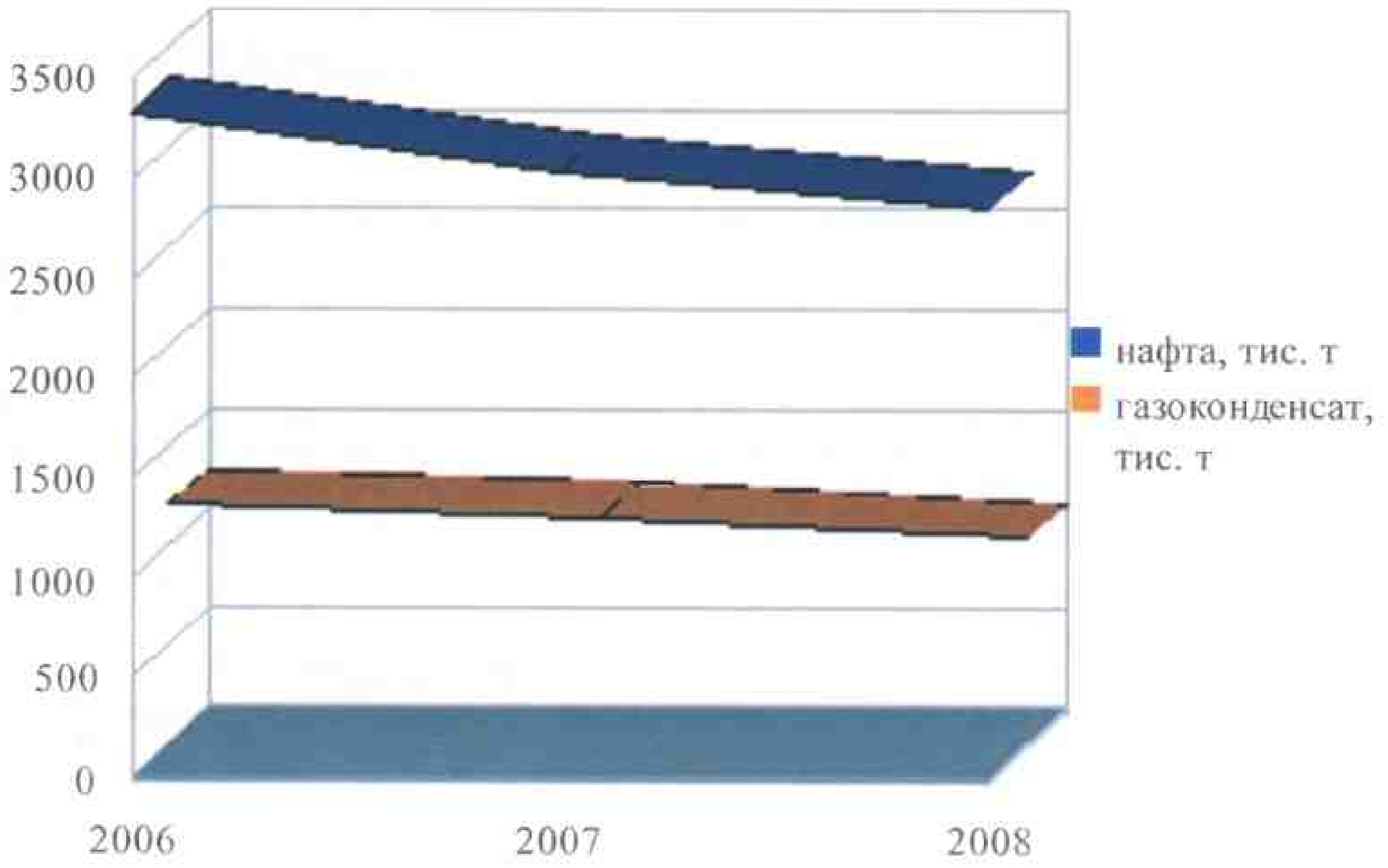


Рис. 4.7. Нафто- та газодобування в Україні

Digitized by ABORIGINAL

РОЗДІЛ 5

ВІК ЗЕМЛІ ТА ГІРСЬКИХ ПОРІД

5.1. Історія Землі, її минуле

Впродовж останніх 200 років учені вивчали земні надра, знаходили в них рештки найдавніших тварин та рослин, і таким чином відтворювали історію нашої планети. В нашій Сонячній системі Земля утворилася близько 4560 млн (4,56 млрд) років тому і мала вигляд розжареного кам'янистого тіла. Примітивне життя вперше виникло близько 4000 млн років тому в океанах, а звідти почало поширюватися повсюди, дедалі урізноманітнюючись. Еволюційний шлях органічного світу був зовсім нелегкий. Природні умови Землі постійно змінювалися під впливом тектонічних процесів, вулканічних виверженъ, метеоритних ударів, що призводило до суттєвих змін поверхні Землі та коливань кліматичних умов. Тому життя не раз зазнавало серйозних загроз, іноді з катастрофічними наслідками.

5.2. Геологічний час

Геологи використовують дані з багатьох джерел, що допомагає їм відтворити довгу історію Землі та зрозуміти, яку частину вона становить від набагато тривалішої історії Всесвіту. Важливу інформацію про ранню історію Землі вчені отримують, вивчаючи позаземні тіла, що потрапляють на Землю, такі як метеорити, спостерігаючи інші планети та супутники Сонячної системи. Дослідження гірських порід, мінералів та скам'янілостей, що залягають на поверхні, дають змогу судити не тільки про будову верхнього шару земної кори, а й про склад значно глибших пластів. Такі дослідження дають інформацію про геологічні події (потужні рухи земної кори), кліматичні коливання, про склад атмосфери і гідросфери та про еволюцію життя на планеті. Ще в XIX ст. про це писав видатний російський геолог І. В. Мушкетов.

5.3. Скам'янілості

Скам'янілості – це рештки стародавніх біологічних форм, поховані в гірських породах. Це можуть бути і мікроскопічні скелети водоростей, і кістяки велетенських динозаврів чи китів. Біологічні форми зберігаються по-різному, окрім скам'янілих черепашок та скелетів зустрічаються численні сліди їхнього минулого (нори, відбитки кінцівок) або продукти життєдіяльності (біологічні

Digitized by ABORIGINAL

МУШКЕТОВ Іван Васильович
(1850–1902)

І. В. Мушкетов народився на Дону у сім'ї козака, закінчив Петербурзький гірничий інститут, видатний російський геолог, дослідник Середньої Азії, Уралу, Кавказу. Обґрунтував тектонічну будову Середньої Азії та склав перші геологічні карти Тянь-Шаню, Паміру, Туранської низовини. Вивчав золоторудні родовища Уралу, льодовики Паміру. Автор двотомної монографії «Туркестан» та багатьох інших праць. Досліджував астраханські степи, Крим, Руську платформу. Вивчав сейсмічність Киргизії, склав перший каталог землетрусів Росії. Був прекрасним професором, мав багато талановитих учнів, серед них – знаменитий мандрівник, геолог, письменник В. А. Обручев.

молекули), або зберігаються цілі тіла (наприклад, комахи в бурштині). Відомі також рідкісні знахідки викопних тварин, у котрих залишилися м'які частини тіла, за якими можна скласти уявлення про розмаїття стародавніх життєвих форм та про їх біологію. Найбільша кількість викопних решток залишилася після морських організмів з твердими мінеральними оболонками, наприклад, черепашок молюсків.

Знахідки різних скам'янілостей та слідів життєдіяльності підтверджують, що життя зародилося в морях близько 3800 млн років тому, і з того часу воно поступово поширилося всюди – на суходолі, у прісних водоймах та в повітрі (*рис. 5.1*).

5.4. Відносний вік гірських порід

Деякі породи складаються з послідовних шарів (пластів), що утворилися внаслідок природних процесів. Відносно молоді шари залягають над давнішими. Досліджуючи скам'янілості, що містяться в шарах гірських порід, геологи порівнювали (корелювали) пласти по всій Земній кулі. На основі комплексу викопних організмів, що містяться в породах, вдалось дізнатися, які шари древніші, які молодші, тобто визначити їх відносний вік. Розташувавши пласти гірських порід в їх природній послідовності, геологи побудували стратиграфічну та геохронологічну шкалу, яка відтворює всю історію Землі.

5.5. Абсолютний вік гірських порід

До появи радіоізотопного методу датування (початок XX ст.) не існувало жодного ефективного способу визначення віку мінералів, гірських порід та скам'янілостей. Відкриття радіоактивних ізотопів деяких елементів (свинцю, вугілля, цирконію та інших) у складі мінералів, явища їх розпаду з утворенням нових ізотопів і швидкості

Digitized by ABORIGINAL

такого розпаду для кожного ізотопу дало змогу визначати вік мінералів. Можливості радіодатування обмежені, бо залежать від виду елемента. Наприклад, за допомогою радіовуглецевого методу можна визначити вік тільки тих природних об'єктів, що налічують до 50 тис. років.

Трилобіт

Корал

Амоніт

Відбиток папороті

Комаха в бурштині

Скелет викопного хребетного

Рис. 5.1. Скам'янілості та відбитки тварин і рослин

Для встановлення віку гірських порід у роках застосовується декілька різних геохронологічних методів, що основані на явищі *радіоактивного розпаду*. При цьому використовуються передусім

Digitized by ABORIGINAL

радіоактивні ізотопи урану, торію, рубідію, калію, вуглецю і водню – ^{238}U, ^{235}U, ^{232}Th, ^{87}Rb, ^{40}K, ^{14}C, ^{3}H. Вказані ізотопи не стабільні; вони спонтанно розпадаються з характерними швидкостями розпаду, які можуть бути виражені періодами напіврозпаду.

Один із ізотопів урану ^{238}U розпадається, проходячи через ряд проміжних елементів, до ^{206}Pb. А ізотоп ^{235}U також послідовно розпадається до ^{207}Pb. Другий ізотоп урану ^{235}U, переходить в інший ізотоп свинцю ^{207}Pb. Таким чином, співвідношення кожного радіогенного елемента свинцю до свого материнського ізотопу дає можливість незалежно визначати вік породи з первинними урановими мінералами.

Для того, щоб визначити вік, необхідно знайти відношення ваги новоствореного елемента до ваги материнського елемента (*рис. 5.2*).

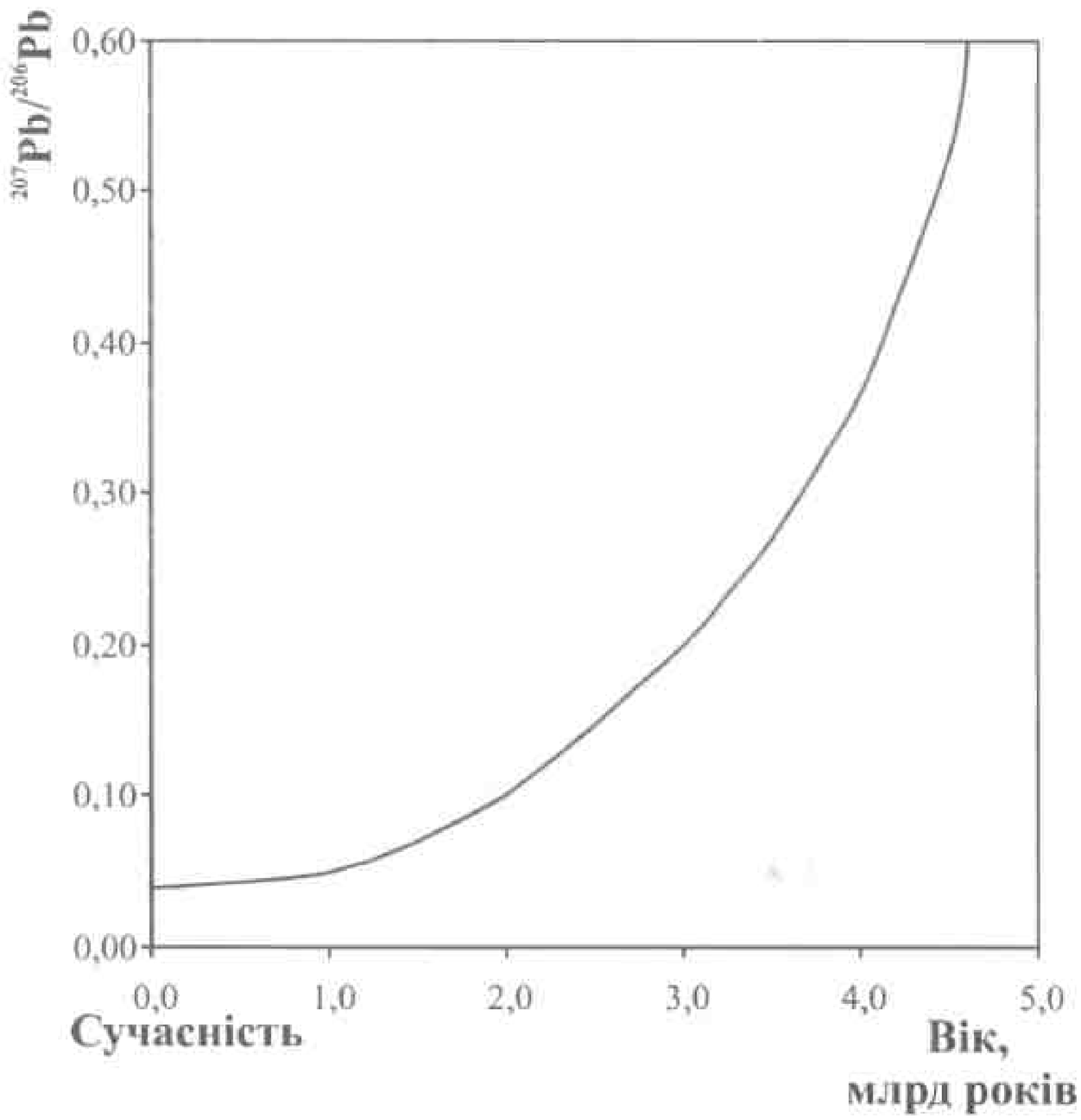


Рис. 5.2. Графік залежності відношення $^{207}Pb/^{206}Pb$, що дає змогу визначити абсолютний вік в інтервалі між прийнятим початковим значенням і 4,6 млрд років

Радіоактивні ізотопи відіграють роль атомного годинника, що почав відлік часу з моменту кристалізації мінералів. Жодний із названих елементів не встиг зникнути повністю.

Digitized by ABORIGINAL

РОЗДІЛ 6

РУХИ ЗЕМНОЇ КОРИ ТА ЇХ РЕЛЬЄФОУТВОРЮЮЧА РОЛЬ. КОЛИВАЛЬНІ РУХИ. ТЕКТОНІЧНІ ДЕФОРМАЦІЇ. СКЛАДЧАСТІ ТА РОЗРИВНІ ПОРУШЕННЯ

6.1. Складчастість

Накопичення осадів відбувається, як правило, на дні морських чи прісноводних басейнів, які у більшості випадків представляють поверхню, близьку до горизонтальної. Кожна порція осаду, що випала на цю поверхню, залягає на ній у вигляді більш-менш протяжного шару. Тому спочатку шари гірських порід мають горизонтальне залягання. На геологічній карті межі таких шарів, при виході їх на денну поверхню, збігаються з топографічними горизонталями чи проходять між ними. При цьому на підвищених ділянках рельєфу спостерігаються молодші породи, а в ярах, долинах, зниженнях рельєфу – розташовуються древніші відклади (*рис. 6.1*).

Але у природі так буває далеко не завжди. В багатьох випадках, особливо в гірських районах, ми зустрічаємося з порушеним заляганням шарів осадових порід. Вони нахилені більш-менш круто або вигнуті, чи навіть розірвані. Часом зустрічаються товщі з шарами, що залягають вертикально.

Зміни в первісному заляганні шаруватих товщ називаються *тектонічними порушеннями* (чи тектонічними дислокаціями). Серед них розрізняють головні форми: нахилені залягання, складчасті порушення і розривні порушення.

Нахилене залягання – найпростіший вид тектонічного порушення. Випадком нахиленого залягання є *моноклінальне залягання*. Монокліналь – це самостійна тектонічна структура, у межах якої шари мають нахил тільки в одному напрямку і постійний кут падіння. Прикладом такого залягання може бути залягання відкладів крейдового та палеогенового віку Гірського Криму, де шари нахилені на захід та північний захід з кутами падіння 5–10°.

Тектонічні напруження в земній корі призводять до деформації горизонтально залягаючих шарів та утворення ***складок*** – хвилеподібних вигинів шарів гірських порід (*рис. 6.2*).

Digitized by ABORIGINAL

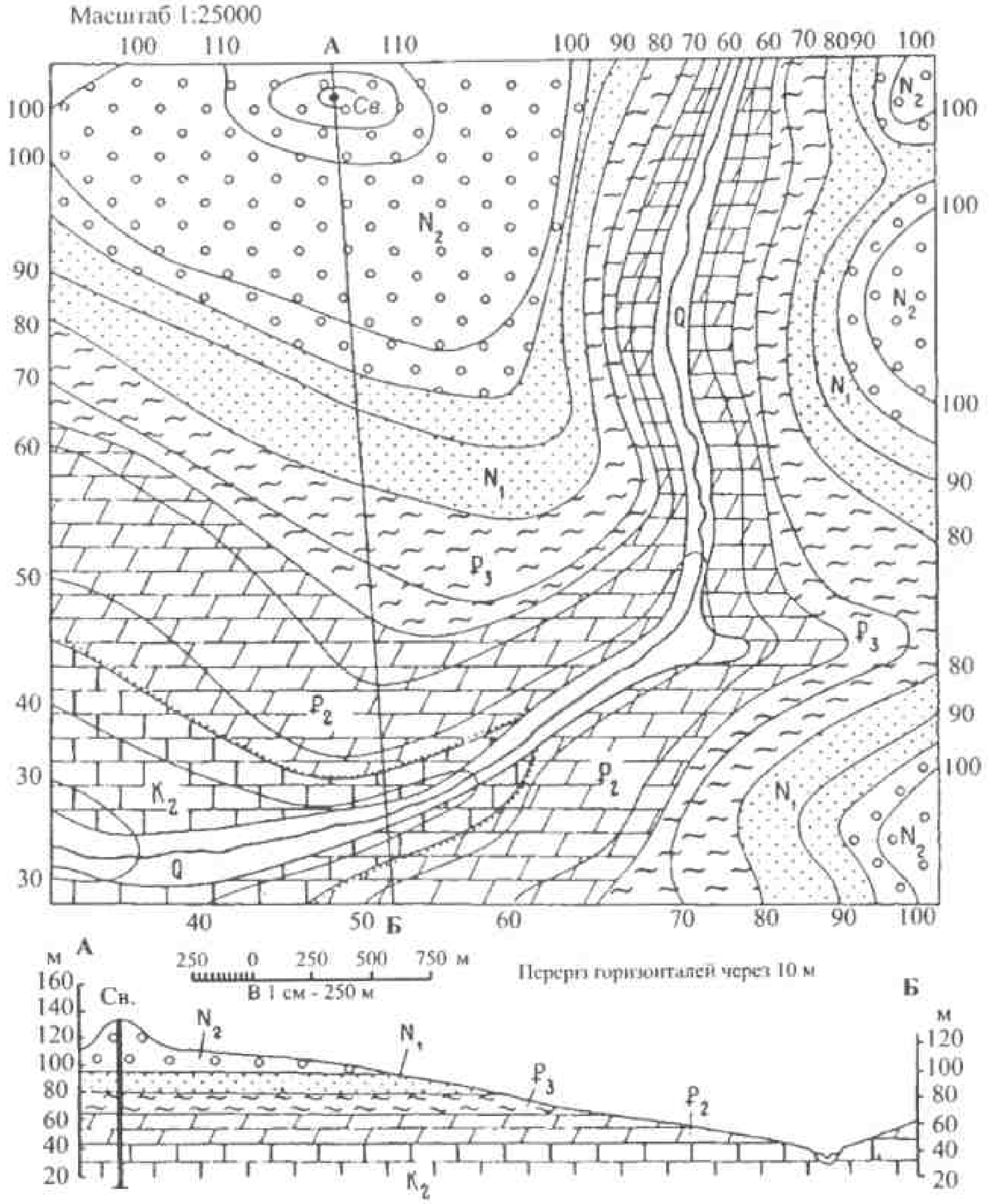


Рис. 6.1. Геологічна карта та геологічний розріз району з породами, що залягають горизонтально

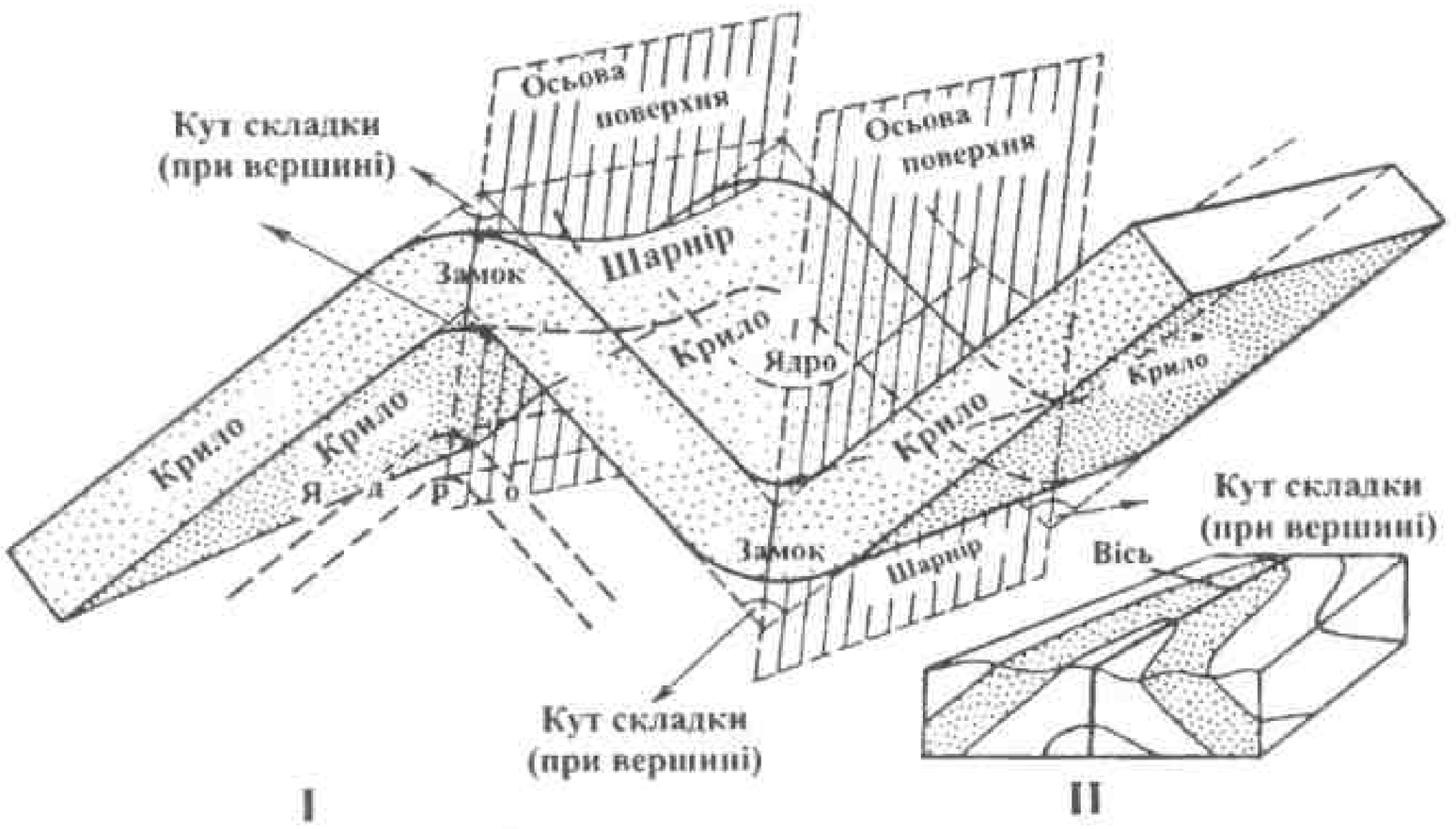


Рис. 6.2. Схематичне зображення двох суміжних складок з показом їх елементів (I), осьова площина та вісь складки на плані та в розрізі (II)

Digitized by ABORIGINAL

В складках виділяють основні *елементи*:

1) крила – бокові частини складки;

2) замок – ділянка перегину чи переходу одного крила в інше;

3) ядро – внутрішня частина складки, що знаходиться між її крилами і замком;

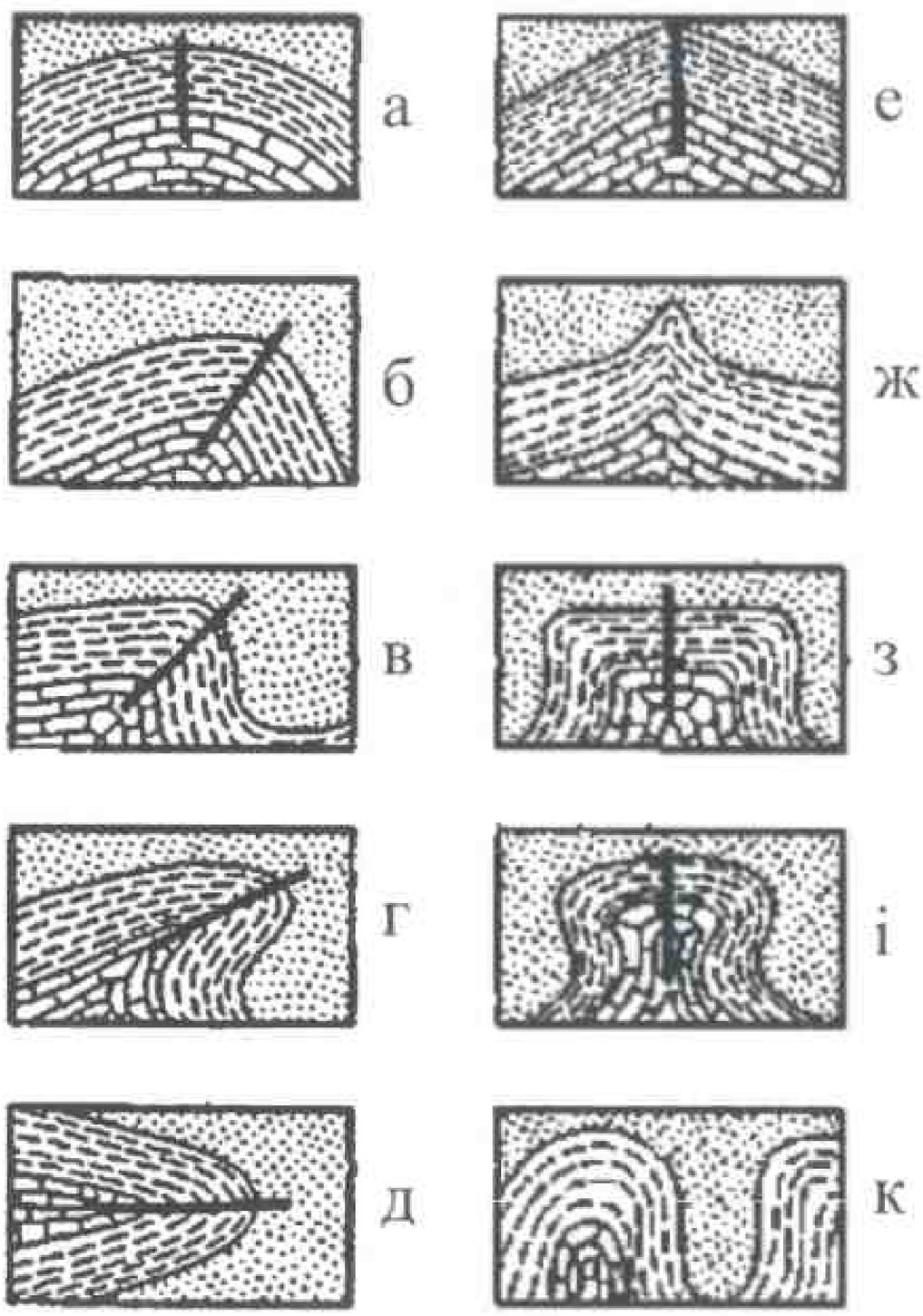
4) осьова поверхня – поверхня рівновіддалена від крил складки;

5) шарнір складки – лінія перетину поверхні одного шару складки з її осьовою поверхнею;

6) вісь складки – лінія перетину осьової поверхні з горизонтальною площиною.

Складки, в ядрі яких знаходяться молодші породи, ніж на крилах називаються *синклінальними.* Складки, в ядрі яких залягають древніші породи, ніж на крилах називаються *антиклінальними.* У вертикальному розрізі не перекинуті синклінальні складки вигнуті донизу, антиклінальні увігнуті наверх. Для визначення типу складок на геологічних картах, треба дивитися на вік порід в ядрі та на крилах.

За характером нахилу осьової поверхні розрізняють складки: прямі, похилі, лежачі, перекинуті (*рис. 6.3*).



За нахилом осьової поверхні: а – пряма; б – коса; в – флексура; г – перекинута; д – лежача; *за формою замка:* е – гострокутна; ж – гребенеподібна; з – коробчаста; і – віялоподібна; к – ізоклінальна

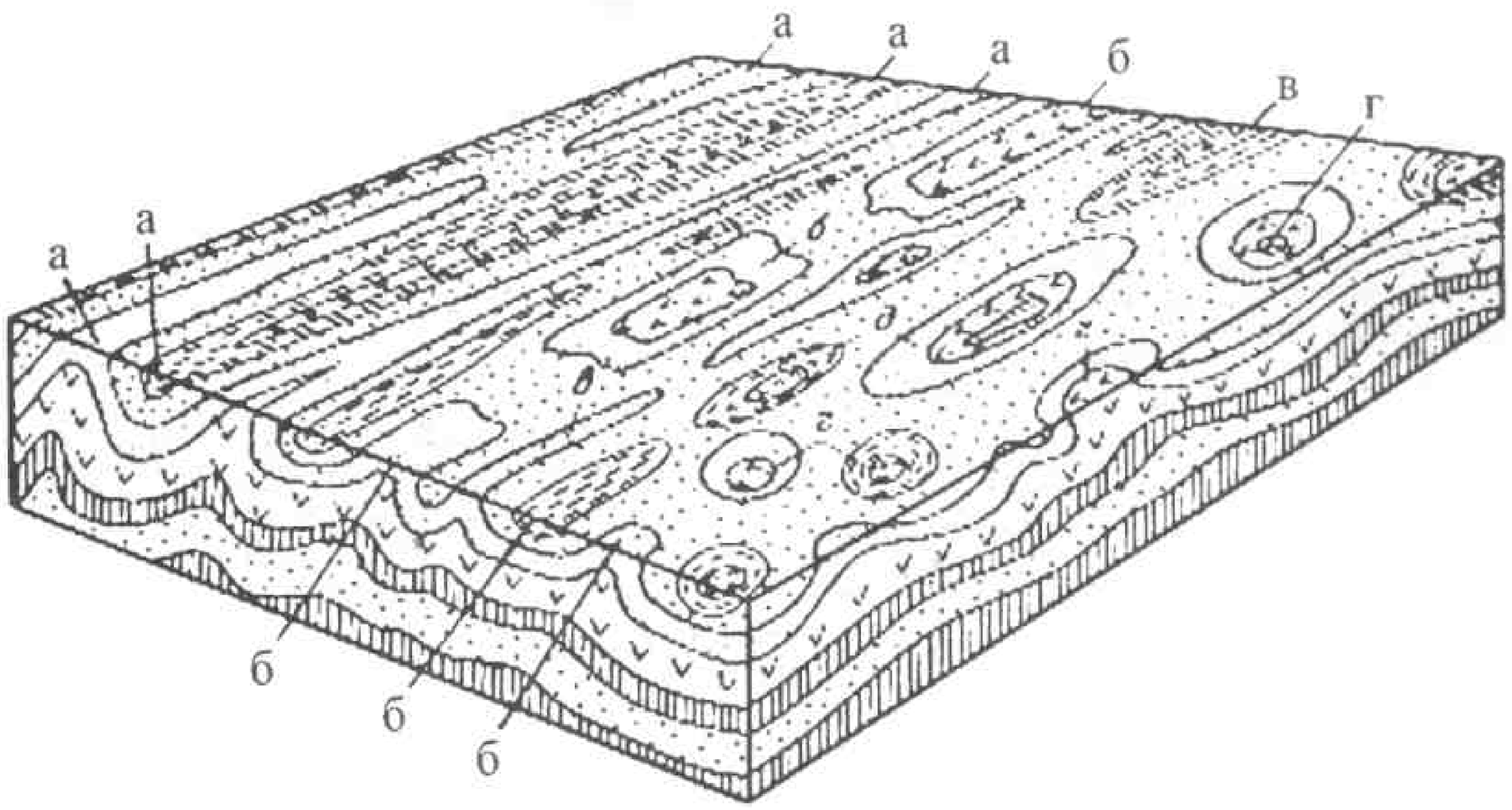
Рис. 6.3. Форми складок (за нахилом осьової поверхні і за формою замка)

Digitized by ABORIGINAL

Пряма *(симетрична)* складка – її осьова площина вертикальна. ***Коса*** *(похила)* складка – її осьова площина нахилена, крила падають у протилежних напрямках і під різними кутами. ***Флексура*** – складка у вигляді колінчастого вигину шарів. ***Перекинута*** складка – осьова площина нахилена, обидва крила падають в один бік. ***Лежача*** складка – осьова площина горизонтальна, крила близькі до горизонтального положення, й одне з них перевернуте.

За формою замка складки бувають дуже різноманітні. Зустрічаються: гострокутні, гребенеподібні, коробчасті чи сундучні, віялоподібні складки *(див. рис. 6.3)*.

На геологічних картах у плані розрізняють складки за співвідношенням їх довжини і ширини. Складки бувають: *лінійні* – складки, у яких довжина набагато перевершує ширину, вони зазвичай пролягають на великі відстані паралельно одна одній; *брахиформні (брахискладки)* – складки, у яких відношення ширини до довжини 1:3 і більше; *ізометричні* – складки, у яких відношення ширини до довжини майже дорівнює 1:1 (*рис. 6.4*).



а – лінійні, б, в, д – брахиформні, г – ізометричні

Рис. 6.4. Форми складок

6.2. Системи розломів

Серед ***розривних дислокацій*** розрізняють два підтипи: *тріщини* – розриви без зсуву розділених ними блоків та *розриви із зміщенням*, або *тектонічні розриви*.

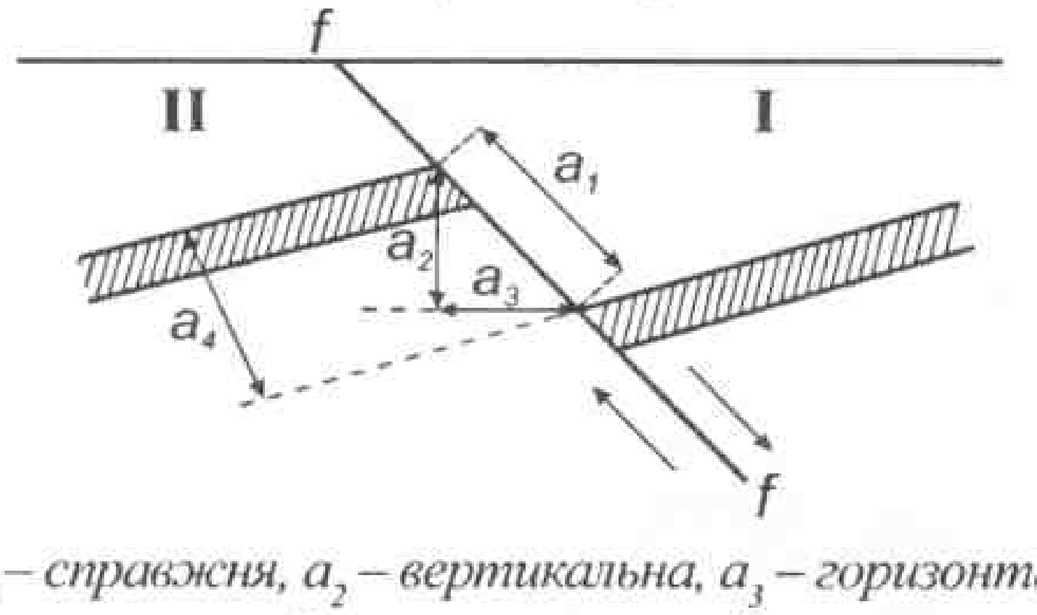
Тектонічний розрив являє собою розрив цілісності гірських порід. Це тріщина, якою один блок змістився відносно іншого.

Digitized by ABORIGINAL

Поверхня, якою відбувається зсув блоків, називається *площею зміщення.* Блок, відносно опущений, називається *опущеним крилом,* відносно піднятий – *піднятим крилом* (*рис. 6.5*). Розрізняються також *лежачі* та *висячі* крила: вони визначаються тим, що поверхня зміщення перекриває лежаче крило і підстилає висяче.

Серед безлічі різних форм тектонічних розривів можна виділити основні, що зустрічаються найчастіше: скиди, підкиди чи насуви і тектонічні зсуви.

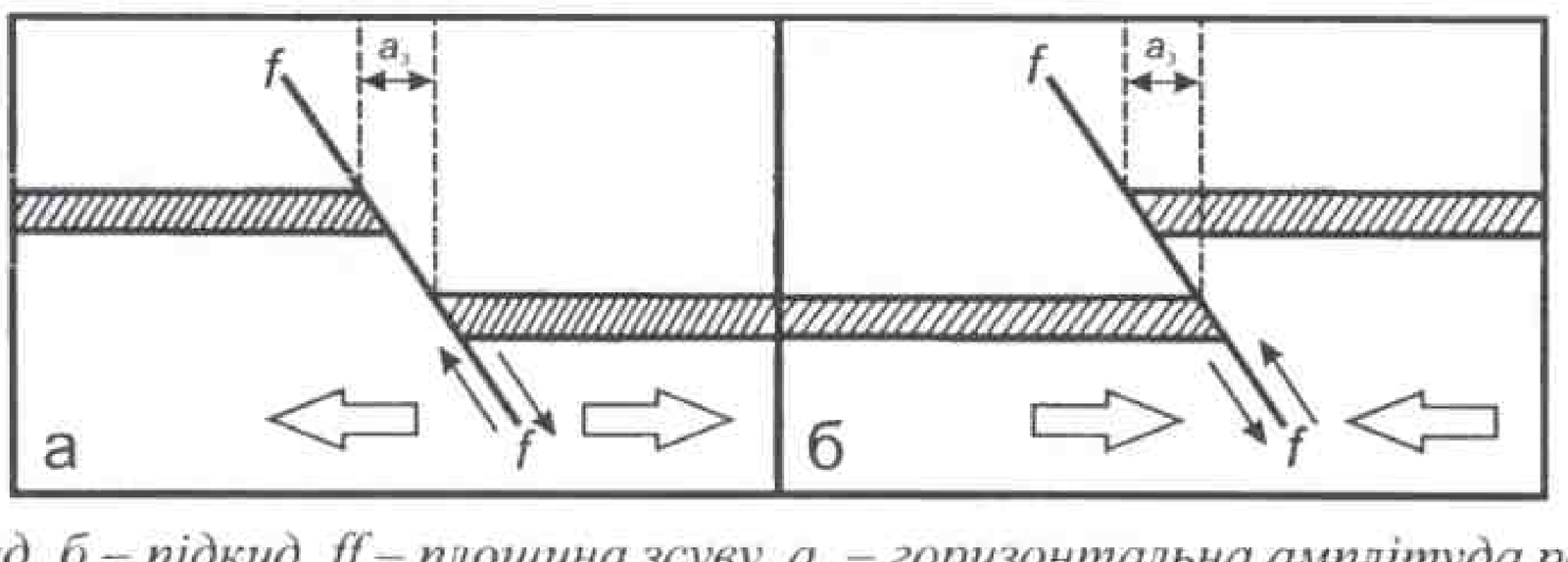
Скиди – тектонічні розриви, при яких лежаче крило підняте, а висяче – опущене. Площа зміщення падає вбік опущеного крила, кут падіння може бути будь-яким, але найчастіше пролягає в межах від 40 до 60°. У зоні скиду блок земної кори подовжується на величину a_3 (горизонтальна амплітуда). Отже, скиди потрібно вважати деформацією розтягання, тобто деформацією сколювання в умовах розтягання земної кори.



a – амплітуда, a_1 – справжня, a_2 – вертикальна, a_3 – горизонтальна, a_4 – стратиграфічна; I – висяче крило, II – лежаче крило, ff – площина скиду чи зміщення

Рис. 6.5. Геометричні елементи скиду

Підкиди – тектонічні розриви, при яких лежаче крило опущене, а висяче – підняте і в яких поверхня розриву нахилена в бік піднятого блоку, кут падіння найчастіше близько 45°. При куті падіння площини зміщення менш ніж 45° – говорять про *насуви.* У зоні підкиду блок земної кори скорочується на величину a_3 (горизонтальна амплітуда). Отже, підкид потрібно вважати деформацією сколювання в умовах стискання земної кори (*рис. 6.6*).



а – скид, б – підкид, ff – площина зсуву, $a_з$ – горизонтальна амплітуда розриву

Рис. 6.6. Тектонічні розриви

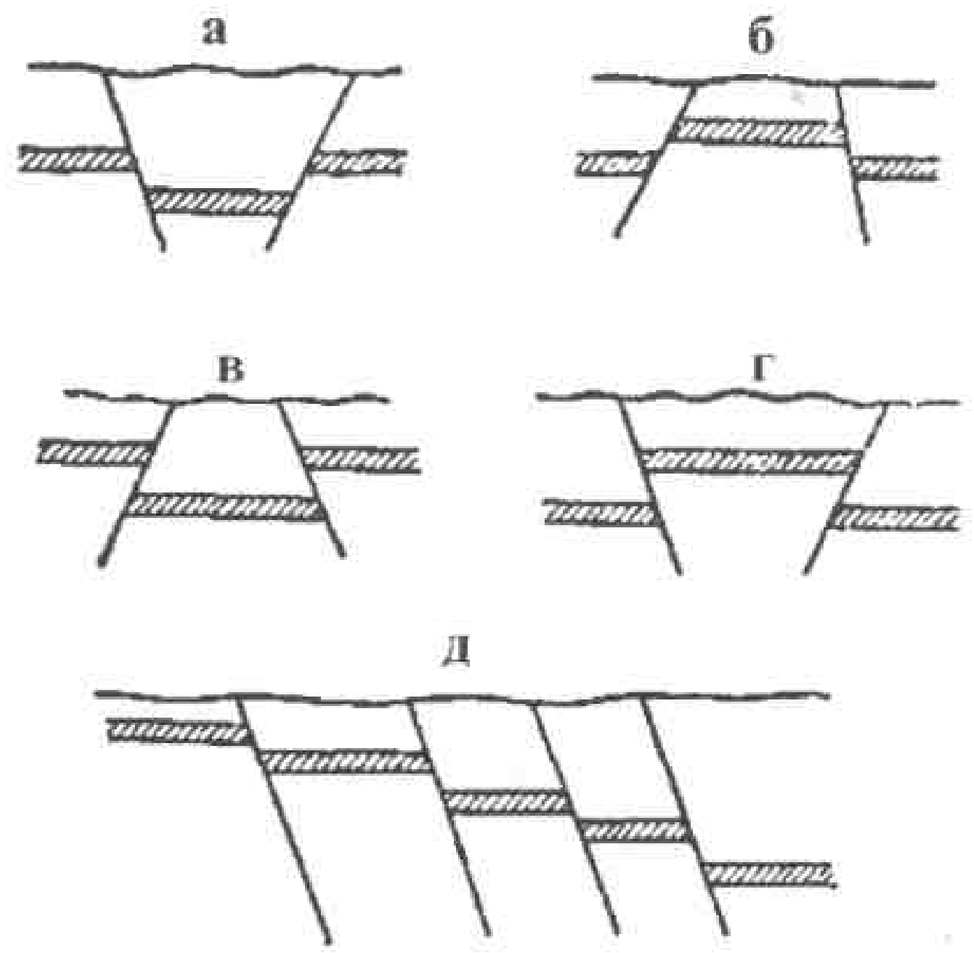
Digitized by ABORIGINAL

Тектонічні розриви, особливо скиди, зазвичай зустрічаються групами, часто утворюючи східчасті структури. Депресії, обмежені скидами, що падають назустріч один одному, мають назву *грабени.* Западини Байкалу і Червоного моря, долина Рейну (ФРН), долина Салгиру (Крим), западини Східно-Африканських озер являють собою такі грабени (рис. 6.7). Великі грабени та їх системи, які простягаються на сотні й тисячі кілометрів, мають ширину у десятки, а в глибину – в декілька кілометрів, називаються *рифтами* та *рифтовими системами.* Прикладом можуть бути Байкальський рифт, Східно-Африканський рифт та інші. Рифти зустрічаються не тільки на континентах, а також в океанах, ускладнюючи серединно-океанічні хребти.

Підняття, обмежені скидами чи підкидами, називаються *горстами.*

Шари алохтону можуть залягати майже горизонтально чи бути зім'ятими в складки. Автохтон може бути відкритий, відслонюватися з-під алохтону в глибоких долинах чи у розмитих ядрах антиклінальних складок алохтону. Такі ділянки називаються *тектонічними вікнами.* Нерідко алохтон буває розмитим. Від нього залишаються лише окремі рештки, що зазвичай зберігаються на вершинах височин. Вони називаються *кліпами.*

Невеликі, але складно побудовані грабени з'являються нерідко на вершині (у «апікальній» частині) соляних куполів, торкаючись осадової породи покрівлі. Скиди розсікають вершину купола в різних напрямках, по радіусах і концентричних колах, розбиваючи покрівлю на ряд блоків, що переміщуються один до іншого у вертикальному напрямку. Часто при цьому утворюються східчасті скиди.

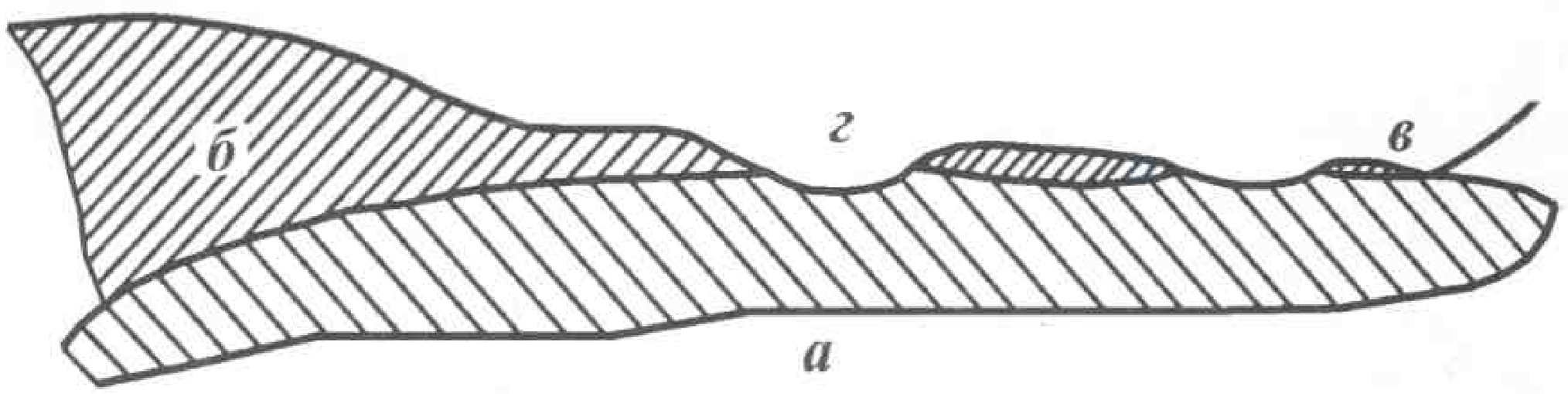


а – грабен, б – горст, в – рамп, г – горст, обмежений насувами, д – східчасті скиди

Рис. 6.7. Структури, створені сполученням тектонічних розривів

Digitized by ABORIGINAL

Особливо великий розмір горизонтальних переміщень при утворенні насувів з майже горизонтальною, іноді хвилястою поверхнею, які іменуються *тектонічними покривами* або *шар'яжами* (*рис. 6.8*). Горизонтальне перекриття одних шарів іншими в результаті утворення шар'яжу може досягати десятків, іноді сотень кілометрів. Тіло шар'яжу називається *алохтоном.* Воно представляє пластину товщиною в кілька сотень метрів чи кілометрів, що перекриває ложе шар'яжу чи *автохтону.*



а – автохтон, б – алохтон, в – останець, г – тектонічне ерозійне вікно

Рис. 6.8. Схема будови шар'яжу

Насуви та шар'яжи дуже характерні для складчастих систем, наприклад Карпат, Кавказу, Уралу та ін. Вони утворюються майже одночасно зі складками в умовах горизонтального стиснення. На пізніших стадіях розвитку складчастих систем їхня будова ускладнюється скидами і тектонічними зсувами. *Тектонічні зсуви* – це тектонічні розриви з переміщенням крил, в основному, в горизонтальному напрямі, вздовж простягання поверхні розриву. Вони орієнтовані, як правило, під кутом до напрямку тектонічних сил, що діяли, і мають круту чи вертикальну площину зсуву.

Площини зміщення тектонічних розривів виражені по-різному, залежно від складу і фізичного стану порід. Іноді вони ніби відполіровані. Тоді їх називають *дзеркалами ковзання*. На дзеркалах нерідко видні горизонтальні і косі штрихи, борозни. Вони дозволяють визначити напрям зміщення.

В інших випадках породи в районі розриву піддавалися подрібленню і перетворилися в тектонічну брекчію чи брекчію тертя. Брекчія тертя заповнює тріщину розриву і представляє скупчення подрібнених уламків порід, що зцементовані яким-небудь вторинним мінералом – кальцитом, окислами заліза, кремнеземом.

Тверді породи іноді виявляються перетертими до стану борошна. Таке місиво називається *мілонітом.* Часто м'які породи перетерті до стану глини чи алевроліту, в цю масу включені кутасті брили

Digitized by ABORIGINAL

різного розміру. Такі утворення називаються *тектонічним меланжем* і часто залягають у підошві шар'яжів.

Розглянемо ***польові ознаки розривних порушень.*** Тектонічні розриви далеко не завжди виявляються з повною ясністю. Лінія розриву, тобто вихід поверхні розриву на поверхню землі, часто буває не помітною, закрита рослинністю, не виражена в рельєфі. За якими ж ознаками можна знайти розрив при польових дослідженнях? На існування в даному місці тектонічного розриву вказують наступні ознаки:

1. Контакт товщ різного віку, тобто наявність контакту між такими товщами, що у нормальному розрізі розділені іншими, проміжними товщами.

2. Розходження в елементах залягання, на крилах, що контактують по поверхні розриву.

3. Наявність тріщини, вздовж якої відбувся розкол і відносне переміщення крил. Тріщина, розкрита ерозією, часто проявляється дзеркалами ковзання чи брекчіями тертя.

4. Відображення розриву в рельєфі поверхні землі. Часто можна відзначити наявність виступу, що відповідає піднятому крилу.

5. Виходи ключів, джерел, гарячих вод, що тягнуться уздовж однієї лінії, а саме лінії розриву.

6. Наявність різко виражених гравітаційних чи магнітних аномалій лінійної конфігурації або різких перепадів (високих градієнтів) геофізичних полів.

При вивченні тектонічних порушень, як складчастих, так і розривних, дуже зручно користуватися аерофотознімками, на яких лінії розривів чітко виявляються навіть у таких умовах, коли безпосередні наземні спостереження майже нічого не дають.

На місцевості іноді буває важко визначити, який із блоків є опущеним, а який піднятим. Існує правило: на піднятому крилі на поверхню виходять давніші породи, які межують по лінії розриву з молодшими породами опущеного крила.

Глибинні розломи. Глибинні розломи відрізняються насамперед масштабами: це розриви довжиною в сотні, а іноді й тисячі кілометрів, які на десятки чи сотні кілометрів заглиблюються в товщу Землі. Для них характерна виразна витриманість простягання; часто вони, незважаючи на свою довжину, майже прямолінійні.

Глибинні розломи – це структури, виражені цілою системою звичайних розривних порушень. Вони «живуть» дуже довго: у ряді

Digitized by ABORIGINAL

випадків вони виникли ще на початку палеозойської ери і потім проявляли свою активність протягом усіх наступних періодів аж до дійсного часу. Нарешті, вони, як правило, розділяють зовсім різні ділянки земної кори – різні за історією розвитку, складом порід, сучасною структурою.

Глибинний розлом може бути виражений флексурою, що знаходить відображення у рельєфі підошви кори, або він може бути представлений ланцюжком магматичних порід, що проникали по ньому до поверхні Землі в різні періоди її історії. Часто його виявляють за розташуванням гравітаційних аномалій або конфігурацією магнітних аномалій, у зв'язку з чим геофізичні методи дослідження набувають особливого значення для визначення місця утворення і трасування глибинних розломів.

Digitized by ABORIGINAL

РОЗДІЛ 7

ЗЕМЛЕТРУСИ. ЇХ РОЗПОВСЮДЖЕННЯ ТА СЕЙСМІЧНЕ РАЙОНУВАННЯ

7.1. Природа землетрусів. Вимірювання сили землетрусів

Землетруси – одне з найгрізніших явищ природи. Хоча на Землі щорічно відбуваються тисячі землетрусів, які реєструють точні прилади, великі землетруси стаються не частіше, ніж раз у 2–3 роки. Серед них багато таких, що носять руйнівний характер, знищуючи цілі міста і багато тисяч людських життів. Під час катастрофічних землетрусів відбуваються значні зміни рельєфу місцевості: деякі ділянки занурюються нижче рівня океану (Чилійський землетрус 1960 р.), моря чи озера (дельта р. Селенги на Байкалі під час землетрусу 1862 р.), іноді спостерігаються підняття суші чи морського дна, наприклад, до 16 м під час Аляскінського землетрусу 1964 р. У горах відбуваються зсуви й обвали, часто величезних розмірів.

Первинна причина землетрусів пов'язана з виділенням тепла у надрах Землі. Безпосередніми їх причинами є:

1) утворення тектонічних розломів і їх активізація;

2) вулканізм;

3) штучно викликане збудження надр та взаємний вплив названих факторів.

При виникненні тектонічних розломів відбувається подрібнення і зміщення прилягаючих до поверхні розриву порід. Як початкове подрібнення, так і наступне тертя та брекчування повздовж розлому викликає землетрус. Саме подрібнення може бути викликане трьома головними видами руху в земній корі: *стисненням, розтягуванням і горизонтальними відколами.*

На поверхні Землі землетруси проявляються у вигляді підземних поштовхів, спрямованих найчастіше вертикально вгору. Ці поштовхи не що інше, як прихід до поверхні Землі пружних коливань, збуджених миттєвими зсувами мас гірських порід в осередку землетрусу. Основна причина таких зсувів – переміщення в зонах тектонічних розривів, які раптово розвиваються. Такі розриви називаються *сейсмогенними* чи сейсмоактивними. Зазвичай вони проявляються по більш древніх розломах земної кори.

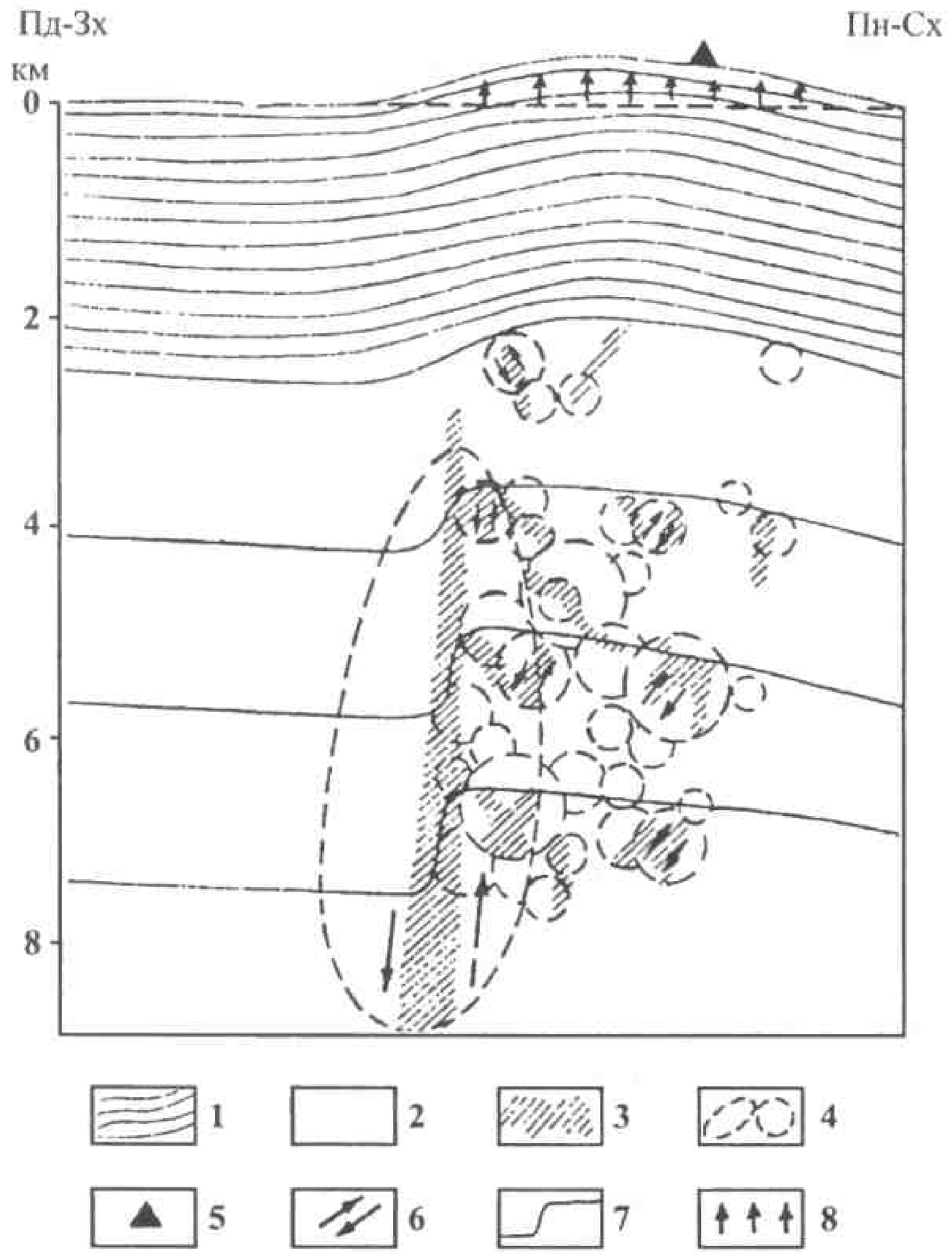
Переміщенням по розриву передує наростання напруг, яке відбувається доти, поки не перевершена границя пружності гірських

Digitized by ABORIGINAL

порід. Потім відбуваються нагромадження деформацій в осередку землетрусу, що призводить до руйнування гірських порід.

Повторні поштовхи, що, як правило, бувають слабшими, називають *афтершоками.*

У геофізиці виділився особливий напрямок, що вивчає землетруси і пов'язані з ними явища – *сейсмологія.* Основними поняттями та термінами, які використовуються в сейсмології, є: осередок землетрусу чи *гіпоцентр* (його ще називають фокусом), проекція осередку на земну поверхню – *епіцентр* землетрусу. Графічно механізм дії землетрусу показаний на *рис. 7.1.*



1 – мезозойсько-кайнозойські відклади; 2 – палеозойський фундамент; 3 – зони тектонічних розривів; 4 – гіпоцентральна область основного поштовху та його афтершоків; 5 – центральна сейсмічна станція «Ташкент»; 6 – характер переміщень гірських порід в осередку землетрусу; 7 – умовні межі гірських порід та характер їх скидового переміщення; 8 – підйом поверхні Землі за геодезичними даними

Рис. 7.1. Механізм деформації гірських порід під час Ташкентського землетрусу 25 квітня 1966 р.

Digitized by ABORIGINAL

Деякі сейсмічні хвилі обходять усю Землю та перетинають її наскрізь, інші ж, слабкіші, затухають на незначній віддалі. Інтенсивність сейсмічних хвиль, навіть якщо вона досить слабка, можна визначити і записати за допомогою прилада – *сейсмографу.*

Для визначення *інтенсивності* коливань ґрунту в епіцентрі служить сейсмічна *шкала Меркаллі*, заснована на ступені руйнування будівель та інших проявів землетрусів, яка вельми суб'єктивна і варіюється від місця до місця при одному і тому ж землетрусі. Але в країнах колишнього СРСР ця 12-бальна шкала прийнята досить широко (*табл. 7.1*). *Сила (чи енергія) землетрусів* вимірюється за *школою магнітуд Ріхтера.* Шкала названа ім'ям американського сейсмолога Чарльза Ф. Ріхтера (1890–1985). Класифікація землетрусів за магнітудами, заснована на оцінці енергії сейсмічних хвиль, що виникають при землетрусах. Магнітуда визначається за максимальною амплітудою коливань ґрунту, записаною на сейсмограмі, знятої на відстані 100 км від епіцентру. У шкалі використаний логарифмічний масштаб.

Магнітуда характеризує землетрус як цілісну, глобальну подію і не є показником інтенсивності, що відчувається в конкретній точці на поверхні Землі. Інтенсивність землетрусу, вимірювана в балах, залежить від віддалі до епіцентру. Залежно від глибини центру і типу гірських порід сила землетрусів з однаковою магнітудою може розрізнятися на 2–3 бали.

Чарльз Френсіс РІХТЕР
(1890–1985)

Американський сейсмолог Чарльз Ріхтер – професор Каліфорнійського технологічного інституту в Пасадене, США – один з творців географічної класифікації землетрусів, пов'язаних з геологічними процесами. У 1935 р. винайшов шкалу для вимірювання сили землетрусів, яку нині названо його ім'ям. За шкалою Ріхтера, що вчений розробив разом з Бено Гутенбергом (1880–1960), вдається точно виміряти силу кожного землетрусу за амплітудою коливань сейсмографа. Окрім того, Чарльз Ріхтер позначив на карті Америки зони сейсмічної активності, однак скептично ставився до можливості прогнозування землетрусів.

Магнітуда – безрозмірна величина, вона не вимірюється в балах. Правильне вживання: «землетрус з магнітудою 6,0», «землетрус силою в 5 балів за шкалою Ріхтера». Неправильне вживання: «землетрус з магнітудою 6 балів», «землетрус силою 6 балів за шкалою Ріхтера».

Digitized by ABORIGINAL

Таблиця 7.1

Порівняння шкали сейсмічності

Інтенсивність, бали	Характеристика землетрусу	Зовнішні прояви	Магнітуда
1	Непомітний	Коливання ґрунту відзначаються тільки сейсмічними приладами	1
2	Дуже слабкий	Землетрус відчувається в окремих випадках людьми, що знаходяться в спокійному стані	2
3	Слабкий	Всередині будівель коливання відчуваються деякими людьми	3
4	Помірний	Всередині будівель землетрус відчувається більшістю людей. Скрип, коливання вікон і дверей	4
5	Відносно сильний	Просто неба відчувається багатьма, всередині будинків – усіма. Хитання висячих предметів, скрип підлог, деренчання скла, опадання побілки	5
6	Сильний	Відчувається всіма. Багато хто з переляку вибігає на вулицю. Легке ушкодження деяких будинків: тонкі тріщини в штукатурці і т. д. Окремі шматки штукатурки відколюються	6
7	Дуже сильний	Значні ушкодження деяких будинків, тріщини в штукатурці, тріщини в стінах, ушкодження димарів. Антисейсмічні, а також дерев'яні споруди залишаються неушкодженими. Виникають тріщини в ґрунтах	6
8	Руйнівний	Руйнування будинків: великі тріщини в стінах, падіння карнизів, димарів. Зсуви, значні тріщини на схилах	6–7
9	Спустошливий	Сильне пошкодження і руйнування кам'яних будинків. Обвалення стін, перегородок, покрівлі. Обвали, осипи і зсуви в горах	6–7
10	Нищівний	Руйнування кам'яних споруд. В багатьох будинках – серйозні ушкодження. Тріщини в ґрунті до 1 м шириною, обвали, зсуви. За рахунок завалів річкових долин виникають озера. Викривлення залізничних рейок	7–8
11	Катастрофічний	Численні тріщини на поверхні Землі і вертикальні переміщення вздовж них, великі обвали в горах. Загальне руйнування будинків	8
12	Виключно катастрофічний	Зміна рельєфу у великих розмірах. Численні тріщини, вертикальні і горизонтальні переміщення вздовж них. Величезні обвали і зсуви. Змінюються русла рік, утворюються водоспади й озера. Загальне руйнування усіх будинків і споруд	8

Digitized by ABORIGINAL

Сила землетрусу відрізняється від його інтенсивності. Найбільші землетруси характеризуються магнітудою від 6 до 9:

- 6 відповідає 6–9 балам;
- 7 відповідає 8–10 балам;
- 8 відповідає 10–12 балам 12-бальної шкали інтенсивності землетрусів.

У загальній формі інтенсивність в епіцентрі I_0 пов'язана з магнітудою М співвідношенням $I_0 = 1{,}7\ M - 2{,}2$, але при використанні цієї формули варто враховувати глибину осередку.

Ступінь струсів на поверхні залежить від глибини осередку і сили поштовху в осередку землетрусу.

Визначення глибини осередку землетрусів свідчить, що 80% усіх землетрусів виникає в земній корі, більшість на глибині менше 8–10 км. За глибиною землетрусу прийнято виділяти: *неглибокі* (мілкофокусні) із глибиною осередку менше 60 км, *проміжні* – від 60 до 150 км і *глибокофокусні* – понад 150 км. Максимальна відома глибина осередку становить 720 км (за іншими даними – 620 км), тобто біля границі верхньої і нижньої мантії.

7.2. Прогнозування землетрусів

Землетруси – найнебезпечніше з усіх природних лих. На відміну від штормів та виверженъ вулканів, поштовх триває кілька секунд, і люди не встигають врятуватися. Під час землетрусів гинуть люди та все живе, а ліквідація наслідків цього лиха триває роками. Запобігти землетрусам неможливо, але завдання сучасних досліджень – зробити життя в зонах землетрусів безпечнішим. Найголовнішою, все ще недосяжною метою є розробка надійного методу прогнозування часу й місця майбутніх землетрусів.

Мета прогнозу землетрусів – визначення місця, сили і часу їх прояву. Перші два завдання простіші, третє – дуже складне і поки що не отримало задовільного вирішення. Що стосується місця можливих землетрусів – це: **по-перше**, насамперед райони, де землетруси відбувалися в історичному минулому. **По-друге**, землетруси, які зазвичай пов'язані з розломами, що активно жили в новітній час. Особливо небезпечними є розломи на межі зон протилежно спрямованими інтенсивними сучасними рухами земної кори чи зонами підвищеного градієнту цих рухів, або ділянки перетинання розломів тощо. На основі сукупності сейсмологічних і геологічних (тектонічних) матеріалів

Digitized by ABORIGINAL

складені *карти сейсмічного районування* для усіх регіонів. Для міст, селищ, великих гідротехнічних та інших споруд загальна карта сейсмічного районування доповнюється *картами мікросейсмічного районування,* в яких враховуються не тільки загальні тектонічні умови, але й особливості геологічної будови окремих ділянок, від яких багато в чому залежить стійкість споруд при сейсмічних поштовхах. Найбільшого значення набуває склад ґрунту (найменш сприятливі леси і лесовидні суглинки), глибина залягання підземних вод, розчленованість рельєфу.

Разом з тим надто актуальною є проблема прогнозування часу землетрусів. Ця задача надвисокого ступеню складності, і шляхами її розв'язання активно займаються вчені багатьох країн. Йдеться про використання різних провісників землетрусів. До числа власне сейсмологічних провісників землетрусів відносяться, насамперед, збільшення числа слабких трясінь землі, які можна розглядати як форшоки (англ. «*фор*» – перед і «*шок*» – удар, поштовх) великого землетрусу.

Іншим сейсмологічним провісником є зміна швидкості подовжніх хвиль та її співвідношення зі швидкістю поперечних хвиль – спочатку її зниження (до 10%), а потім, як вважають, безпосередньо перед землетрусом – повернення до нормального значення.

Третя категорія провісників може бути позначена, як гідрогеологічно-гідрохімічні зміни. До неї відносяться, зокрема, зміни рівня ґрунтових вод у свердловинах і колодязях – спочатку зниження, потім різке підвищення; зміна температури води, а також значне підвищення вмісту у воді радону, вуглекислого газу, парів ртуті.

Нарешті, слід придивлятися до аномальної поведінки тварин перед землетрусами. На це звернули спеціальну увага в Китаї у 1977 році, де організували збір відповідних даних за місяць до очікуваного землетрусу, що дало змогу запобігти чималим людським жертвам.

Зпрогнозований Ізмітський землетрус

Зібрана інформація дає змогу визначити середню частоту землетрусів і спрогнозувати ймовірні поштовхи. Новітні дослідження напруг у системах розломів доводять, що землетруси не відбуваються випадково. Якщо напруга під час землетрусу не звільняється, це може спричинити поштовх в іншому місці. Це відкриття стало в нагоді 1999 р., коли вдалося попередити про можливість сильного

Digitized by ABORIGINAL

повторного поштовху в Туреччині, що стався через три місяці після руйнівного землетрусу біля міста Ізміт, і який забрав 25 тис. життів.

Північно-Анатолійський розлом – одна з найактивніших сейсмонебезпечних зон світу. Туреччина розташована на невеликій літосферній плиті, яка посувається на захід через сходження Аравійської та Євразійської літосферних плит. Анатолійська плита переміщується відносно Євразійської плити зі швидкістю від 1 см до 20 см на рік, що спричиняє землетруси. З часу сумнозвісного Ерзинканського землетрусу 1939 р. уздовж цього розлому сталося сім землетрусів силою в понад 7 балів за шкалою Ріхтера, а кожен наступний землетрус зміщувався на захід. Сейсмологи, які вивчають цей розлом, вважають, що землетруси відбуваються з періодичністю у десятиріччя. До того ж один землетрус зумовлює наступний. Аналізуючи напруження вздовж насуву після кожного землетрусу, вченим вдалося спрогнозувати землетрус, що стався в серпні 1999 р. в Ізміті (*рис. 7.2*). Вчені вважають, що наступний поштовх станеться ще далі на захід, можливо, у густо населеному пункті неподалік Стамбула.

Рис. 7.2. Ізмітський землетрус 20 жовтня 1999 р.

Найпотужніший землетрус у Північно-Західній Європі стався у 1356 р. в районі Верхньої Рейнської долини, вщент зруйнувавши швейцарське місто Базель і пошкодивши будівлі в радіусі 200 км. Тут, у будь-який момент, може статися новий землетрус, викликаний тектонічними процесами в Рейнському рифті (розташований між двома гірськими масивами – Вогези у Франції та Шварцвальд у

Digitized by ABORIGINAL

Німеччині), адже на південно-західній околиці міста Базеля було виявлено активний розлом. Раніше вважали, ніби Рейнський грабен неактивний, але нещодавно вчені виявили прояви його тектонічної активності. Розломи у середині стабільних континентальних масивів активізуються нечасто, але коли це стається, землетрус може бути раптовим і надзвичайно сильним.

7.3. Цунамі

Якщо землетрус відбувається на дні моря, раптові зміщення морського дна можуть спричинити цунамі або припливні хвилі. Від епіцентру землетрусу вони поширюються зі швидкістю до 800 км/год. У відкритому океані цунамі рідко вищі за 1 м, але ближче до берега їх висота зростає, іноді утворюється стіна води, яка може на 20 м перевищувати звичайний рівень припливу. Отже, ***цунамі*** – це потужна розрядка енергії, яка може поширюватися поверхнею океану на значні віддалі з великою швидкістю у вигляді катастрофічної хвилі.

Як і землетруси, цунамі відвернути неможливо, але системи спостереження здатні попередити про їх наближення. У басейні Тихого океану, де цунамі виникають найчастіше, з 1948 р. діє глобальна система попередження. Вона базується на Гавайських островах, реєструє інформацію про землетруси всього тихоокеанського регіону, а в разі виявлення цунамі видає попередження. За допомогою супутників дані про наближення цунамі надходять за кілька годин до його початку, що дає змогу вчасно евакуювати населення прибережних районів.

7.4. Заходи захисту від землетрусів

Щоб уникнути катастрофічних наслідків в особливо сейсмонебезпечних районах, мають бути прийняті, в першу чергу, адміністративні заходи. Для контролю над землекористуванням, спорудженням будівель, дозволених в таких районах, повинні бути обов'язковими обмеження, визначені сейсмічним районуванням. Будівельні нормативи визначають стандарти будівництва.

Щоб привести до мінімуму можливі пошкодження, будівельники повинні враховувати всі геологічні фактори, що визначають стійкість будівель. Скальні породи – ідеальна основа для великих споруд. Небажано зводити споруди на морських берегах, на обривистих бе регах річок, поблизу глибоких котлованів і на ділянках з високим рівнем підземних вод.

Digitized by ABORIGINAL

РОЗДІЛ 8

МАГМАТИЗМ

8.1. Магма

Магматичні гірські породи утворюються в результаті охолодження і кристалізації магми у надрах чи лави на поверхні Землі (*рис. 8.1*).

Магма – природний, переважно силікатний високотемпературний розплав, який утворюється в надрах Землі. У першому випадку охолодження протікає поволі в надрах Землі, вся магма встигає розкристалізуватися – утворюються повнокристалічні зернисті породи. При швидкому піднятті магми і її виливанні на поверхню Землі температура її швидко падає, тиск знижується до нормального і від магми відділяються летючі компоненти (F, Cl, H_2O). У цьому випадку породи набувають скляної структури, тобто відсутня кристалізація.

Магматичні породи, які утворилися в глибоких надрах Землі, називаються *інтрузивними або глибинними*. Якщо застигання магми відбувається на поверхні Землі, то утворюються *ефузивні породи*. Інтрузивні та ефузивні породи відрізняються умовами залягання, структурою (розміром кристалічних зерен) і текстурою (розташування зерен). Крім того, існує третя група – *жильні породи*, які заповнюють тріщини.

Інтрузивні породи, залежно від глибини застигання магми, діляться на два типа:

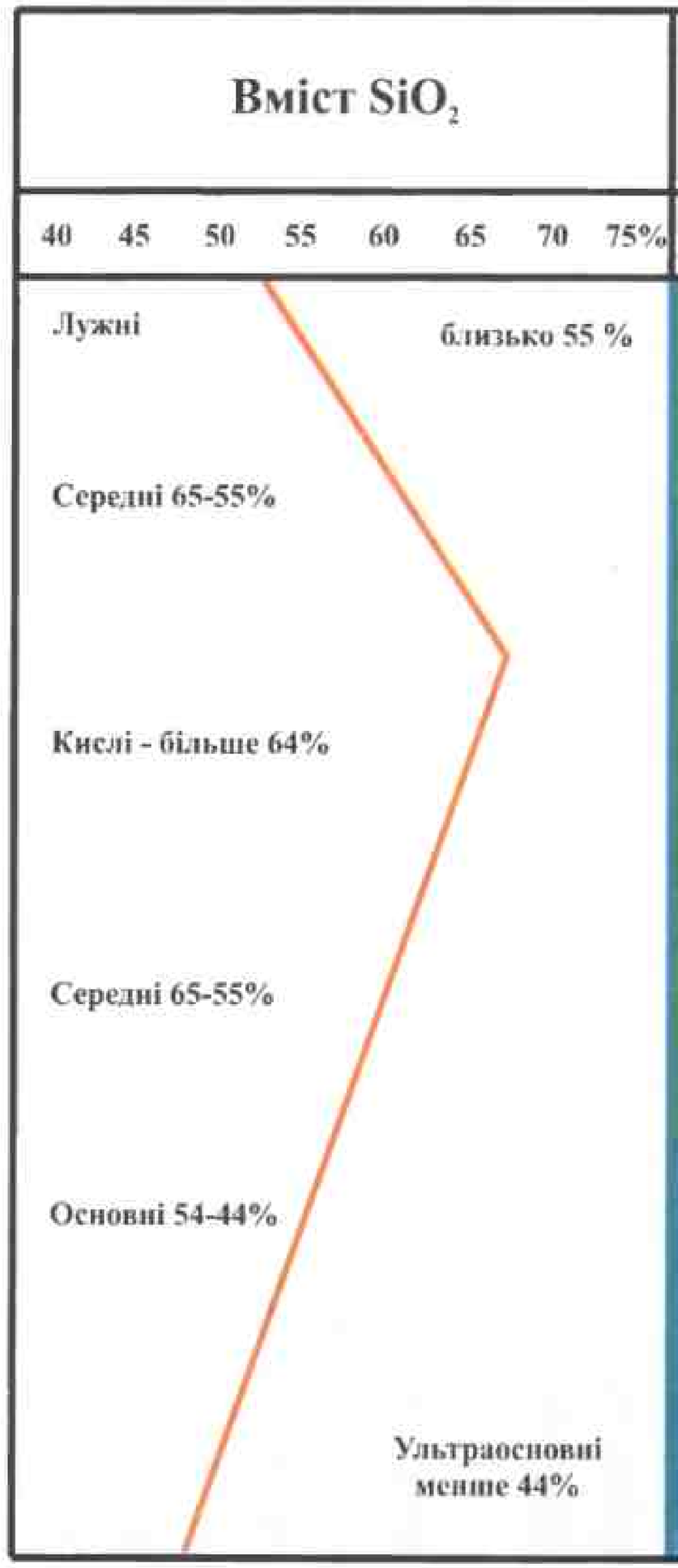
1) абісальні породи, що утворилися на значній глибині;

2) гіпабісальні (напівглибинні) породи, які затверділи на порівняно невеликій глибині і які є перехідними від інтрузивних до ефузивних.

Перша стадія магматичної діяльності – утворення магматичного осередку з розплавленого матеріалу в надрах Землі. Протягом усієї геологічної історії в надрах Землі, внаслідок високотемпературних умов та зняття тиску, відбувалося розплавлення порід з утворенням рідкої магми. Магматичний розплав також вміщує як кристали, так і розчинені гази, особливо – водяну пару. Виливаючись на поверхню Землі, магма після дегазації перетворюється в *лаву*.

Під час охолодження і кристалізації магми та лави утворюються *магматичні породи*.

Digitized by ABORIGINAL



Вміст SiO_2	Об'ємні проценти			
40 45 50 55 60 65 70 75%	10 20 30 40 50 60 70 80 90 100	Інтрузитивні	Ефузивні змінені	Свіжі
		Нефеліновий сієніт	Нефеліновий порфір	Фоноліт
		Сієніт	Бескварцевий порфір	Трахіт
		Граніт Гранодіорит Кварцевий діорит	Кварцевий порфір Кварцевий порфірит Данітовий порфірит	Ліпарит Ріодацит Дацит
		Діорит	Порфірит	Андезит
		Габро Олівінове габро	Діабаз Олівіновий діабаз	Базальт Олівіновий базальт
		Перидотит Дуніт	Пікритовий порфирит	Пікрит

Рис. 8.1. Схема утворення магматичних порід

Digitized by ABORIGINAL

У магматичних породах містяться практично всі хімічні елементи. Головними є: O, Si, Al, Fe, Ca, Mg, K, Na, Ti, H. Це петрогенні елементи. Хімічний склад порід не відповідає хімічному складу магми, з якої вони утворилися. Оскільки багато складових частин магми (вода, вуглекислота, сполуки Cl, F та інші летючі сполуки) при застиганні виділяються з неї.

Мінеральний склад магматичних гірських порід також різноманітний: польові шпати, кварц, амфіболи, піроксени, слюда, менше – олівін, нефелін, лейцит, магнетит, апатит та інші мінерали.

Розрізняють головні породоутворюючі мінерали, що складають основну масу породи і другорядні, присутні в меншій кількості (можуть бути відсутніми).

Акцесорні мінерали – це ті, що присутні в невеликій кількості у вигляді рідкісної, але характерної домішки: циркон, титаніт, ортит та інші; іноді присутні й рудні мінерали (магнетит, хроміт, пірит, піротин і ін.).

Мінерали багаті Si і Al – сілічні, тому що мають світле забарвлення (польові шпати, кварц, мусковіт).

Мінерали, що містять Mg і Fe – мафічні або немічні, або кольорові мінерали, переважно темного кольору (піроксени, амфіболи, біотит, олівін).

Лейкократова порода – світла (кольорові мінерали відсутні або присутні у малій кількості); меланократова порода – темна.

За походженням мінерали магматичних порід поділяються на первинні: утворені у результаті кристалізації самої магми і вторинні, утворені за рахунок первинних мінералів при подальшому їх перетворенні.

Хімічний склад магматичних порід прийнято записувати в оксидній формі. Якщо загальну кількість мінеральної речовини в гірській породі прийняти за 100%, то 99% в них представлені силікатами, склад яких визначають 12 оксидів – SiO_2; TiO_2; Al_2O_3; Fe_3O_4; Fe_2O_3; MnO, CaO, MgO, Na_2O; K_2O; H_2O; P_2O_5. Ці оксиди називають *петрогенними,* і їх кількість у складі магматичних гірських порід досягає 99,5%. Кількісне співвідношення між оксидами може змінюватися, а це у свою чергу відбивається на видовому складі породоутворюючих мінералів, а значить – на різноманітності різновидів магматичних порід. Було відзначено, що в кожному з різновидів магматичних порід кількісне співвідношення

Digitized by ABORIGINAL

петрогенних оксидів є стабільним у певних інтервалах. Тому в основу їх класифікації покладений хімічний склад, а провідною ознакою в ній є вміст SiO_2. Всі породи за змістом кремнезему діляться на: *ультраосновні, основні, середні і кислі*. Вміст SiO_2 зростає від ультраосновних порід до кислих і визначає не тільки різний мінералогічний склад та хімічні властивості, але і фізичні властивості – такі як щільність, температура кристалізації, в'язкість розплаву. Останню властивість визначає здатність розплаву до текучості, а отже – з різною швидкістю переміщуватися і віддалятися від магматичного осередку, тобто рухливістю. Найрухомішою є магма ультраосновного складу, відповідно кисла – в'язкіша і менш рухлива.

Первинні магми, що виплавляються в астеносферному шарі, мають основний базальтовий склад. Але в природі ми бачимо велике розмаїття магматичних порід. Зміна первинного складу магми відбувається різними шляхами.

І. *Кристалізаційно-гравітаційна диференціація магми* обумовлена різницею в температурах кристалізації породоутворюючих мінералів, які кристалізуються з магматичного розплаву не одночасно, а у визначеному порядку – спочатку тугоплавкі, потім легкоплавкі. Це явище обґрунтоване англійським ученим Н. Боуеном, який згрупував породоутворюючі мінерали в дві серії. У першій розміщенні темноколірні мінерали: олівін, піроксени, рогова обманка і біотит; а в другій серії – польові шпати: плагіоклази (від основних до кислих) і калієвий польовий шпат. У кожній серії послідовність кристалізації мінералів пов'язана зі зменшенням температури магматичного розплаву, яка знижується від температури кристалізації олівіну до температури кристалізації біотиту. Зі схеми реакційного ряду Боуена (*рис. 8.2*) видно, як послідовна сумісна кристалізація впливає на розділення магматичних порід за хімічним і мінеральним складами та дозволяє скласти уяву про основні мінеральні асоціації породоутворюючих мінералів. Найтугоплавкіші мінерали, такі як олівіни і піроксени, першими кристалізуються та внаслідок сили тяжіння опускаються на дно магматичного осередку. За ними кристалізуються амфіболи та основні й середні плагіоклази, потім біотит та кислі плагіоклази, наприкінці – калієві польові шпати, мусковіт, кварц. Тому знизу магматичного осередку формуються ультраосновні породи (містять олівіни і піроксен), вище них – основні (складаються з амфіболів, середніх та основних плагіоклазів), на горі – кислі породи (в складі яких – кислі плагіоклази, кварц та слюди).

Digitized by ABORIGINAL

II. Диференціація розплаву на два розплави, що при зниженні температури магматичного осередку не можуть знаходитися в змішаному стані, називається *ліквацією*. Цей процес призводить до розшарування єдиного розплаву на декілька, які також розрізняються і за густиною. Часто відбувається розділення магматичного розплаву внаслідок ліквації на сульфідно-оксидний розплав та силікатний. Так утворюються ліквацийні родовища мідно-нікелевих руд. Яскравий приклад такого формування – Бушвельдський інтрузивний масив у ПАР.

III. При русі магми від магматичного осередку до місця кристалізації на шляху руху часто відбувається захоплення і переплавлення магмою порід, що зустрічаються. При цьому значно змінюється склад магми. Це явище називається *асиміляцією*. У найширших масштабах вона виявляється при утворенні гранітних батолітів. Свідченням поглинання порід служать рясні їх включення – ксеноліти.

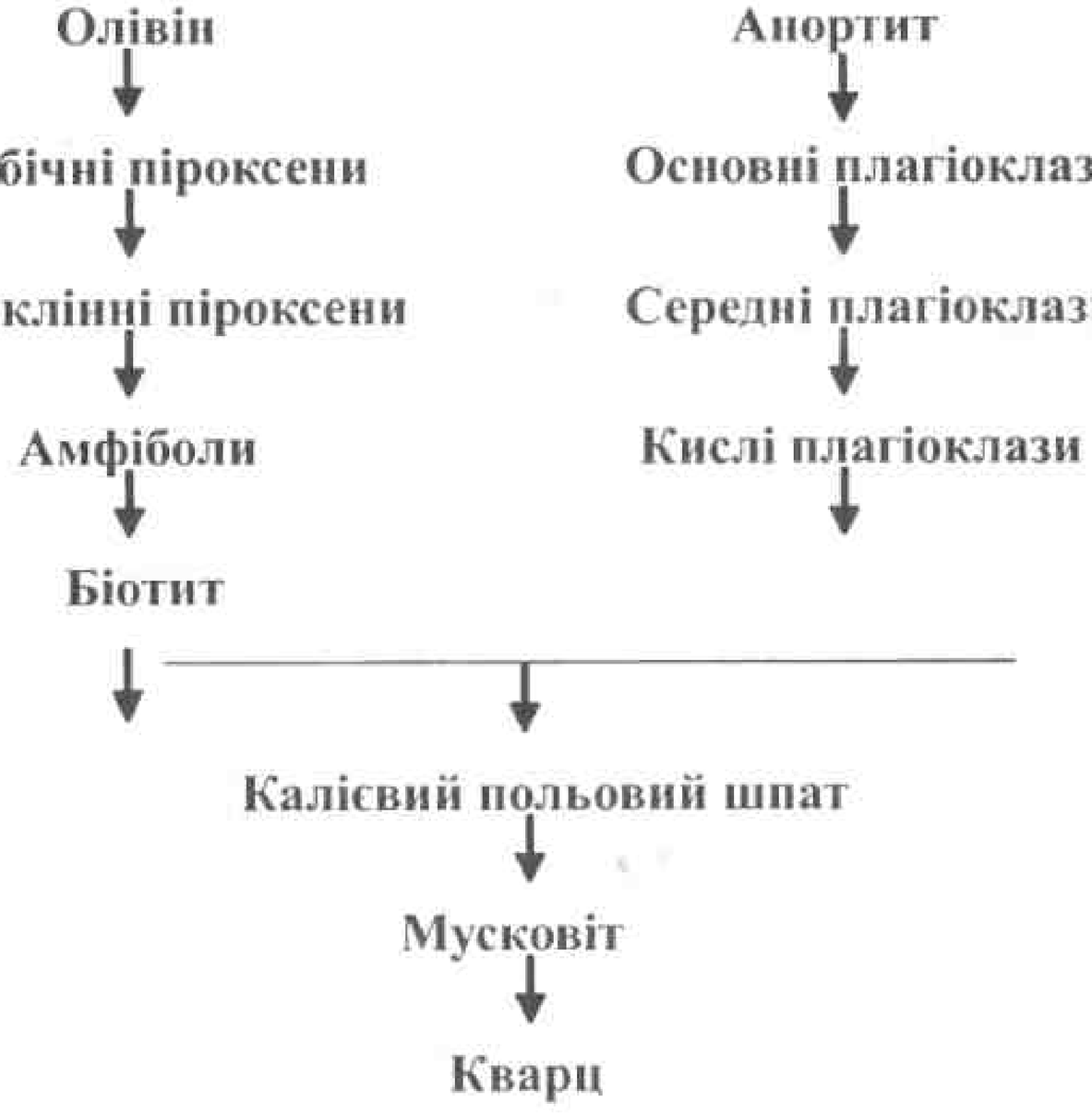


Рис. 8.2. Схема Боуена

8.2. Вулкани

Вулкани – геологічні утворення (це розкриття або розриви) на поверхні земної кори, що викидають на поверхню розплавлену лаву, вулканічні гази, каміння (вулканічні бомби), пірокластичні потоки. Вулкани можна розділити на *ефузивні* (зі спокійним характером виверження), *експлозивні* або *вибухові*, і вулкани *проміжного типу – пірокластичні.*

Digitized by ABORIGINAL

Різноманітність продуктів вулканічної діяльності, тип виверження і будова вулканів – усе це відтворює геологічне середовище, в якому вони розвивалися (*рис. 8.3*). Діючі вулкани розташовані як на суходолі, так і в морських глибинах, і їх географічне розповсюдження аж ніяк не випадкове, оскільки віддзеркалює тривалі динамічні процеси на планеті.

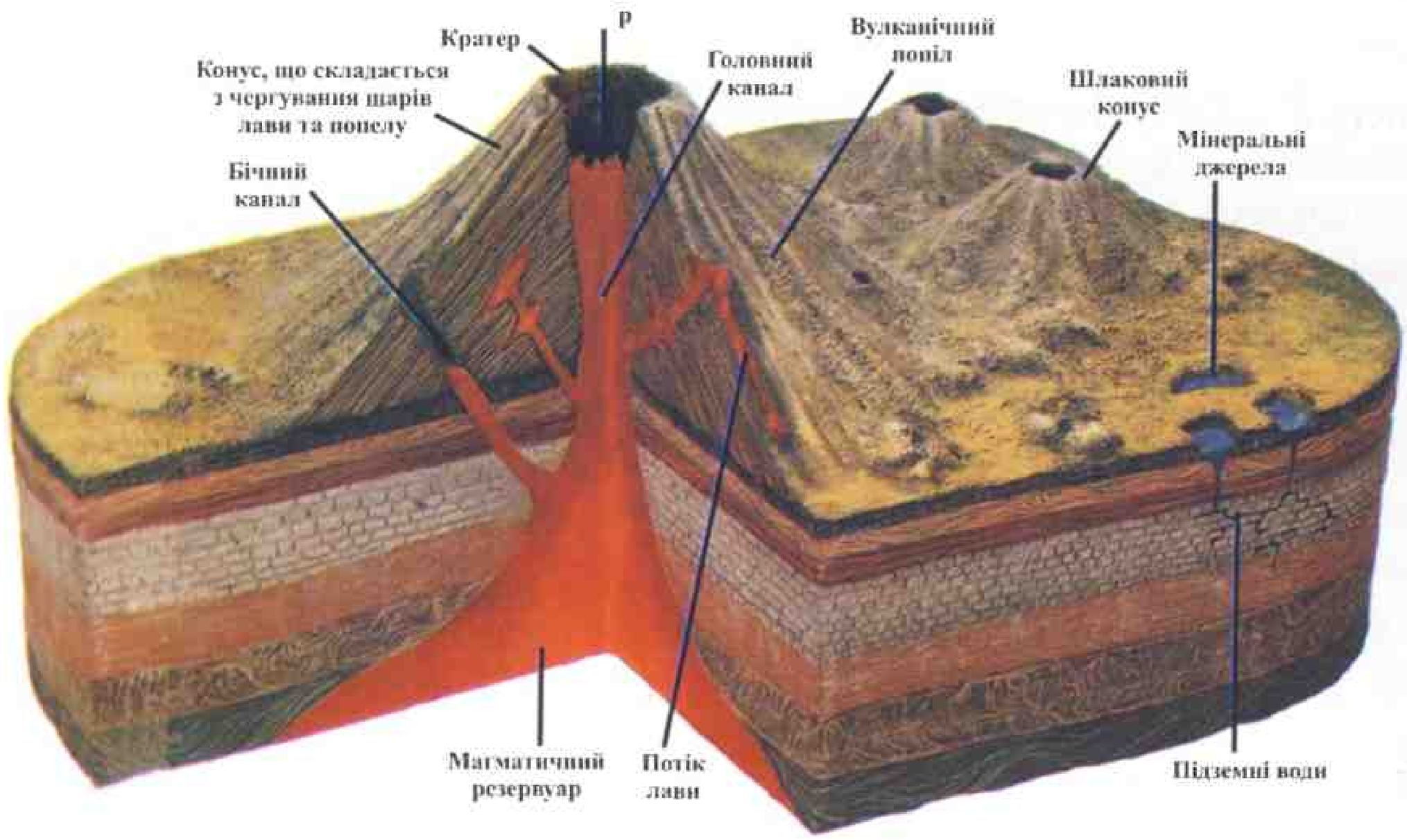


Рис. 8.3. Типова схема будови вулкану

Вулкани діляться залежно від ступеня вулканічної активності на ті, що діють, «сплячі» і «вимерлі». Вулкан, що діє зараз чи проявляв свою активність на пам'яті людства, прийнято вважати діючим. «Сплячими» вважаються недіючі вулкани, але в яких можливі виверження. До «вимерлих» відносять маловірогідні вулкани.

Визначення «активний вулкан» – досить не точне. Період активності вулкана може продовжуватися від декількох місяців до декількох мільйонів років. Багато вулканів проявляли вулканічну активність декілька десятків тисяч років тому, але в даний час не вважаються такими, що діють.

У загальному вигляді вулкани розподіляються на лінійні та центральні, однак такий поділ умовний, оскільки більшість вулканів стосуються лінійних тектонічних порушень (розломів) у земній корі.

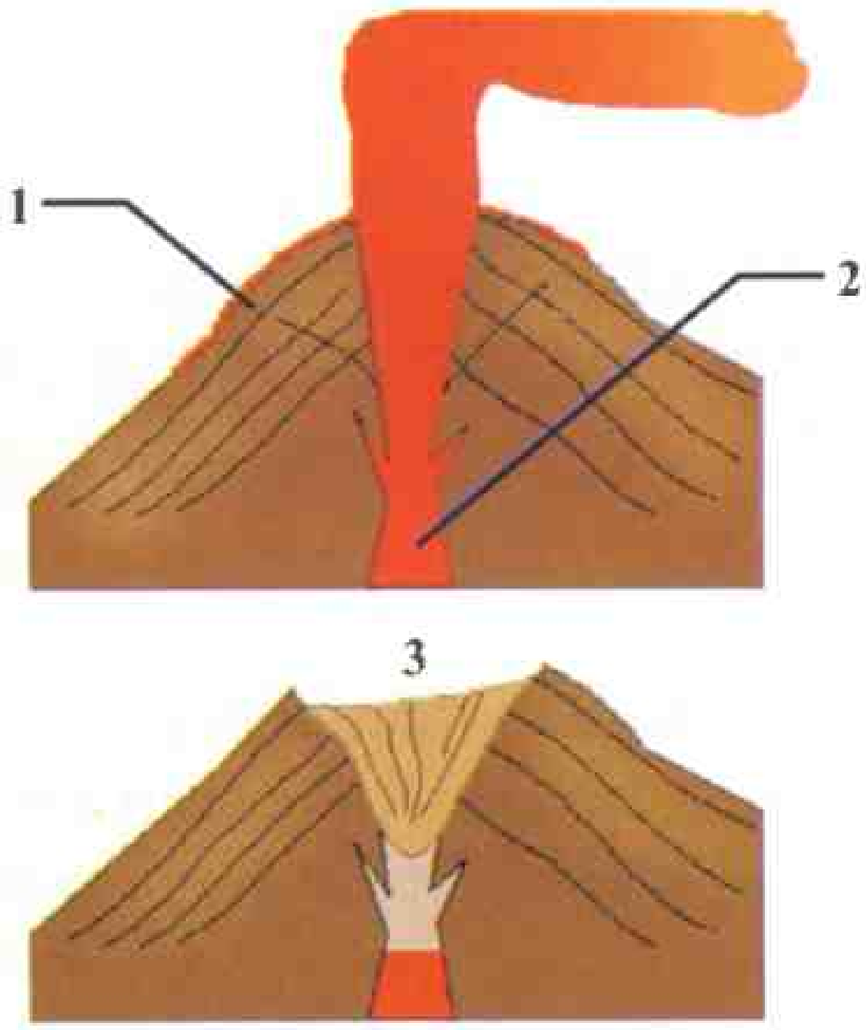
Лінійні вулкани, або вулкани тріщинного типу, мають протяжні канали, пов'язані з глибоким розколом кори. Як правило, з таких тріщин виливається базальтова рідка магма, яка, розтікаючись

Digitized by ABORIGINAL

всюдибіч, утворює великі лавові покриви. Вздовж тріщин виникають пологі вали розбризкування, широкі плоскі конуси, лавові поля. Якщо магма має кисліший склад (вищий вміст SiO в розплаві), то утворюються лінійні екструзивні вали і масиви. Коли відбуваються вибухові виверження, то можуть виникати експлозивні рови протяжністю в десятки кілометрів.

Вулкани центрального типу мають центральний канал або жерло, що підводить магму до поверхні від магматичного осередку. Жерло закінчується розширенням – *кратером*, який з нарощуванням вулканічної споруди переміщується вгору. Кратер має блюдцеподібний або лійкоподібний отвір, через який і викидається вулканічний матеріал. Розмір кратерів коливається від декількох метрів до 1 км.

Кальдера (*рис. 8.4*) – це округла западина на вершині вулкана, яка утворюється при обвалюванні верхньої частини конуса. Кальдера формується після великих виверженень, під час яких спустошується магматичний осередок. Верхні шари просідають, утворюючи кальдеру.



1 - вулкан; 2 - магма в кратері; 3 - кальдера, яка утворилась в результаті вибуху або провалювання вулканічного конуса у спорожнений кратер

Рис. 8.4. Схема утворення кальдери та провальна кальдера вулкану (Курильські острови)

У вулканів центрального типу можуть бути побічні або паразитичні кратери, які формуються на його схилах і приурочені до кільцевих або радіальних тріщин. Якщо магма в'язка, вона при виході на поверхню швидко застигає, не розтікаючись, утворює *екструзивні* куполи. Але часто така в'язка магма зупиняється на своєму шляху,

Digitized by ABORIGINAL

не досягаючи поверхні, та закупорює жерло, як «пробка». Це призводить до наступних сильних вибухових виверженъ, коли потік газів буквально вибиває «пробку» з жерла.

8.3. Продукти вулканічних виверженъ

Вулканізм – це процес, під час якого магма – розплавлена гірська порода з глибин Землі – прориваєтьcя через земну кору на поверхню. Магматичні осередки в земній корі – це локалізовані центри плавлення та вертикальної міграції не до кінця розплавлених гірських порід земної кори і мантії. Для такого плавлення потрібні особливі умови: піднімання, завдяки конвекції речовини мантії під серединно-океанічними хребтами, надходження морської води в зони чи наявність висхідного магматичного струменя під гарячими точками вулканів. Багато вулканічних острівних дуг, мабуть, пов'язані з системою глибинних розломів. Від вулканічного осередку магма підіймається на поверхню Землі через тріщини в земній корі або проплавляє навколишні породи. На поверхні Землі формується вулкан – це конусоподібна споруда, складена з продуктів вулканічного виверження.

Окрім магми, що витікає у вигляді лави (лат. «*лавер*»), з вулканів виділяються гази, попіл і уламки породи. Вони можуть осідати на земну поверхню або ж підніматися вибухом в атмосферу, переноситися вітрами на значні відстані.

Лави

Виверженый на поверхню Землі вулканічний матеріал різниться властивостями магми, з якої він утворений. Відмінності в хімічному складі, також вміст газів і температура лави впливають на характер виверження магми і відповідно на те, яка вулканічна форма утвориться.

Низькотемпературна магма з великим умістом кремнезему дуже в'язка і повільна в русі. Якщо така магма, з великим умістом газу, досягає поверхні, то виверження має вибухоподібний характер. Багата на кремнезем лава утворює товсті, малорухливі потоки (язики), які не поширюються на великі віддалі від жерла. Лави подібного типу мають вулкани, що розташовані на краю літосферних плит, які несуть континентальні масиви (наприклад, вулкани острівних дуг Камчатки, Японії).

Базальтові лави мають низький вміст кремнезему і високу температуру. Вони надзвичайно рухливі і переміщуються з високою швидкістю (понад 100 км/рік) на великі відстані. Можуть утворювати

Digitized by ABORIGINAL

потоки та покриви. Такі лави пов'язані з виверженнями з тріщин на морському дні в осьових зонах серединно-океанічних хребтів або з активними «гарячими точками», такими, як та, що знаходиться під Гаваями.

Гази

Основна складова вулканічних газів (74–90%) – водяна пара. Інші гази: азот, кисень, водень, оксиди вуглецю, сірководень, хлор, фтор, сірка, аміак, метан, аргон або продукти їх реакцій.

Завдяки збільшенню обсягів газів, що виділяються з магми при наближенні до поверхні, та зростанню тисків часто відбуваються вулканічні вибухи. Якщо гази вириваються на поверхню, вони під тиском піднімаються в повітря. Часто вони захоплюються лавою, яка починає пінитися та застигає з порожнинами від бульбашок газу. Така застигла, сильно пориста лава називається вулканічним *шлаком* та *пемзою.* Рухаючись підвідним каналом, гази можуть вступати в реакцію один з одним, з породами, через які вони рухаються, утворюючи нові мінерали. На поверхні утворюються також мінерали – возгони вулканічних газів, такі, як самородна сірка.

Пірокластичні утворення

Пірокластичними називаються породи, що утворилися з пірокластичного матеріалу, викинутого з кратеру при виверженні вулкана. Пірокластичний матеріал це: вулканічний попіл (що складається з дрібних мінеральних зерен), лапілі (дрібно застиглі шматки лави) та вулканічні бомби (шматки застиглої лави кулястої та веретеноподібної форми розміром до декількох метрів).

8.4. Типи вулканічних вивержень

Класифікація вулканічних вивержень основана на переважанні різних продуктів виверження під час вулканічної діяльності. Виділяють три основні категорії: *ефузивну (наземну і підводну)* з перевагою рідкої лави; *пірокластову* з перевагою твердих продуктів виверження, хоча лава і гази тут також виділяються, та *експлозивну* (газово-вибухову), при виверженні виділяється величезна маса газів і часто відбуваються сильні вибухи.

Ефузивні наземні виверження

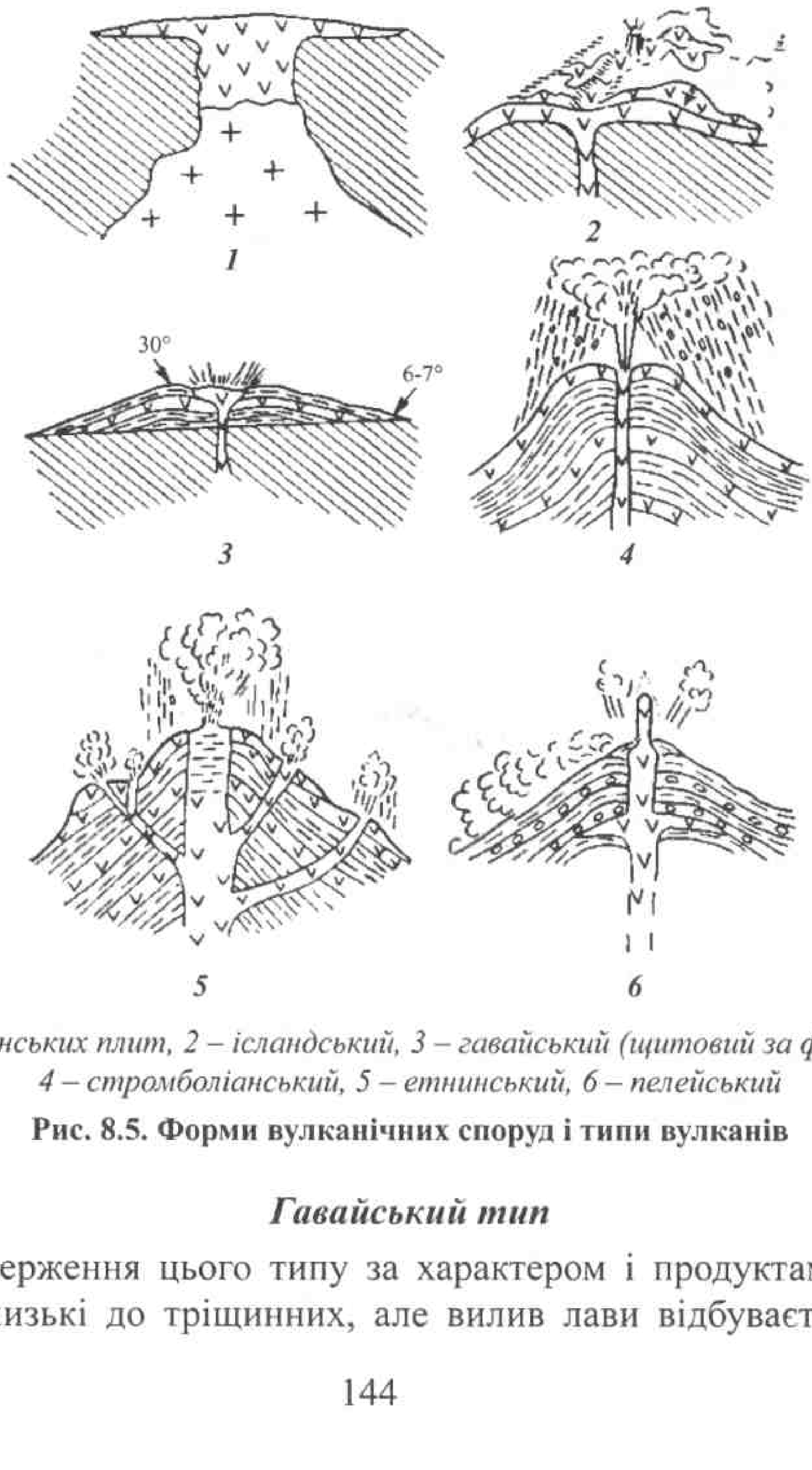
Ці виверження проявляються на океанічних островах і на узбережжях континентів (уздовж зон глибинних корово-мантійних

Digitized by ABORIGINAL

розломів), і пов'язані з основною рухливою магмою. Окремі типи виділяють за виверженнями великих вулканів цієї категорії.

Ісландський тип

Ісландія – країна вулканів, розташованих у площині Серединно-Атлантичного хребта. Кратери вулканів розташовані ланцюжком уздовж тріщин. Під час виверження, кратери наповнюються лавою, яка починає розтікатися численними потоками. Це типове тріщинне виверження основної лави. Базальтова лава дуже рідка, рухлива, вона вільно розтікається, покриває пологі схили (*рис. 8.5*).



1 – океанських плит, 2 – ісландський, 3 – гавайський (щитовий за формою), 4 – стромболіанський, 5 – етнинський, 6 – пелейський

Рис. 8.5. Форми вулканічних споруд і типи вулканів

Гавайський тип

Виверження цього типу за характером і продуктами виверження близькі до тріщинних, але вилив лави відбувається через

Digitized by ABORIGINAL

широке трубоподібне жерло. На острові Гаваї розташовані три діючі вулкани. Найбільший з них – Мауна-Лоа має висоту 4166 м над рівнем океану. Утворення цих вулканів пов'язані з «гарячими точками» на океанічному дні, де магма проплавляє тонку океанічну кору та виходить на поверхню у вигляді вулканічних виверженъ. З часом підводні вулкани перетворюються на вулканічні острови. Лава цих вулканів базальтова, рідка, рухлива, утворює вулканічні споруди з похилими схилами – *щитові вулкани.* Завдяки руху літосферної Тихоокеанської плити в північно-західному напрямі Тихоокеанська плита повільно зміщується з місця «гарячої точки», вулкан затухає, а на новому місці виникає новий вулкан. Тому утворюються ланцюжки підводних та надводних вулканів, останній з яких є діючим.

Підводні ефузивні виверження

Підводні вулкани океанічного дна характеризуються ефузивною діяльністю, виверження їх пов'язані з тріщинами осьових зон серединно-океанічних хребтів. Лава з тріщин на значній глибині виливається спокійно, без сильних вибухів, при малій (1–3%) кількості пірокластів. Іноді також у зв'язку з великим тиском стовпа води, лава витискається, не розтікаючись, і утворює склепінчастої форми куполоподібні тіла. Склад лави базальтовий. На дні океану також виявлені і вулканічні споруди конусо- чи куполоподібної форми. Складені вони базальтовою, але більш в'язкою, ніж у тріщинних вулканів, лавою. Іноді лава чергується з відкладами гарячих джерел – *гідротерм*. Відклади гідротерм містять у великій кількості сульфіди – сірчисті сполуки міді, срібла, цинку, свинцю та інших елементів, що є корисними копалинами.

Підводні вулкани в області шельфу за характером виверження наближаються до наземних – ісландського чи гавайського типів. Поряд з ефузивними тут спостерігаються пірокластові і експлозивні виверження. У цих вулканів спочатку виростає підводний плоский широкий п'єдестал конусу, а потім на ньому – нормальний конус, що може досягти поверхні води, утворивши вулканічний острів. Особливо численні підводні вулкани в Тихому океані, а також уздовж серединних хребтів інших океанів.

Пірокластові (змішані) виверження

Вулкани цієї категорії характеризуються викидами як лави, так твердих і газоподібних продуктів. Вони центрально-кратерного типу,

Digitized by ABORIGINAL

мають конуси правильної форми. Звичайно ці конуси складаються перешаруванням лави і твердих продуктів (бомб, попелу, вулканічного піску, шлаків), у зв'язку з чим їх називають *шаруватими* чи *стратовулканами.* Вулкани цього типу належать до зон зчленування літосферних плит, пов'язані з лавами більш кислого складу, ніж вулкани ефузивного типу. Зі збільшенням у складі лави кремнекислоти, вона стає в'язкішою та менш рухливою. Саме з цими властивостями лави пов'язані особливості виверження цієї категорії. Серед них виділяють наступні типи, схожі, але й що мають відмінні риси.

Стромболіанський тип

Виверження вулканів *стромболіанського типу* відбуваються часто. Вибухи і викиди можуть виникати через короткі проміжки часу (від декількох хвилин до години), іноді з дивною ритмічністю. Бомби, лапілі і шлаки цих вулканів піднімаються на відносно невелику висоту (50–300 м). Лава вулканів стромболіанського типу більш кисла і в'язка, ніж у вулканів гавайського типу, дуже гаряча, має температуру 1100–1200°С. Вулканічне середовище розташовується не глибоко.

Везувіанський тип

Для везувіанського типу характерні викиди великої кількості газів, попелу, бомб, лапілей і, на пізніх стадіях, невеликої кількості лав. Вулкан Везувій висотою 1400 м розташований біля Неаполітанської затоки в 11 км від Неаполя (Італія). Вулкан Везувій – найбільш відомий зі світових вулканів, що характеризується великим списком виверженъ в історичному часі – з 74 р. н. е. Відмічалося майже 12 сильних виверженъ.

Етнінський тип

Етнінський тип виверженъ за характером близький до везувіанського, тому в ряді класифікаційних схем вони поєднуються. Вулкан Етна розташований на о. Сицилія. Вулкани цього типу дуже активні. Виверження стаються одне за одним через кілька років, але й у періоди між виверженнями з центрального кратера безупинно виділяються струмені газу і парів води, нерідко викидається попіл. Фаза великого виверження зазвичай починається з сильного землетрусу і ряду вибухів, під час яких з центрального верхнього кратера викидаються гази і попіл. За початковим виверженням на схилі з'являються тріщини, з яких виливається лава, викидається

Digitized by ABORIGINAL

пухкий матеріал і утворюються конуси побічних – *паразитичних вулканів*.

До цієї категорії відносяться вулкани Середземномор'я, Азії, вулкани на Камчатці, Японських островах, вулкани Південної Америки та інші.

Експлозивні (газовибухові) виверження

Вулкани цієї категорії викидають величезну кількість газу та парів, і малу кількість лави, іноді лава відсутня. Тверді продукти зазвичай бувають сильно роздроблені, перетерті чи представлені попелом. Виверження пов'язані найчастіше з магмою кислого чи середнього складу. Магматичні осередки, що живлять ці вулкани, розташовуються на великій глибині, і магма з них не завжди досягає поверхні Землі.

Пелейський тип

Пелейський тип одержав назву від вулкана Мон-Пеле на о. Мартініка, одному з островів Малої Антильської вулканічної острівної дуги. Катастрофічне виверження сталося 23 квітня 1902 р. До цього, у 1792 і 1851 роках, тут відмічалися середні за силою виверження. Навесні 1902 р. часті землетруси і викиди попелу, пари води й отруйних газів продовжувалися два тижні. Потім відбувся вибух, що супроводжувався страшним гуркотом. За словами очевидця, вершина гори була рознесена на шматки, а пізніше щільна вогненна хмара газів і лави рушила вниз по схилу зі швидкістю 180 км/год. Через кілька тижнів після викидів газу на дні кратера з'явився лавовий купол із крутими схилами. Він складався з розпеченої густої лави кислого складу. На куполі почав підніматися величезний лавовий обеліск, що нагадував за формою гігантський палець. Висота його щодня збільшувалася на 10 м. Нарешті, він досяг значної висоти над рівнем кратера і почав руйнуватися. Виверження пелейського типу з видавлюванням грузлої лави називають *екструзивними*.

Кракатауський тип

Кракатауський тип вивержень характеризується надзвичайно сильними вибухами з викидами величезної кількості газів і попелу. Лава на поверхні майже не з'являється. Назву типу дано за вулканом Кракатау, що утворює острів у Зондській протоці між островами Суматра і Ява (Індонезія). Виверження вулканів кракатауського типу пов'язуються з кислою, в'язкою магмою, яка

Digitized by ABORIGINAL

зупиняється на своєму шляху в жерлі вулкану. Вулканічне тепло підігріває гази, що активно виділяються з магми, збільшуючи тиск. Наприкінці тиск спричиняє вибух, що руйнує все на своєму шляху, викидаючи в атмосферу на висоту багатьох кілометрів величезну кількість попелу.

Маарський тип

До маарського типу відносяться погаслі вулкани одноактних виверженъ. При цьому виникають плоскі блюдцеподібні кратерні западини. До дна кратера підходить вулканічний канал чи трубка вибуху, іменована в древніх вулканах *діатремою*. На глибині 400–500 м трубки вибуху бувають заповнені базальтовою лавою чи похідними ультраосновної магми. Вище в них розташовується перетерта синя глина і перем'яті уламки вулканічних порід *(кімберліт)*. Кімберліт складається з уламків ультраосновних порід і порід, пересічених трубкою вибуху на її шляху до поверхні. У кімберлітах зустрічаються алмази, піропи (мінерали з групи гранатів) й ін. Характер породи свідчить про дуже великі тиски і температури під час вибуху, і про підйом магми з величезних глибин, з мантії. Трубки вибуху мають діаметр від декількох метрів до декількох кілометрів.

8.5. Вулканічні відклади

У відкладах Землі збереглося чимало продуктів вулканізму. Їх вивчення багато в чому розкриває природу вулканізму в минулому. Хоч лава – найпоширеніший продукт і різноманітна за складом, структурою і об'ємом, подрібнені уламки вулканічної породи, або пірокласти, у багатьох випадках значно цікавіші і мають більший вплив на все живе. Вони утворюються в результаті вибухових виверженъ материнської магми, яка перетворюється на газові стовпи, що містять уламки порід мінералів і склоподібні шматочки. Відклади класифікують за розмірами частинок. Найменші, які зазвичай називають *попелом*, настільки дрібні, що залишаються високо в атмосфері від кількох днів до тижнів і можуть розноситися вітрами на значні віддалі. При деяких виверженнях частинки змішуються з гарячими газами, утворюючи розжарені пірокластичні потоки, які поширюються поверхнею зі швидкістю понад 200 км/год. З іншого боку, як відомо, деякі вулкани викидають на кілька кілометрів угору брили, більші за будинки. Взагалі, будь-які фрагменти вулканічної породи й лави, викинуті в повітря, називають *тефрою*.

Digitized by ABORIGINAL

8.6. Поширення вулканів

Поширення вулканів на поверхні Землі безперечно пов'язане з літосферними плитами Землі (*рис. 8.6*). Майже 80% вулканів, розміщених над рівнем моря, знаходяться в зоні конвергенції плит, 5% – у зоні дивергенції, а решта розташовані над гарячими точками мантії, поза межами плит. Вулканічні ланцюги довкола Тихого океану (що отримали назву «Вогняне кільце») утворені острівними дугами і є наслідком сходження двох океанічних плит, а андоподібні континентальні дуги – океанічної і континентальної плит. Розходження континентальних плит є причиною утворення рифтових вулканів, наприклад, як на сході Африки, а розходження океанських плит призводить до утворення хребтів, таких як Серединно-Атлантичний хребет, і окремих вулканічних островів.

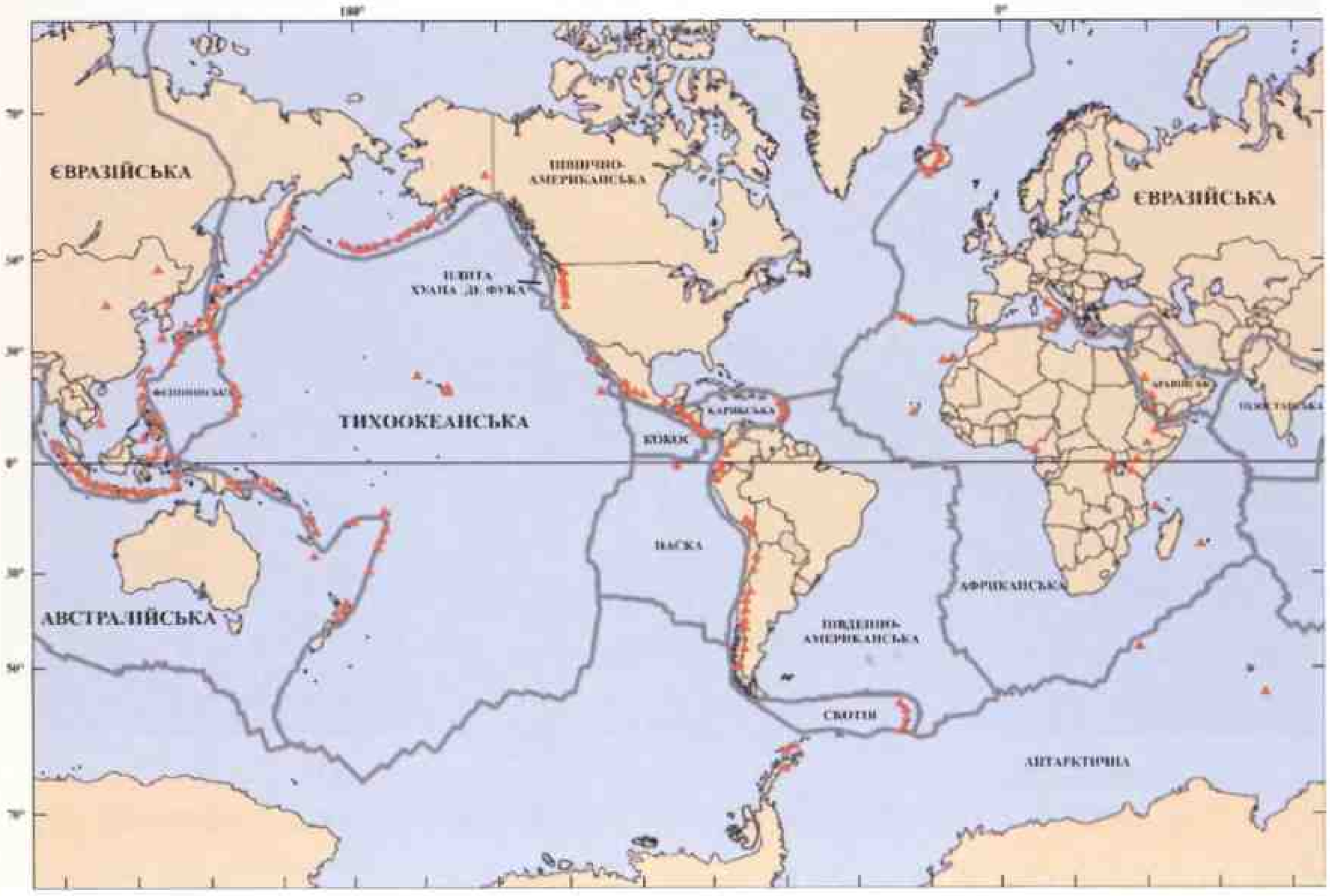


Рис. 8.6. Поширення вулканів на Землі

Вулкан Котопахі

Вкритий глетчерами Котопахі (*рис. 8.7*) – найвищий діючий вулкан на Землі і один з найактивніших вулканів Еквадору. В нього круті схили і майже досконалий симетричний конус, вкритий глибокими кратерами на вершинах. Нинішній конус, порізаний потоками лави (лахарів), сформувався за останні 5 тис. років. Котопахі має довгу

Digitized by ABORIGINAL

історію вибухових виверженнь, зокрема виверження у 1534 р., яке поклало край битві між інками та іспанцями.

Під час одного з найсильніших виверженнь (1877 р.) зафіксовано вулканічний стовп, сформований пірокластичними потоками, які спустошили навколишні долини та поширилися більше як 100 км у Тихий океан.

Рис. 8.7. Кратер Котопахі

Вулкан «Вежа диявола»

Це фантастичний геологічний пам'ятник. «Вежа диявола» (*рис. 8.8*) утворилася, як жерло вулкана. Виверження первісного вулкана крізь шар осадової породи під тиском газу зменшився, однак чимала кількість магми залишилася під Землею в заглушці діаметром понад 300 м. Холонучи, магма стискалася й тріскалась, утворюючи полігональні тріщини, так звані базальтові стовпи. Подібний процес відбувається, коли усадка, яка обумовлена охолодженням, спричиняє утворення тріщин, перпендикулярних поверхні охолодження. Більша частина зони, що утворилася горизонтальними стовпами, зазнала ерозії, і лише там, де її не вкрили уламки, її можна побачити у вигляді

Digitized by ABORIGINAL

розширеної основи вежі. Товщина окремих колон у середньому сягає 2 м, проте деякі з них мають 5 м. Фоноліт, з якого складається «Вежа диявола», походить із континентальної кори. Він містить менше кремнезему, ніж ріолітова магма. До його складу входять маленькі темно-зелені кристали егірину – піроксенового мінералу з великим вмістом натрію. Вежа 265 метрів заввишки, розміщується біля Сунденса, північний схід Вайоміна США, і видно її на відстані понад 20 км.

Рис. 8.8. Національний природний пам'ятник Девілс-Тауер («Вежа диявола»), США

Сибірські трапи

Сибірські трапи – один з найбільших і найзагадковіших тріщинних виливів базальту, вулканічна система якого займає 300 тис. км^2 місцевості в Східному Сибіру (*рис. 8.9*). Приблизно за мільйон років із земної кори вивергалося близько 1,5 млн км^3 лави. Наукові дослідження не знаходять зв'язку між такого типу виливаннями і рифтингом, натомість вважають, що вони є наслідком активних тектонічних процесів на древніх платформах.

Digitized by ABORIGINAL

Час утворення сибірських трапів співпадає з пермсько-тріасовим вимиранням організмів в історії Землі. Висловлювалися припущення, що потужні гази, які постійно супроводжували такі масивні виверження, могли значно вплинути на клімат усієї планети і зруйнувати трофічний ланцюг через знищення рослинного покриву в глобальних масштабах.

Рис. 8.9. Сибірські трапи з ілюмінатора літака

Вулкан Ключевська сопка

Симетрична, вкрита сніговою шапкою Ключевська сопка (*рис. 8.10)* є найвищим і найактивнішим вулканом у гірському пасмі на сході півострова Камчатка. Від часу утворення Ключевської сопки минуло близько 6 тис. років. Відтоді там часто відбувалися вибухові та ефузивні виверження. Не спостерігалось жодного тривалого періоду і спокою за увесь цей час. Понад 100 виверженъ сформували впродовж 3 тис. років численні конуси і кратери. Проте найвідоміші виверження відбулися з кратера на вершині завширшки 700 м, що часто змінює свою форму. За багатьма виверженнями вулкану Ключевської сопки велися спостереження з космосу (*рис. 8.11*).

Digitized by ABORIGINAL

Рис. 8.10. Вулкан Ключевська сопка

Рис. 8.11. Вигляд виверження з космосу

Digitized by ABORIGINAL

8.7. Попередження вулканічних катастроф

Сучасна вулканологія заснована на початку XX ст. з відкриттям обсерваторії на вулкані Кілауеа – найбільшому в світі діючому вулкані, що на Гаваях. Доти люди покладалися на власні спостереження і марновірства, аби передбачити виверження вулкана. Певну інформацію давали сейсмічні струси та раптові витоки газу, але особливу увагу звертали на незвичну поведінку диких тварин. На жаль, ці передвісники виявлялися ненадійними, що засвідчив і факт виверження в Італії Везувію в 79 р. н. е., коли Помпея і її жителі загинули під кількома метрами попелу.

Для прогнозування вулканічної діяльності, вулканологи нині збирають інформацію за кількома напрямами. Чи не найважливіше значення мають дані про фізичну деформацію поверхні вулкана під час піднімання магми в його середині. Раптове розширення – на зразок того, що спостерігали на г. Святої Єлени в США 1980 р. – певна ознака неминучого виверження. Донедавна деформацію вимірювали вручну, приладами, прикріпленими на схилах кратера, але тепер присутність людей біля кратера не потрібна – телеметрію роблять радаром, змонтованим на супутнику.

Сейсмічна активність – показник, який у діючих вулканах привертає найбільшу увагу, тому що зростання або, що так само зловісно, раптова зупинка рухів – попереджувальний знак. Таку інформацію збирають автоматичні сейсмодатчики й передають на дослідницькі станції. Сейсмодатчики заздалегідь попередили про виверження Пінатубо, хоча через потужність його виверження не всі змогли врятуватися.

Рухаючись, магма змінює також магнітне поле вулкана, яке можна зареєструвати. Крім того, перед виверженням збільшується потік газів. Тому аналіз витоку газів з тріщин є самостійним напрямком у вулканології, бо концентрація газів змінюється з наближенням гарячої магми до поверхні. Вперше розроблений в Японії аналіз газу із кратера може попереджати про активізацію вулканічної діяльності за кілька місяців до виверження вулкана; після виверження цей параметр підтверджує затухання вулканічної діяльності.

8.8. Гарячі джерела і гейзери. Геотермальна енергія

Вулканічне виверження розплавлених порід з глибин Землі – це страхітливий прояв прихованої теплової енергії, накопиченої в надрах

Digitized by ABORIGINAL

нашої планети. На поверхні Землі знаходяться сотні вулканів, великі території вкриті продуктами виверження вулканів, як давніх, так і сучасних, що свідчить про тривалу історію цього явища. Різноманітність продуктів вулканічної діяльності, тип виверження і будови вулканів – усе це відображає геологічне середовище, в якому вони розвивалися. Діючі вулкани розташовані як на суходолі, так і в морських глибинах, і їх географічне розповсюдження аж ніяк не випадкове, оскільки віддзеркалює тривалі динамічні процеси на планеті.

Геотермальні системи

Надходження на поверхню тепла, яке генерується в глибинах, відбувається скрізь на поверхні, але подекуди цей потік набагато більший, і цим зумовлене утворення гарячих джерел і геотермальних явищ. Зони потужних термальних потоків локалізуються по краях літосферних плит, та здебільшого пов'язані з вулканічною діяльністю. Під багатьма діючими вулканами розташовані резервуари з частково розплавленими породами – зосередження тепла на незвично малих глибинах. Підземні води нагріваються розжареною породою, а це відбувається під тиском і на глибині – точка кипіння їх значно вища за нормальну, і вода стає перегрітою. Вона піднімається на поверхню, але тиск при цьому падає. Відтак вода раптово перетворюється на пару, котра виштовхується вгору з такою силою, що вирівається з надр землі у вигляді водно-парового фонтану – гейзера.

Геотермальні відклади

Вода, що живить термальні джерела та гейзери, – переважно дощова. Крізь тріщини вона просочується до рівня ґрунтових вод. Коли геотермальне джерело підігріває підземні води, вони підіймаються, водночас нова холодна підземна вода потрапляє до підземного джерела геотермальної енергії. Ще під землею нагріта вода розчиняє частину мінералів у гірських породах, а на поверхні, через випаровування й охолоджування, деякі з цих розчинених мінералів випадають в осад. У цих відкладах переважають такі елементи, як кремній, кальцій, натрій, карбонат калію, хлориди. Інколи, залежно від породи, трапляються й інші мінерали та метали, наприклад, самородні мідь та олово.

Геотермальна енергія

Внутрішнє тепло Землі є величезним і практично невичерпним джерелом енергії, яка досі використовується тільки частково. Ситуація

Digitized by ABORIGINAL

може змінитися, якщо буде знайдено економічно вигідні методи її експлуатації. Геотермальна енергія є наслідком природного радіоактивного розпаду урану, торію і калію. На відміну від енергії викопного палива, під час утворення геотермальної енергії, майже не виділяється вуглекислота, котра є однією з причин глобального потепління.

У земному ядрі температура сягає близько 4000°С. Тепло постійно виділяється через мантію і кору в атмосферу і губиться в холодному космосі. Здебільшого на поверхні планети такий потік тепла не відчувається, тож від нього немає жодної користі. Але в місцях зосередження теплової енергії Землі, наприклад, в активних вулканічних зонах, геотермальну енергію можна використовувати. Тут інтенсивне тепло здатне доводити до кипіння близькі до поверхні грунтові води, утворюючи підземні резервуари гарячої води або пари. Коли гаряча вода виходить на поверхню Землі, виникають гарячі джерела, гейзери та фумароли (газові струмені).

Гарячі джерела використовувалися для опалення будівель за часів Римської імперії близько 2 тис. років тому, ця практика досі триває в Ісландії та Японії. Проте цей простий метод має деякі вади. Вода гарячих джерел часто виділяє сірчисті гази, тому її температура швидко падає, якщо воду подавати трубами на великі відстані.

Більш ефективний спосіб використання геотермальної енергії – це застосування її у сфері виробництва електроенергії. Перша в світі геотермальна енергетична установка з'явилася у 1904 р. в Лардерелло (Італія). Нині такі установки працюють у понад 20 країнах світу, і для руху турбін використовують здебільшого наявні резервуари пари або води. Найбільша геотермальна електростанція розташована в Гейзерах на півночі Каліфорнії (США); вона виробляє понад 1700 МВт електроенергії, що достатньо для задоволення потреб мешканців півмільйона будинків.

Геотермальна енергія задовольняє менше 0,02% потреб в енергії у світі (*табл. 8.1*). За винятком Ісландії, більшість геотермальних електростанцій міститься у Тихоокеанському регіоні.

Нині геотермальні джерела задовольняють лише невелику частку енергопотреб у світі; більшість цієї енергії надходить з регіонів, де підземні води нагріті внутрішнім теплом планети. Проте набагато більше, ніж ці гідротермальні резервуари, поширена розжарена суха порода. Якщо знайдеться спосіб використовувати її тепло, обсяги виробництва геотермальної електроенергії значно зростуть.

Digitized by ABORIGINAL

У більшості регіонів світу температура земної кори поволі зростає з глибиною. В зонах високої геотермальної динаміки градієнт температури (*рис. 8.12*) менш стійкій, а на ділянках, де є нагріті підземні води, він може різко зростати.

Таблиця 8.1

Країни-лідери з виробництва геотермальної енергії

Країна	Виробництво геотермальної енергії (МВт)	Частка країни у світовому виробництві (%)
США	2228	27,9
Філіппіни	1909	23,9
Італія	785	9,8
Мексика	755	9,5
Індонезія	589	7,4
Японія	547	6,9
Нова Зеландія	457	5,5
Ісландія	170	2,1
Сальвадор	161	2,0
Коста-Ріка	142	1,8

8.9. Магматичні тіла

Магматичні інтрузії

Магматичні породи утворюються при затвердінні магми в глибинах Землі або лави, що вилилась на поверхню, та викинутого пірокластичного матеріалу. Оскільки ці процеси проходять у досить широкому температурному діапазоні та на різних глибинах, форми магматичних тіл та структура утворених порід сильно варіює.

Магматизм – процес впровадження магми з астеносферного шару в верхні оболонки земної кори. **Магма** – флюїдно-силікатний розплав, що утворюється при високих значеннях тиску та температури з мантійної перидотитової речовини. Первинні магми мають однаковий основний базальтовий склад. У багатьох випадках магма не досягає поверхні Землі, зупиняється і остигає на різних глибинах у надрах. Так утворюються інтрузивні тіла.

Завдяки процесам диференціації магми первинні базальтові магми поділяються на силікатні розплави різного хімічного складу,

Digitized by ABORIGINAL

що суттєво позначається на їх фізичних властивостях можливістю проникати в тріщини та утворювати різні за формою та умовами залягання інтрузивні тіла.

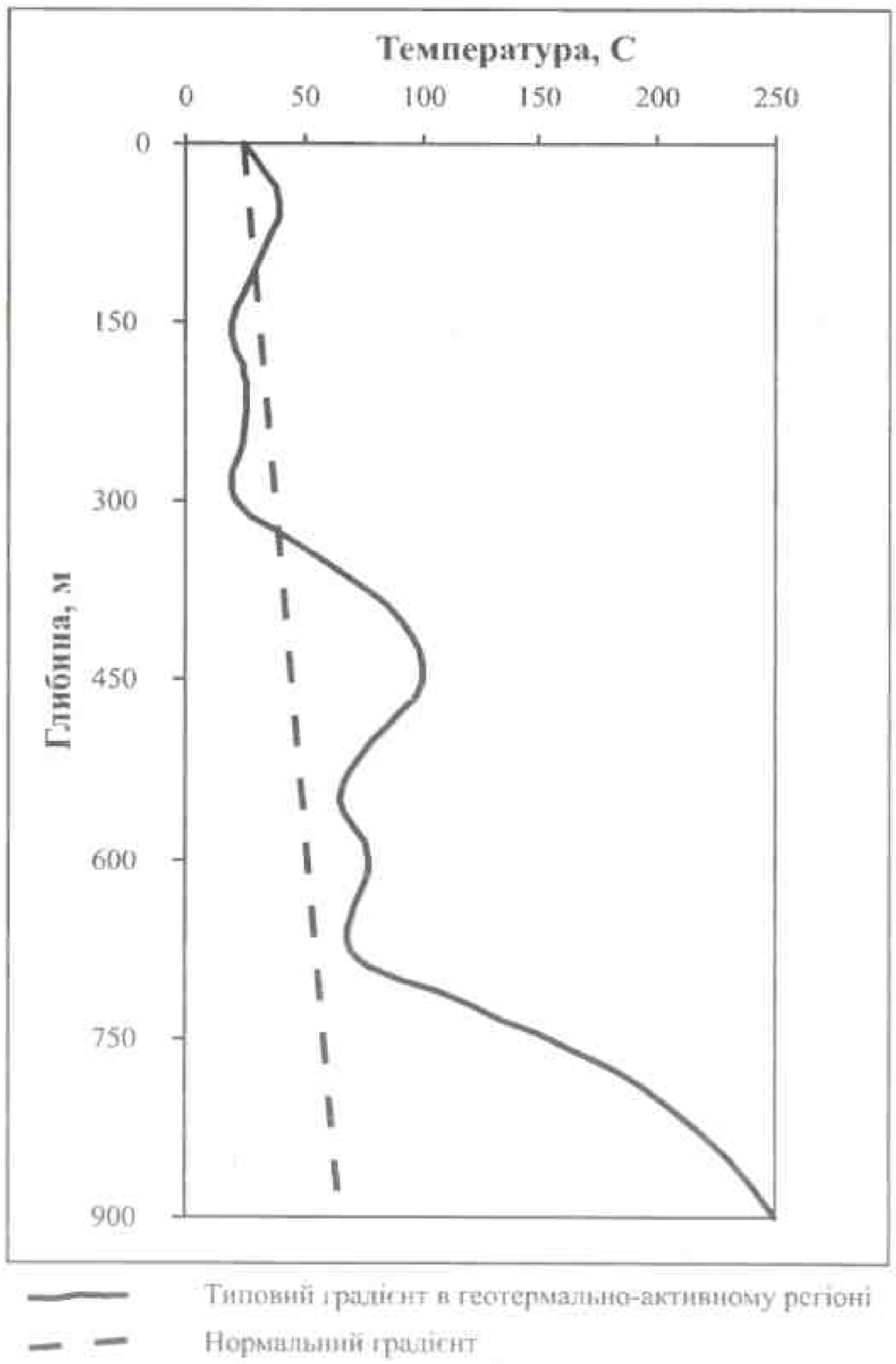


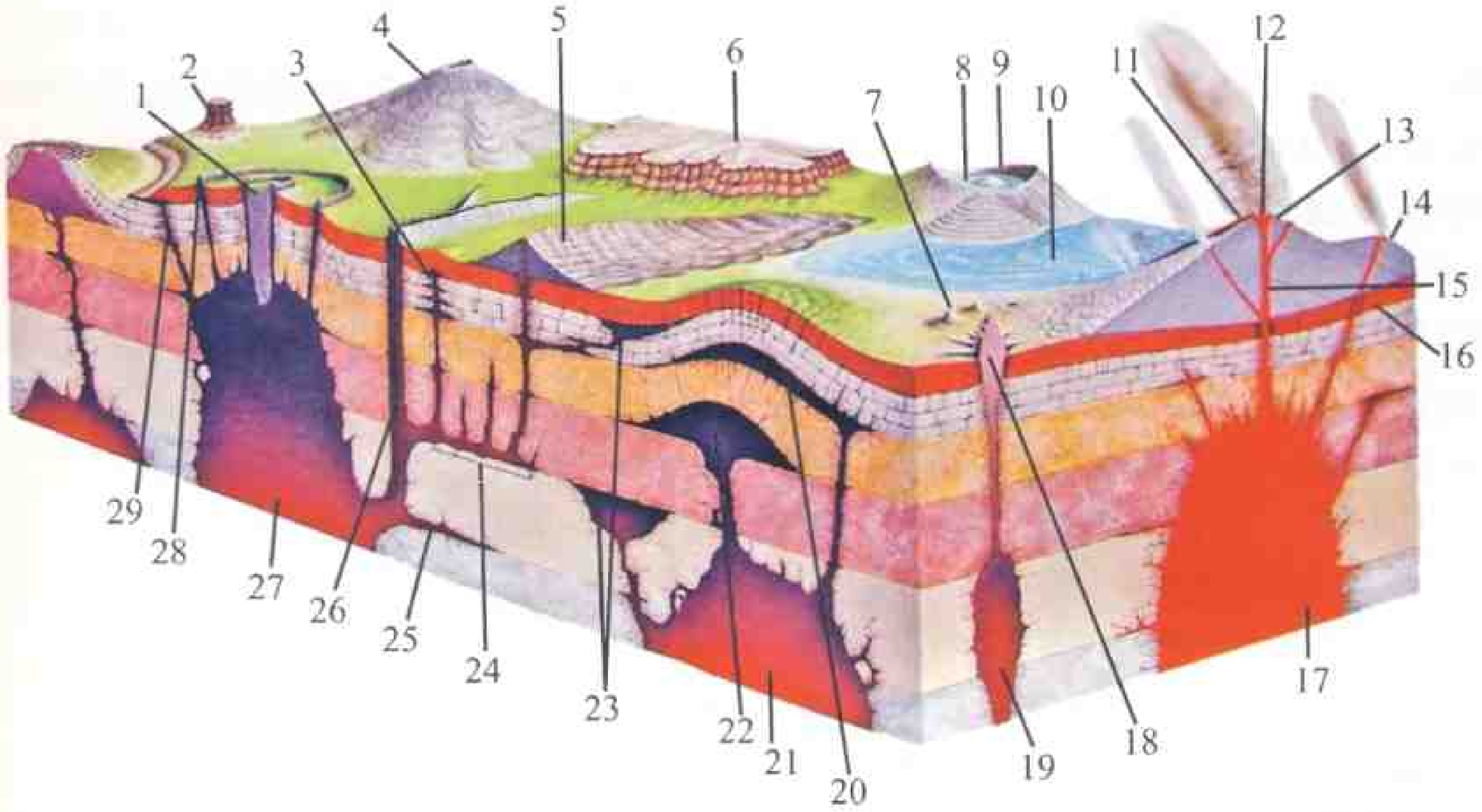
Рис. 8.12. Градієнти температури

Рухаючись з глибини, магма заповнює ослаблені зони порід (тріщини, площини напластування), розсовує тріщини, піднімає шари і заповнює порожнини, що утворюються.

Інтрузивні тіла, що розташовуються відповідно до елементів залягання порід, у які вони проникли, називаються *конкордантними* або *згідними*. В інших випадках, більш розповсюджених, магма утворює тіла, які січуть верствуватість відкладів, що їх вміщують. Такі інтрузії називаються *дискордантними* – тобто *незгідними*.

Залежно від глибини формування в надрах Землі інтрузивні тіла поділяються на *абісальні* (глибинні) і *гіпабісальні* (напівглибинні) (*рис. 8.13*).

Digitized by ABORIGINAL



I – поверхневі тіла: (1) – кільцева дайка; (2) – некк, (3) – дайка; (4) – конус; (5) – лавовий потік виверження тріщинного типу; (6) – покрив; (7) – шлакові конуси; (8) – кальдера; (9) – новий конус в кальдері; (10) – озеро; (11) – конус діючого вулкану; (12) – вулканічний кратер; (14) – паразитичний кратер; (15) – підвідний канал (жерло); (16) – бічне жерло; (17) – вулканічний осередок; (18) – екструзивний купол. II – абісальні та субабісальні тіла: (19) – шток; (20) – факоліт; (21) – батоліт; (22) – лаколіт; (23) – лополіт; (24, 25) – сили; (26) – дайка; (27) – батоліт; (28) – кільцева дайка; (29) – жила

Рис. 8.13. Форми залягання магматичних тіл

Абісальні інтрузивні тіла

Абісальні інтрузивні тіла утворюються на глибинах понад 3–5 кілометрів від поверхні. У результаті денудації та розмиву перекриваючих їх відкладів виходи інтрузивних порід можна спостерігати і на поверхні Землі. Абісальні інтрузії мають великі обсяги, вони тісно пов'язані з магматичним осередком чи самі являють собою застиглий осередок у земній корі. Серед магматичних абісальних тіл виділяють наступні:

Батоліти – величезні, площею понад 200 км^2, інтрузивні тіла. Часто вони мають форму, ізометричну в плані. Стінки батоліту, найчастіше, круті. Верхня поверхня – куполоподібна. Батоліти найчастіше утворені кислою та в'язкою, багатою кремнеземом магмою, складені головним чином гранітоїдами.

Етмоліти – незгідно залягаючі інтрузивні тіла лійкоподібної форми.

Штоки – малі, площею до 100 км^2, та ізометричні в плані інтрузивні тіла, витягнуті у вертикальному напрямку, які січуть вміщуючі відклади. Штоки утворені магматичними породами різного складу.

Digitized by ABORIGINAL

Всі описані інтрузивні тіла є дискордантними. Застигання та кристалізація магми в глибинних тілах відбувається повільно, флюїди (гази та пари) зазвичай утримуються в її складі, а кристалізація речовини – повністю. Утворюються магматичні породи з повнокристалічною структурою. Текстури абісальних порід, як правило, масивні чи неоднорідні, плямисті.

Гіпабісальні інтрузії

Гіпабісальні інтрузії утворюються на відносно малих (до 3–5 км) глибинах. Магма з надр проникає, в першу чергу, в тріщини порід, заповнює їх і утворює *дайки* – вертикальні або похило розташовані плитоподібні тіла, які мають велику довжину при малій ширині (потужності). Довжина дайок вимірюється сотнями метрів та кілометрами. У вулканічних площинах також зустрічаються трубоподібної форми тіла – *неки* (англ. «*некк*» – шия), які є каналами, що підводять магму до жерла вулкана. Оскільки вони тісно пов'язані з поверхневими ефузивними тілами, їх відносять до категорії субвулканічних тіл. Тіла, подібні за формою з дайками, називаються *жилами*. Жили мають криві, хвилясті стінки і часто розгалужуються, переплітаються.

Одним з конкордатних типів гіпабісальних магматичних тіл є *лаколіт* – грибо- чи короваєподібної форми. При формуванні лаколітів магма піднімає шари осадових порід, що залягають вище, і заповнює порожнину. Тому верхня поверхня лаколіту куполоподібна, тоді як нижня – рівна, паралельна шарам. Коли магма впроваджується в ядро великої синклінальної складки, часто утворюється тіло чашоподібної форми. Таке тіло називається *лополітом*. В інших випадках лополіти формуються через прогинання самого магматичного тіла під своєю вагою, що призводить до утворення синклінальної структури. У випадку, коли рідка магма заповнює міжпластовий простір між шарами, що залягають горизонтально або похило, утворюються *сили*. Сили складаються найчастіше з основних, рідше середніх порід. Пластові магматичні тіла, зім'яті в складки разом з шарами осадових порід, називаються *факолітами*. Серед перерахованих інтрузивних тіл, які утворилися у верхніх частинах земної кори, лаколіти, лополіти, факоліти і сили є *конкордантними,* тобто співставними з товщами осадових порід, що їх вміщують. Найчастіше ці тіла утворені відносно рідкими, основними та середніми магмами, здатними вільно рухатися в тріщинах, розсуваючи їх. Дайки, жили і неки є тілами *дискордантними*

Digitized by ABORIGINAL

(незгідними). При виливі лави на поверхню утворюються поверхневі тіла у вигляді лавових обелісків, лавових потоків (язиків) чи покривів. Але це вже результат вулканізму.

У середині інтрузивних тіл часто виявляються уламки порід, які вміщують ці інтрузивні тіла або які ними прориваються – *ксеноліти* (грец. «*ксенон*» – чужий, «*літе*» – порода).

При застиганні об'єм магматичного тіла зменшується, інтрузивне тіло зазвичай розколюється системою тріщин охолодження, орієнтованих у декількох напрямках. Ці тріщини розбивають магматичну породу на фігури – стовпи, паралелепіпеди тощо, іменовані *окремістю* порід.

Digitized by ABORIGINAL

РОЗДІЛ 9

ОСНОВНІ СТРУКТУРНІ ЕЛЕМЕНТИ ЗЕМНОЇ КОРИ. ПЛАТФОРМИ ТА РУХЛИВІ (ГЕОСИНКЛІНАЛЬНІ) ПОЯСИ

Основними великими структурами земної кори є океани та континенти. Вивченням їх структур займається наука геотектоніка.

9.1. Структурні елементи континентів

Основними структурами континентів є платформи та рухливі (геосинклінальні) пояси.

Континентальні **платформи** відзначаються спокійним тектонічним розвитком, які в різні часи зазнавали повільних вертикальних (епейрогенічних) рухів. Платформи займають площі в мільйони квадратних кілометрів, мають близьку до ізометричної форми та типову континентальну кору. У геоморфологічному відношенні платформи – це рівнинні території, низинні або плоскогірні. Окремі їх ділянки бувають покриті мілкими епіконтинентальними морями.

Основною рисою платформ є чітко виражена двоповерхова будова. Нижній поверх називають **фундаментом.** Він представлений завжди складнодислокованими утвореннями, в древніх платформах метаморфізованими і гранітизованими породами, розбитий розломами, прорваний інтрузивними тілами. Другий поверх – **платформний чохол** складають неметаморфізовані, осадові, інколи вулканогенні породи. Субгоризонтальні відклади чохла залягають на фундаменті з різкою структурною незгідністю. Потужність чохла рідко перевищує 3 км, в окремих западинах може бути понад 10 км. Платформи утворилися на місці колишніх складчастих областей в результаті їх пенепленізації.

Вік платформ визначається за фундаментом.

До **древніх платформ** відносяться платформи, фундамент яких складений ранньодокембрійськими (архейськими – ранньопротерозойськими) породами. Вони займають близько 40% площі сучасних материків, складають їх давні ядра і, як правило, обрамляються молодшими платформами та складчастими системами.

Виділяють дві групи древніх платформ – північну (Лавразійську) та південну (Гондванську). До першої відносять:

- ***Північноамериканську (або Канадську),***
- ***Східноєвропейську,***

Digitized by ABORIGINAL

- ***Сибірську.***

До Гондвандської групи відносять:

- ***Південноамериканську(або Бразильську),***
- ***Африканську (Африкансько-Аравійську),***
- ***Індостанську,***
- ***Австралійську,***
- ***Антарктичну.***

Проміжне положення займають невеликі древні платформи:

- ***Китайсько-Корейська (або Північнокитайська),***
- ***Південно-Китайська (або Янцзи),***
- ***Таримська,***
- ***Тибетська (Тибетський масив).***

Платформи Лавразійської групи мають дорифейський кристалічний фундамент, який перекривається рифейськими та фанерозойськими відкладами осадового чохла.

Фундамент платформ Гондванського ряду дещо молодший, він складений численними ранньодокембрійськими масивами, які сцементовані ранньо-, середньо- чи пізньорифейськими складчастими поясами. Платформний чохол почав формуватися лише у венді-кембрії.

Молоді платформи в структурі материків займають менші площі. Фундамент їх складають переважно фанерозойські вулканогенні та осадові утворення, які могли зазнати відносно слабкого метаморфізму. Цей фундамент називають не кристалічним, як у древніх платформ, а складчастим, від чохла він відрізняється високою дислокованістю. У складі такого фундаменту зустрічаються блоки, складені докембрійськими високо метаморфізованими породами, які на ранніх стадіях геологічного розвитку молодих платформ були *серединними масивами* чи *мікроконтинентами*. Як правило, молоді платформи мають різновіковий фундамент. Серед них виділяють епібайкальські (тобто сформувалися після байкальського циклу тектогенезу), епікаледонські (наприклад, деякі частини Західно-Сибірської платформи), епігерцинські (Скіфська плита), епімезозойські (платформна арктична окраїна Східного Сибіру). Молоді платформи обрамляють древні платформи (Середньоєвропейська, Скіфська, Туранська) або розташовуються між ними (Західносибірська). Осадовий чохол молодих платформ має переважно юрсько- або крейдяно-четвертинний вік.

Найбільшими структурними елементами платформ є щити, плити і зони перикратонних опускань.

Digitized by ABORIGINAL

Щитами називають великі ділянки древніх платформ, в яких на денну поверхню виходять породи фундаменту. На платформах північної групи щити з усіх боків облямовані чохлом (Канадський, Балтійський, Алданський, Український щити). На платформах південної групи чохол поширений здебільшого лише в межах окремих замкнутих западин, а на переважаючих їх просторах на денну поверхню виходять утворення фундаменту. Менші виходи фундаменту, які періодично занурювалися та перекриті зараз малопотужними відкладами чохла, називаються *масивами*. У межах молодих платформ виступи на денну поверхню фундаменту трапляються не часто.

Ділянки древніх платформ, що вкриті осадовим чохлом, називаються *плитами* (Руська, Аравійська, Сахарська та інші). Молоді платформи, як правило, є плитами (Скіфська, Західно-Сибірська, Патагонська, Східно-Австралійська та інші).

Перикратонні опускання формуються у периферійних частинах платформ на межі з геосинклінальними системами. Вони характеризуються пологим моноклінальним або ступінчасто-моноклінальним зануренням поверхні фундаменту у бік рухливих поясів. Фундамент тут перекривається потужними (до 10–12 км) осадовими товщами. На Сибірській платформі виділяють, наприклад, Ангаро-Ленську зону перикратонних опускань, на Східноєвропейській – Дністровський перикоратонний прогин.

До структур другого порядку на платформах відносять *антеклізи і синеклізи.* Це дуже великі (сотні кілометрів у поперечнику), пологі позитивні (антеклізи) та негативні (синеклізи) структурні форми з кутом нахилу верств не більш 1°.

Антеклізи зумовлені підняттям фундаменту до денної поверхні. Потужність чохла 1–2 км, інколи в межах антекліз спостерігаються виходи фундаменту на денну поверхню. Прикладом можуть бути Воронізька і Білоруська антеклізи Східноєвропейської платформи; Оленьокська антекліза Сибірської платформи тощо. Синеклізи – великі пологі западини з потужністю осадового чохла 3–5 км. Наприклад, Московська синекліза Східноєвропейської платформи, Вілюйська синекліза Сибірської платформи, Амудар'їнська синекліза Туранської плити. Відомі синеклізи, які розташовані в периферійних частинах платформ, де потужність чохла сягає 10–20 км. Прикладом може бути Прикаспійська синекліза (западина) Східноєвропейської платформи.

Своєрідним типом від'ємних структур платформ є *авлакогени* – чітко лінійні грабен-прогини, значної протяжності (сотні кілометрів),

Digitized by ABORIGINAL

які обмежені скидами та виповнені осадовими і вулканогенними породами. Глибина залягання фундаменту в грабенах 10–12 км. Наприклад, Московський, Прип'ятсько-Дніпровський, Овруцький (у межах Українського щита) авлакогени Східноєвропейської платформи. З часом вони можуть перетворюватися в прогини та синеклізи. Наприклад, девон-кам'яновугільний Дніпровсько-Донецький авлакоген перетворився в карбоні-тріасі у Дніпровсько-Донецьку западину, а в юрі-неогені в Українську синеклізу.

В інших випадках на їхньому місці утворюються складчасті зони (Донецька складчаста зона).

Під рухливими (геосинклінальними) поясами розуміють області високої рухливості земної кори і її значної розчленованості. Рухливі пояси можуть бути лінійно витягнутими, дугоподібно зігнутими або мозаїчно побудованими. Вони почали формуватися у пізньому протерозої, розвивалися протягом багатьох мільйонів років. Розвиток їх відбувався циклічно, тривалість циклів від 300–400 млн років (більш ранні) до 150–200 млн років. У кожному циклі чітко виділяється декілька стадій. На початкових стадіях у межах поясів переважають опускання, існують морські умови (власне геосинклінальний етап), а на кінцевих стадіях у поясах переважають процеси стискання із інтенсивною деформацією накопичених відкладів (складчастістю), підняття складчастих споруд та горо-утворення (орогенний етап). В історії кожного рухливого поясу такі цикли тектонічної активності (цикли тектогенезу) проходили окремими тектонічними фазами та неодноразово повторювалися.

Залежно від того, протягом якого циклу утворилися гірські хребти, що існували в геологічному минулому і збереглися сьогодні на поверхні земної кулі, їх, відповідно, називають *байкалідами, каледонідами, герцинідами, тихоокеанідами* і *альпідами*. Гірські системи різних епох складчастості нарощували площі древніх докембрійських платформ, що призводило до збільшення площі суші протягом геологічної історії Землі (*рис. 9.1*).

Рухливі (геосинклінальні) пояси можуть бути визначені як протяжні сегменти континентальної кори, які розділяють або облямовують давні платформи і об'єднують різновікові складчасті споруди близького структурного плану, що мають назву *складчастих областей*.

Головними рухливими поясами є:

- ***Арктичний,***
- ***Тихоокеанський,***

Digitized by ABORIGINAL

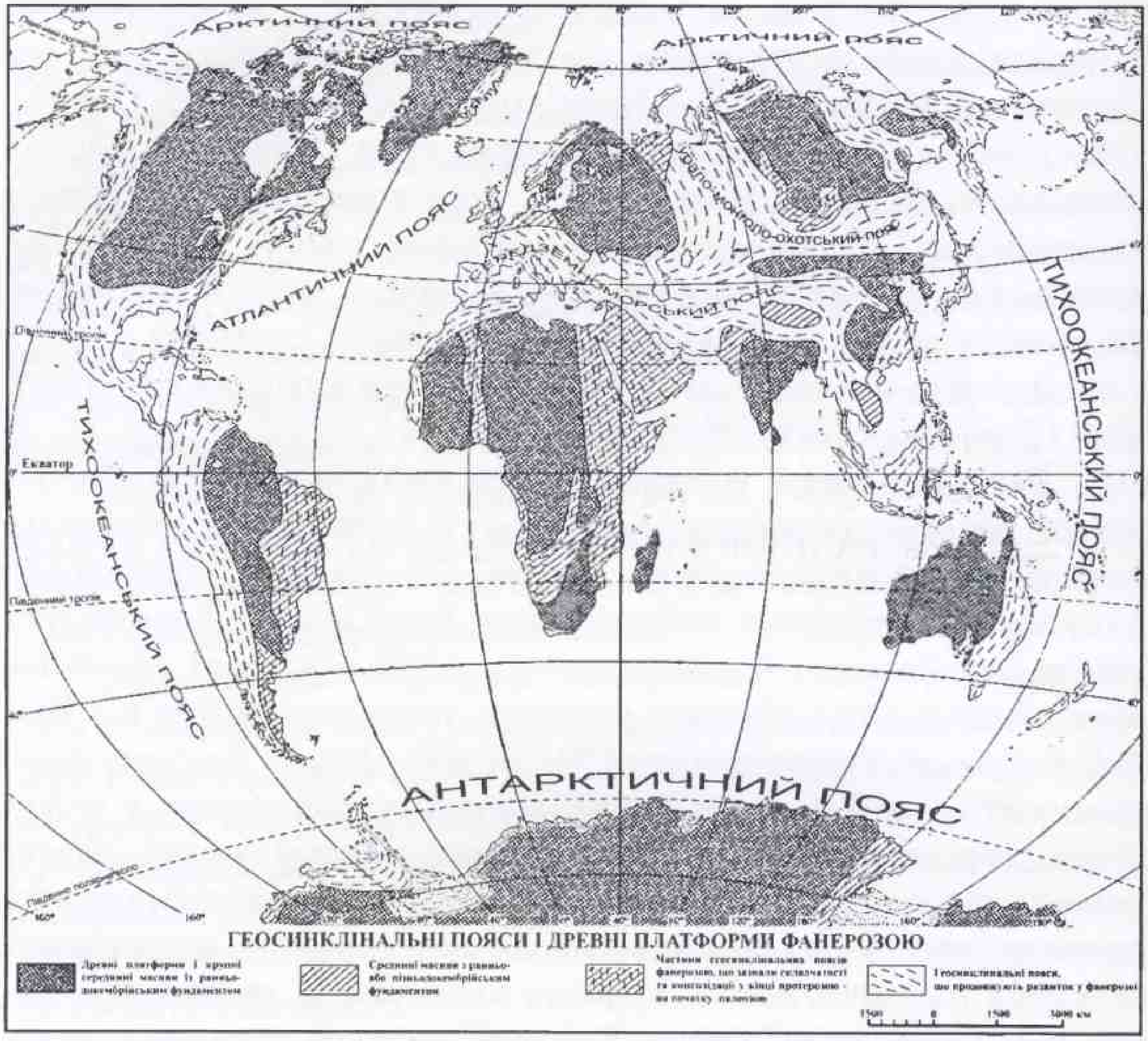


Рис. 9.1. Рухливі (геосинклінальні) пояси і древні платформи

- ***Урало-Охотський (Урало-Монгольський),***
- ***Середземноморський,***
- ***Атлантичний,***
- ***Антарктичний.***

Середземноморський пояс має субширотне розташування, простягається від Атлантичного океану до Південно-Китайського моря, де з'єднується з Західно-Тихоокеанським поясом. Він розмежовує північні платформи від південних, об'єднує різновікові складчасті структури у зв'язку з поступовим закриттям океану Тетіс. У поясі виділяють складчасті області:

- Альпійсько-Гімалайську,
- Індонезійську.

Серединні масиви є структурними елементами геосинклінальних поясів. Вони являють собою уламки древніх платформ, які утворилися

Digitized by ABORIGINAL

при розколюванні та розсуванні їх частин і залишилися в межах рухливих поясів, що утворилися на місці розломів. Їх називають також ***мікроконтинентами.*** Розмір їх вимірюється сотнями квадратних кілометрів. Здебільшого масиви мають двоповерхову будову, аналогічно платформам, у більшості їх фундамент докембрійський, але може представлятися утвореннями байкальського, каледонського або герцинського віку. Прикладом можуть бути масиви байкалід (Бретонський, Центрально-Французький масиви) в межах герцинських споруд Західної Європи, Родопський масив у Альпійській складчастій області, Охотський і Верхояно-Чукотський масиви Східно-Азіатської складчастої області. Деякі серединні масиви (Панонський) занурені на орогенному етапі розвитку геосинклінальних систем, перекриваються потужними товщами осадів і перетворюються в западини.

Структури земної кори графічно відображаються на **тектонічних картах**, де узагальнені фактичні дані про особливості та закономірності розвитку елементів земної кори. На тектонічних картах відображено тектонічне районування. Головною ознакою, за якою виділені тектонічні одиниці (природні тектонічні райони) на сучасних тектонічних картах, *є вік основної складчастості і тектонічний режим* того чи іншого структурного елемента.

9.2. Структурні елементи океанів

Океанічна кора займає близько 2/3 загальної поверхні літосфери. В умовах океанічного дна відмічається збіг великих геоморфологічних елементів (морфоструктур) з тектонічними (тектонічними структурами).

Границею між континентальними й океанічними сегментами літосфери є уступ континентального схилу платформ, шириною 15–50 км, висотою близько 3,5 км із середнім нахилом 2–6° і загальною довжиною приблизно 350 тис. км. До глибини близько 2 км схил має кору континентального типу, яка різко змінюється потім океанічною корою. Контакт між ними, ймовірно, проходить по розломах.

У межах океанічного ложа виділяється два головні типи структурних елементів: *океанічні орогенні пояси* й *океанічні платформи.*

Океанічні орогенні пояси *(георифтогеналі)* утворюють систему підняттів планетарного масштабу в усіх океанах і деяких окраїнних та внутрішніх морях (східна частина Середземного, Тасманового й інших морів).

У рельєфі океанічним орогенним поясам відповідають *серединно-океанічні хребти.* Структура океанічних орогенних поясів різко

Digitized by ABORIGINAL

розчленована повздовжніми розломами з утворенням блоків-пластин. Уздовж вісі хребтів простягаються вузькі (5–10 до 25–30 км) і глибокі (3–5 км), крутостінні (до 30° і більше) грабени – *рифти*. Їхній схил складений габро і гіпербазитами (ультраосновними інтрузивними породами), іноді зміненими вторинними мінералами, тоді як гребени і схили хребтів складені «свіжими» толеїтовими базальтами.

Ширина серединно-океанічних хребтів, включаючи зони грядово-глибинного рельєфу (по 5–15 км шириною і до 1 км висотою кожна) змінюється від 150 до 1500 км і більше, а загальна їхня довжина перевищує 80 тис. км. Піднімаються вони на 1–3 км вище прилягаючих абісальних улоговин, що відповідають *океанічним платформам.*

Серединним хребтам відповідають підняття океанічної кори, з деяким потоншенням її шарів, особливо осадового, тоді як на їхніх далеких крилах кора підстеляється нормальною (швидкість проходження сейсмічних хвиль 8,2 км/с) мантією. Для осьових зон океанічних орогенних поясів характерна підвищена сейсмічність, але епіцентри землетрусів залягають не глибоко (10–30 км). Система океанічних орогенних поясів розділена поперечними розломами, що простягаються навіть на суміжні континенти, із зсувом окремих частин до 6 тис. км і шириною тріщин відриву до 8 км (наприклад, у Серединно-Атлантичному хребті). Це (за Вільсоном) *трансформні розриви.*

До цих систем приурочені смугові магнітні аномалії, інтенсивні в гребневій частини хребтів і слабшають до периферії, що погоджується зі стадіями впровадження базальтів з мантії в розсуви кори на місці рифтів. Вік цих базальтів зростає в обидва боки від рифтової зони. Таким чином, океанічні орогенні пояси – є великі лінійні підняття океанічної кори, які, в основному, приурочені до «середини» океанів з тенденцією охоплення континентів.

Океанічні платформи чи *талассократони* займають ложа океанів між серединними хребтами і континентальним схилом (або зовнішнім краєм глибоководних жолобів). Океанічні платформи виділяються у всіх океанах. Їхня поверхня майже рівна – абісальні рівнини, або горбкувата – горбкуваті рівнини, покрита сипучими осадами чохла четвертинних відкладів до 300 м потужністю, які підкладаються ущільненими породами кайнозою (з ефузивами) – потужністю близько 5 км; шаром базальтових лав, потужністю 1,5 км, який залягає на третьому океанічному шарі, складеному габроїдами та ультраосновними породами. Потужність океанічної кори – 6–15 км, нижче знаходиться

Digitized by ABORIGINAL

поверхня Мохо. Монотонність їхньої будови порушується лінійними підняттями довжиною в 2–5 тис. км, шириною в сотні км і висотою 2–3 км, з конусами вулканів вище рівня океану.

Серед лінійних піднять виділяються:

1. *Авулканічні* й *асейсмічні* лінійні підняття – це, наприклад, Східно-Індійський хребет;

2. *Вулканічні* підняття – це, наприклад, підводні хребти Гавайський, Туамоту, Лайн тощо у Тихому океані.

Крім того, відомі ізометричні підняття (внутрішньоплитні за Г. Менардом), що мають менші розміри (площею до 100 тис. км^2 з перевищенням над океанічним дном від 2 до 3 км). Їх називають внутрішньоокеанічними «склепіннями». Наприклад, підняття Шатського, Маніхіки в Тихому океані, Бермудське – в Атлантичному, Плато Крозе – в Індійському. Утворення їх зв'язується з вулканізмом – по лініях пересічних розломів. Виділяють також крайові вали (шириною 300–400 м) і положисті (200–400 м над рівнем суміжних океанічних платформ) здіймання океанічного дна, які розташовані між океанічними платформами і глибоководними жолобами окраїн континентів. Над цими валами фіксуються позитивні аномалії сили тяжіння. Океанічні платформи, як і океанічні орогенні пояси, перетинаються великими, трансокеанічними (*трансформними)* розломами довжиною до 3–4 тис. км субширотного простягання.

Digitized by ABORIGINAL

РОЗДІЛ 10

ЛІТОСФЕРНІ ПЛИТИ. ГІРСЬКІ СИСТЕМИ (ОРОГЕННІ ПОЯСИ). ГЕОМОРФОЛОГІЧНІ ЕЛЕМЕНТИ ДНА ОКЕАНІВ

10.1. Літосферні плити Землі

Тектоніка плит – теорія, що викликала революцію в геології. Починаючи з розвитку цієї теорії, геологам доводиться повторно вивчати майже кожен аспект геології. Виявляється, що за допомогою основних положень теорії можна пояснити більшість геологічних подій, що траплялися раніше та відбуваються зараз, пояснити появу сучасного стану континентів, їх розташування на поверхні Землі, рельєф тощо. **Тектоніка плит** – сучасна геологічна теорія про рух літосферних плит, яка розвивається з кінця 60-х років XX сторіччя, пояснює, як рухаються і деформуються зовнішні шари Землі. Вона стверджує, що земна кора складається з цілісних блоків – *плит*, які знаходяться в постійному русі одна до одної. При цьому в *зонах розтягання* (серединно-океанічних хребтах і континентальних рифтах) внаслідок *спредингу* (*seafloor spreading* – розсування морського дна) утворюється нова океанічна кора. На периферії океанів у зоні глибоководних жолобів тонка океанічна кора підсувається під континентальну. Цей процес називається *субдукцією*. В зоні наближення континентальних плит відбувається їх насування, інтенсивна деформація та складкоутворення. Ці процеси мають назву *колізії*. Теорія пояснює причини виникнення землетрусів, вулканічної діяльності та горотворення, більша частина яких приурочена до границь плит.

Уперше ідея про рух блоків кори була висловлена в теорії дрейфування континентів, запропонованій Альфредом Вегенером у 1920-х роках. Ця теорія була спочатку знехтувана. Відродження ідеї про рухи в твердій оболонці Землі («мобілізм») відбулося в 1960-х роках, коли в результаті досліджень рельєфу і геології океанічного дна були отримані дані розширення (спредингу) океанічної кори і підсування одних блоків земної кори під інші (субдукція). Об'єднання цих уявлень зі старою теорією дрейфу материків породило сучасну теорію тектоніки плит або нової глобальної тектоніки, яка незабаром стала загальноприйнятою концепцією в науках про Землю.

Поверхня Землі постійно змінюється під впливом сил, що діють всередині планети, на її поверхні, а також внаслідок падіння об'єктів з космічного простору. Такі зміни стають помітними через багато тисяч років, хоча деякі з них, як-от зсуви землі та удари метеоритів, відчутні

Digitized by ABORIGINAL

одразу. Рух літосферних плит спричиняє появу нових океанів, утворення гірських систем, призводить до зміни форми та розмірів континентів.

ВЕГЕНЕР Альфред
(1880–1930)

Альфред Вегенер – німецький метеоролог та геофізик. Закінчив університет ім. Фрідріха Вільгельма в Берліні. В січні 1912 р. він запропонував свою теорію «Континенти є незалежними плато, легшими у порівнянні з глибшими шарами земної кори. Через це вони можуть, як крижини, дрейфувати по земній корі». Видав у 1915 р. книжку «Походження континентів і океанів», де виклав теорію континентального дрейфу, що була передвісником сучасних ідей щодо тектоніки плит. Подібність форм берегових ліній Африки та Південної Америки переконала А. Вегенера в тому, що всі континенти колись становили одне ціле – гігантський суперконтинент Пангея, який у мезозойську еру розколовся на частини. Він фактично заклав основи палеокліматології – науки про реконструкції клімату в стародавніх геологічних епохах.

Тверда, крихка зовнішня кам'яна оболонка Землі називається літосферою і поділяється на сім великих літосферних плит, на яких розташовані цілі континенти, а також близько десятка значно менших плит (*рис. 10.1*). Ці сегменти неправильної форми щільно припасовані один до одного, немов елементи мозаїки, і вкривають всю поверхню Землі. Літосферні плити охоплюють зовнішній шар порід земної кори, який неможливо відокремити від розташованого під ними шару порід верхньої частини мантії. Впродовж геологічного часу літосферні плити рухалися поверхнею Землі. Під час цього руху відбувалося їх зіткнення і утворювалися гірські пасма чи при розсуванні плит виникали океанічні западини.

Припускається, що 94% земної поверхні припадає на сім великих плит потужністю близько 100 км. На них розташовані основні континенти, більшість яких свого часу входили до складу прадавнього материка Пангеї. Тихоокеанська плита – найбільша, її площа становить 108 млн км^2. За порядком зменшення розмірів інші розташовуються таким чином: Африканська, Євразійська, Австралійська, Північноамериканська, Антарктична, Південноамериканська плити. Останнім часом до них входить як самостійна восьма – Індійська плита. Решта поверхні Землі утворюють близько десятка значно менших плит, таких як плита Хуана де Фука, яка розташована вздовж північно-західного узбережжя США. Тихоокеанська плита складена цілком земною корою океанічного типу, хоча на сьогодні решта великих плит мають ознаки будови континентальної і океанічної земної кори.

Digitized by ABORIGINAL

Розміри плит постійно змінюються: деякі з них збільшуються, а інші – зменшуються. Ці процеси відбуваються дуже повільно на окраїнах плит таким чином, що розміри Землі лишаються незмінними у часі.

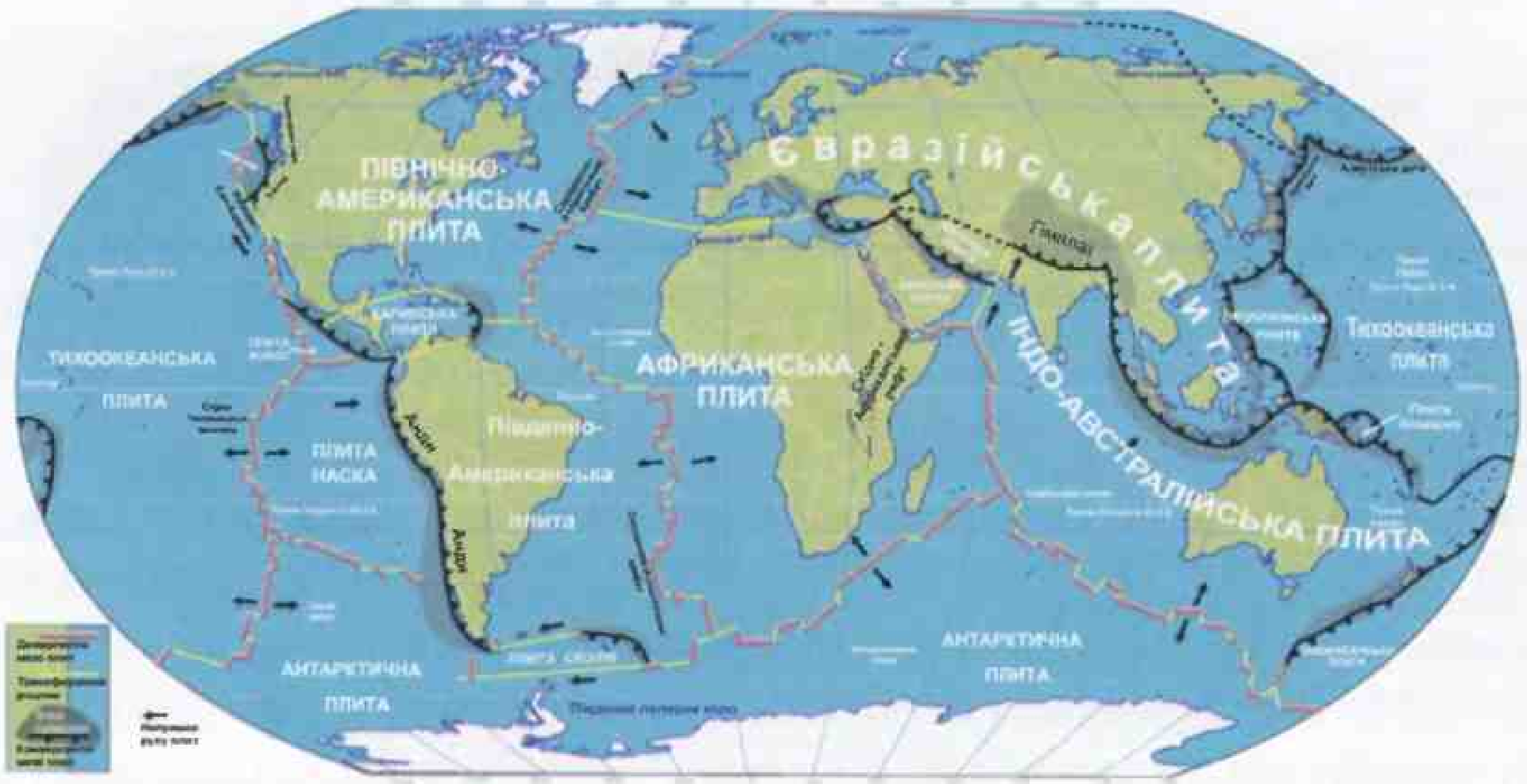


Рис.10.1. Літосферні плити та їх межі

Більшість границь літосферних плит проходить по дну океанів або неподалік континентів. Проте деякі з них проходять суходолом і поясами гір, таких як Гімалаї, якими проходить границя між Євразійською та Індійською плитами; між Африканською та Євразійською літосферними плитами границя позначена високими піками Альп (*рис. 10.2*); вулканічні острівні дуги, наприклад Курило-Камчатська фіксує зону підсування Тихоокеанської плити під Євразійську.

Рис. 10.2. Границя між Африканською та Євразійською літосферними плитами позначена високими піками Альп

Digitized by ABORIGINAL

Німецький метеоролог та геофізик Альфред Вегенер (1880–1930 рр.) є автором теорії дрейфу континентів, яка була передвісником сучасних ідей тектоніки плит.

10.2. Рух плит

Як відомо, літосферні плити Землі перебувають у постійному русі, переміщуючись до 15 см за рік. Однак, поки що невідомо, що саме спонукає їх до руху. Вчені стверджують, що рух літосферних плит спричинений конвективними потоками речовини у мантії. Під порівняно холоднішими плитами залягає гаряча й частково рідка речовина мантії. Вважається, що ця речовина перебуває в русі й формує тривимірні комірки (*рис. 10.3*).

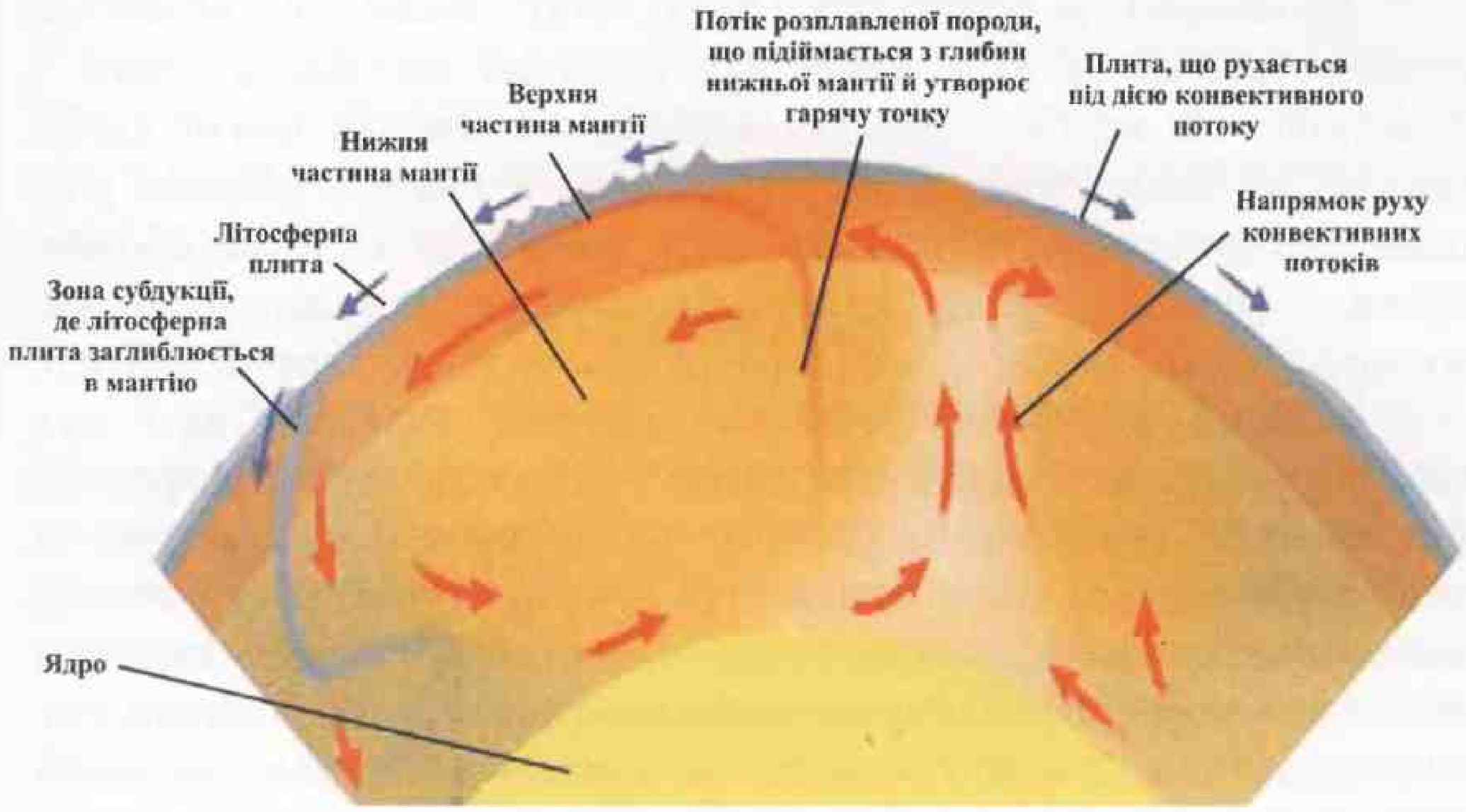


Рис. 10.3. Рух плит

Конвективні течії у мантії були запропоновані як механізм, що пояснює прогин земної кори, наслідком якого є накопичення товщ осадів і послідуюче зминання цих осадів з утворенням складчастих гірських систем. Застосовуючи ідею конвективного кругообігу до спредингу океанічного дна, мається на увазі, що конвекція відбувається тільки у верхній частині мантії.

Можливими джерелами енергії для конвективних течій є:

1) радіоактивність;

2) тепло, що виділяється при фазових перетвореннях, таких як перехід базальтів у еклогіт;

Digitized by ABORIGINAL

3) гравітаційна диференціація окремих компонентів у речовини надр Землі, таких як опускання заліза та нікелю із мантії в ядро;

4) тепло, що виділяється при кристалізації заліза на межі зовнішнього і внутрішнього ядра.

Якщо головними рушійними силами при переміщенні плит є тепло і сила тяжіння, то конкретний механізм руху плит поки що не вивчено.

Згідно з теорією тектоніки плит зовнішня оболонка Землі розділена на ряд жорстких плит, які рухаються відносно одна одної. Швидкості такого руху становлять декілька сантиметрів за рік. Хоча ці швидкості здаються незначними, виявляється, що велику частину всіх землетрусів, вулканічних виверженьі процесів утворення гір можна віднести до таких, які виникають за рахунок взаємодії між сусідніми літосферними плитами на їх межах.

Відповідно до теорії літосферних плит, Земля – це величезна теплова машина, в якій мантія відіграє роль «котла», а плити – «шатунів». На верхніх границях конвективні комірки мантії діють, подібно до конвеєрної стрічки, переміщуючи разом з потоком розплавленої речовини розташовані над ними плити. Коли сегмент океанічної плити потрапляє в зону субдукції, внаслідок сили гравітації, холодна і відносно щільна плита занурюється в товщу гарячої мантії.

Наукові відкриття дозволили скласти уявлення про рух літосферних плит Землі в минулому. Нанесення на карту границь між плитами, дослідження процесів розширення морського дна та вимірювання напрямків і швидкостей руху плит дали змогу вченим відтворити геологічну історію їх переміщень. Існує чимало даних, за якими можна відновити розташування плит у минулому, – наприклад, за розміщенням давніх гір, таких як Каледонський пояс, залишки якого сьогодні знайдено по обидва боки Атлантики.

Зокрема, скам'янілі рештки однакових наземних рептилій та рослин, знайдені в Африці та Південній Америці, свідчать про те, що колись саме ці два континенти становили одне ціле. Картографування та буріння морського дна, розпочаті в 1950-х роках, дали нову інформацію про рух літосферних плит. Встановлено, що вік найдавніших відомих порід морського дна – лише 220 млн років. Отже, дно океану є порівняно молодим з віком континентів, а всі давніші породи океанічного дна зникли в надрах Землі внаслідок процесів субдукції. Аналіз руху літосферних плит від наших днів до пермського періоду свідчить про те, що сьогоднішні континенти протягом 200 млн років формувалися в результаті розпаду суперконтинента Пангея, що колись простягався від полюса до полюса.

Digitized by ABORIGINAL

Була також відтворена пізньодокембрійська модель розміщення континентів й допущено ймовірне існування об'єднаної групи континентів, яку називають Родинією. Інформації про давніший розподіл літосферних плит практично немає і невідомо, чи взагалі тоді існували плити.

Отже, літосферні плити дрейфували поверхнею Землі протягом сотень мільйонів років. Хоча швидкість їх переміщення 15 см на рік, у геологічному масштабі часу незначна, обриси континентів значно змінювалися. Найпомітніші рухи плит відбуваються в зонах *дивергенції* (розходження) в Атлантиці: через що Американські континенти дрейфують на захід; в Червоному морі, де Аравійський півострів віддаляється від Африки. В зонах *конвергенції* (наближення) континенти можуть збільшуватися у розмірах. Так, наприклад, в останній геологічний період Індія приєдналася до Азії, а на межі зіткнення Індійської та Євразійської плит зараз здіймаються Гімалаї. Через велику швидкість субдукції західного краю Тихоокеанської плити в Східній Азії часто відбуваються інтенсивні виверження вулканів та потужні землетруси.

10.3. Границі плит

Розрізняють три основні види границь літосферних плит Землі. На двох з них розміри плит змінюються. Зокрема, на дивергентних границях через розсування плити збільшуються у розмірах уздовж серединно-океанічних хребтів, а на конвергентних границях – зменшуються в разі підсування океанічних плит під континентальні, при цьому утворюються глибоководні жолоби та зони субдукції. Дивергентні та конвергентні границі становлять 80% від усіх границь літосферних плит, решта 20% – це *трансформні* границі, вздовж яких дві плити ковзають одна повз одну, а їх розміри не зазнають змін.

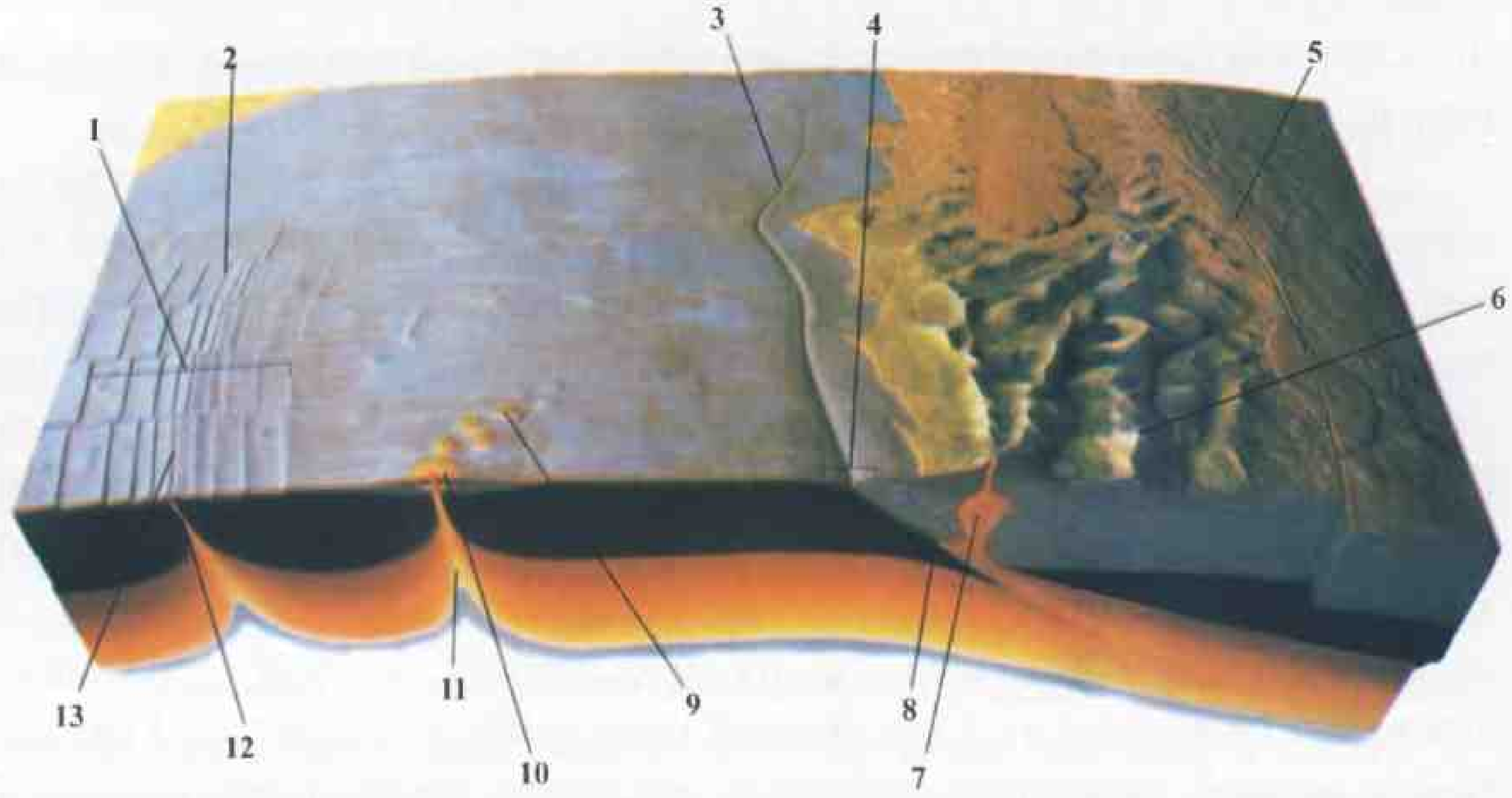
Шість із семи найбільших літосферних плит є континентальними, однак найбільша з усіх (Тихоокеанська) – океанічна. Континентальні плити, а особливо Євразійська, розвивалися шляхом поєднання численних плит меншого розміру. Як видно на малюнку, всі чітко визначені зони сейсмічної та вулканічної активності розташовані вздовж нині відомих границь між плитами (*див. рис. 10.1*).

Дивергентні границі

Коли плити розсуваються, утворюються дивергентні межі (*рис. 10.4*). Прикладом такої границі є Серединно-Атлантичний

Digitized by ABORIGINAL

хребет, що простягається на дні океану від Північного до Південного полюса, хоча в Ісландії він здіймається над рівнем моря.



1 – зона спредингу; 2 – серединно-океанічний хребет; 3 – глибоководний жолоб; 4 – зона субдукції; 5 – розлом, вздовж якого відбувається переміщення плит у горизонтальному напрямку; 6 – гірська система, що утворюється в результаті деформації крайової частини континентальної плити; 7 – вулканічний осередок у зоні субдукції; 8 – занурення океанічної плити під континентальну; 9 – вулканічні острови; 10 – діючий вулкан над «гарячою точкою»; 11 – зона плавлення океанічної кори і утворення вулканічного осередку; 12 – підйом магми в зоні рифту; 13 – рифт в осьовій зоні серединно-океанічного хребта

Рис. 10.4. Частини літосфери із зонами спредингу, субдукції та розломними зонами

Дивергентні границі позначені рифтовими долинами, що повільно розходяться. Коли дві плити розсуваються, речовина мантії піднімається вгору і частково плавиться через зменшення тиску, утворюється базальтова магма, яка виверга́ється в рифтових долинах серединно-океанічних хребтів на морське дно, вступає в контакт з океанічною водою і твердне, формуючи нову молоду океанічну кору. В міру того, що плити постійно розходяться, цей процес повторюється. Нова океанічна кора утворюється зі швидкістю декілька сантиметрів на рік, а цей процес називається *розширенням морського дна*. Він може тривати протягом багатьох мільйонів років і призводити до появи нових океанів. Розміри Землі лишаються незмінними, оскільки обсяг новоутвореної океанічної кори дорівнює обсягові давнішої океанічної кори, яка поглинається в зонах субдукції. Прямі лінії дивергентних границь перериваються внаслідок криволінійності

Digitized by ABORIGINAL

Землі з утворенням трансформних розломів – границь, на яких дві плити ковзають одна повз іншу. Такі границі ні конструктивні, ні деструктивні.

Конвергентні границі

Конвергентні границі (відомі також як деструктивні границі) існують там, де плити рухаються назустріч одна одній. Континентальна кора потужніша та менш щільна, ніж океанічна. Коли відбувається зіткнення континентальної й океанічної плит, наприклад, біля узбережжя Південної Америки, утворюються зони субдукції, в яких океанічна кора підсувається під більш потужну континентальну. Це призводить до підняття континентальної плити і формування Анд. Там, де сходяться дві океанічні плити, давніша занурюється під молодшу, оскільки вона холодніша і щільніша. У цих місцях утворюються пасма вулканічних островів. Конвергентні границі океанічних плит фіксуються глибоководними жолобами, у межах яких глибина океанічного дна сягає 11 км. У зонах субдукції (*див. рис. 10.4*) фіксуються землетрусами, спричиненими процесом занурення крихкої літосферної плити в мантію.

В мантії відбувається часткове розплавлення порід. При цьому утворюється магма, яка може підніматися на поверхню і вивергатися з вулканів. Коли сходяться дві континентальні плити, субдукції не відбувається, оскільки плити мають однакову щільність. Внаслідок їх стискання утворюються гірські хребти, такі як Гімалаї.

10.4. Зіткнення літосферних плит

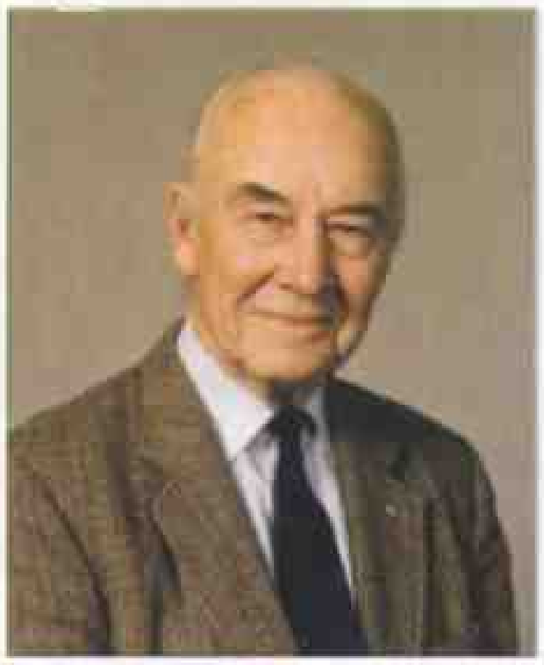
Зіткнення двох континентальних плит

Деякі найбільші на Землі гірські масиви, такі як Гімалаї, утворились в результаті безпосереднього зіткнення континентальних літосферних плит, тому складені комбінацією поверхневих мантійних шарів з щільною океанічною корою та породами легшої, але товстішої континентальної кори. Коли океанічна кора зазнає субдукції, два континенти рухаються назустріч і на стику утворюється *зона конвергенції.* Однакова щільність плит призводить до того, що жодна з них не занурюється у мантію. Субдукція не може продовжуватися, навіть за подальшого сходження континентальних плит.

У такому випадку спочатку зіштовхуються материкові окраїни, вкриті товстими шарами осадків, знесених із континентів, а потім – і безпосередньо континенти, формуючи при цьому великі розломи, де щільність кори значно більша, а сама кора деформована і

Digitized by ABORIGINAL

метаморфізована. У таких поясах можуть зберегтися уламки океанічної кори і навіть породи верхніх шарів мантії, що вказують на процеси субдукції у минулому.



Джон Тьюзо ВІЛСОН
(1908–1993)

У 1965 р. канадський геофізик Джон Тьюзо Вілсон довів, що спредингові хребти на морському дні сегментовані і вкриті відгалуженнями внаслідок існування названих ним трансформно-розломних границь. Д. Вілсон розробив теорію гарячих точок і пояснив їх роль у формуванні ланцюжків вулканічних островів, таких як Гаваї. Його відкриття сприяли становленню теорії літосферних плит.

Термін «трансформенний розлом» був запропонований Джоном Т. Вілсоном у 1965 році і використовувався ним для опису поперечних горизонтально зміщених скидів, повздовж яких зміщуються серединно-океанічні хребти.

Зіткнення океанічної і континентальної плит

Там, де океанічна частина плити зближується з краєм континентальної, утворюється *зона субдукції*, тому що щільніша океанічна плита занурюється в мантію під менш щільну континентальну кору. Субдукція такого типу породжує континентальні вулканічні дуги, такі як Каскадні гори на заході США. Осадові породи, переміщені по океанічному дну в результаті субдукції, зсуваються на край континенту, який далі зминається і потовщується в процесі складкоутворення. Такий тип субдукції простежується довкола Тихого океану, де виникло Вогняне кільце і утворився пояс молодих гір, що тягнеться від Анд Південної Америки через західну частину Кордильєр й Алеутські острови до Японії й далі.

Зіткнення двох океанічних плит

Коли обидві плити, що сходяться, мають океанічну кору з близькою густиною, то утворюється вулканічна острівна дуга. Зазвичай вона складається з гористих островів із глибоководним жолобом уздовж одного боку островів. Жолоб вказує, де давніша, остигла, і тому трохи щільніша плита занурюється під іншу. Гаряча, розплавлена порода (магма) піднімається через верхню плиту й виштовхується на поверхню, помалу вибудовуючи ланцюг чи дугу вулканічних островів, таких як Маріанські, Вануату чи Соломонові острови в Тихому океані, або Антильські острови й Шотландська дуга в Атлантиці. Острівні дуги й пов'язані з ними осадові породи можуть інколи об'єднуватися або приростати до континентальних

Digitized by ABORIGINAL

країв, утворюючи так звані екзотичні терейни. Вважають, що саме завдяки таким терейнам утворилися нові гори на заході Кордильєр Північної Америки та на узбережжі Тихого океану.

10.5. Головні літосферні плити Землі

Північноамериканська плита

Однією з великих літосферних плит, утворених після подрібнення суперконтиненту Пангея, слідом за Євразійською, Африканською та Південноамериканською, є Північноамериканська (*рис. 10.5*).

Внаслідок віддалення її від Євразійської утворився Атлантичний океан, площа якого постійно збільшується. Відносно молоді гори на заході Північної Америки окреслюють зону субдукції та зіткнення з Тихоокеанською плитою. Давні гори Аппалачі на сході Північної Америки виникли як наслідок утворення складок у ранньому палеозої при зближенні Північноамериканської та Східноєвропейської платформ, що в свою чергу призвело до закриття Каледонської геосинкліналі. Плити Кокос і Ривера, поринаючи під південний край Північноамериканської плити, формують Мексиканський вулканічний пояс.

Південноамериканська плита

Південноамериканська плита (*див. рис. 10.5*), половина якої розташована під Атлантичним океаном, найменша з основних літосферних плит. Її північну границю омиває Карибське море, а південна сягає мису Горн, від якого до Південного полярного кола менше 1 тис. км. Тут вона стикається з плитою Скоша. Понад західним узбережжям плити височать Анди. Вони ростуть у процесі руху на захід Південноамериканської плити. Остання підминає під себе плиту Наска, що міститься в південно-східній частині Тихого океану. Наска найрухливіша з плит. Уздовж границі її занурення – часті землетруси, виверження вулканів.

Євразійська плита

Найбільша плита – Євразійська (*див. рис. 10.5*). Вона складається з найдавніших кристалічних порід, що утворюють фундамент найбільших у світі рівнин Сибіру. На заході від Євразійської плити розташовується Північноамериканська. На сході – Тихоокеанська і Філіппінська плити, які занурюються під Євразійську; тут утворилася низка вулканічних островів, що охоплює південну Японію та Філіппіни. Індійська та Австралійська плити насуваються на Євразійську з півдня.

Digitized by ABORIGINAL

Африканська плита

Африканську плиту (*див. рис. 10.5*) складають континент Африка й прилягаючі частини Атлантичного та Індійського океанів. В Африці немає великих складчастих гір, крім Атлаських на північному заході. На більшій частині материка річкові басейни й височини округлі. На півдні й сході поширені великі плато, розсічені кількома гірськими пасмами і рифтовими долинами, так званими Великими Африканськими розломами. На півночі й заході ландшафт досить низький і рівний. На північному сході від континенту – Аравійська плита, що відносно недавно відкололася від Африканської. На місці розлому виникло Червоне море, ширина його все ще зростає.

Австралійська плита

Австралія, Антарктида і Нова Гвінея відділилися від інших континентів близько 200 млн років тому. Приблизно 50 млн років тому Антарктида відкололася від Австралії та Нової Гвінеї (*рис. 10.5*). 40 млн років тому Індія відділилась від Австралії. Відстань між ними в Індійському океані збільшується і зараз. Завдяки такій ізольованості Австралія є одним з найстабільніших континентів; вона сформована переважно з давніх порід. Плато на заході материка – це виступи докембрійського щита, якому 570–3000 млн років. Навіть вік Великого Вододільного хребта понад східним узбережжям Австралії, що нині вкрай розмитий, становить сотні мільйонів років.

Тихоокеанська плита

Близько 85 млн років тому в Тихому океані, крім Тихоокеанської, існували інші плити, та вони майже повністю занурилися під Північну і Південну Америку. Але плита за цей час нарощувала свою площу в результаті формування нової океанічної кори в рифтовій зоні Серединно-Тихоокеанського хребта. Тихоокеанська плита (*рис. 10.5*) рухається на північний захід зі швидкістю 100 мм на рік. Краями вона занурюється під Євразійську, Філіппінську, Австралійську, Каролінську плити і плиту Бісмарка. В зонах субдукції містяться найглибші жолоби світу. Тихоокеанська плита – це переважно рівнина, крім місць, де проривається магма. Тут сформувалися острови вулканічного походження, наприклад, Гавайські, й підводні вулкани, скажімо, Імператорські гори.

Digitized by ABORIGINAL

Північноамериканська

Південноамериканська

Євразійська

Африканська

Австралійська

Тихоокеанська

Digitized by ABORIGINAL

Антарктична

Рис. 10.5. Головні літосферні плити Землі

Антарктична плита

Материк Антарктида, більший за Австралію, розташований у центрі Антарктичної плити (*див. рис. 10.5*), до якої належить частина дна Південного океану радіусом близько 1500 км від узбережжя материка в усіх напрямах. Антарктида повністю оточена системою серединно-океанічних хребтів. У минулому Антарктида сформувалася з двох плит, Західної та Східної, які злилися в одну вздовж лінії між морями Росса та Уеделла. В рельєфі материка помітні гірські хребти, але сам континент уже близько 15 млн років повністю вкритий кригою. Покривне зледеніння Антарктиди, сповзаючи з материка, формує у прибережних водах великі поля шельфових льодовиків.

10.6. Рифтові гори

У місцях, де континентальна кора розривається, крихкі поверхневі породи трохи розтягуються, і вздовж паралельних ліній розломів виникають розломи. Центральний блок між розломами осідає, утворюючи рифтову долину з крутими уступами, які за розмірами не поступаються горам (*рис. 10.6*), як наприклад, в африканській Великій рифтовій долині або вздовж озера Байкал. Якщо формування рифту триває, плити можуть повністю розділитися, утворивши між собою новий океан. Там, де розходяться дві океанічні плити, відбувається спрединг морського дна, що призводить до утворення підводних хребтів, відмінних за структурою від наземних

Digitized by ABORIGINAL

гір. Коли плити розриваються, розплавлена магма піднімається з верхніх шарів мантії й вивергається вздовж лінії розлому. Сформовані підводні хребти утворюють найдовший гірський ланцюг на Землі.

Рифтова долина, обмежена з двох боків паралельними розломами, утворюється там, де породи зазнають розтягування на регіональному рівні швидше, ніж на континентальному.

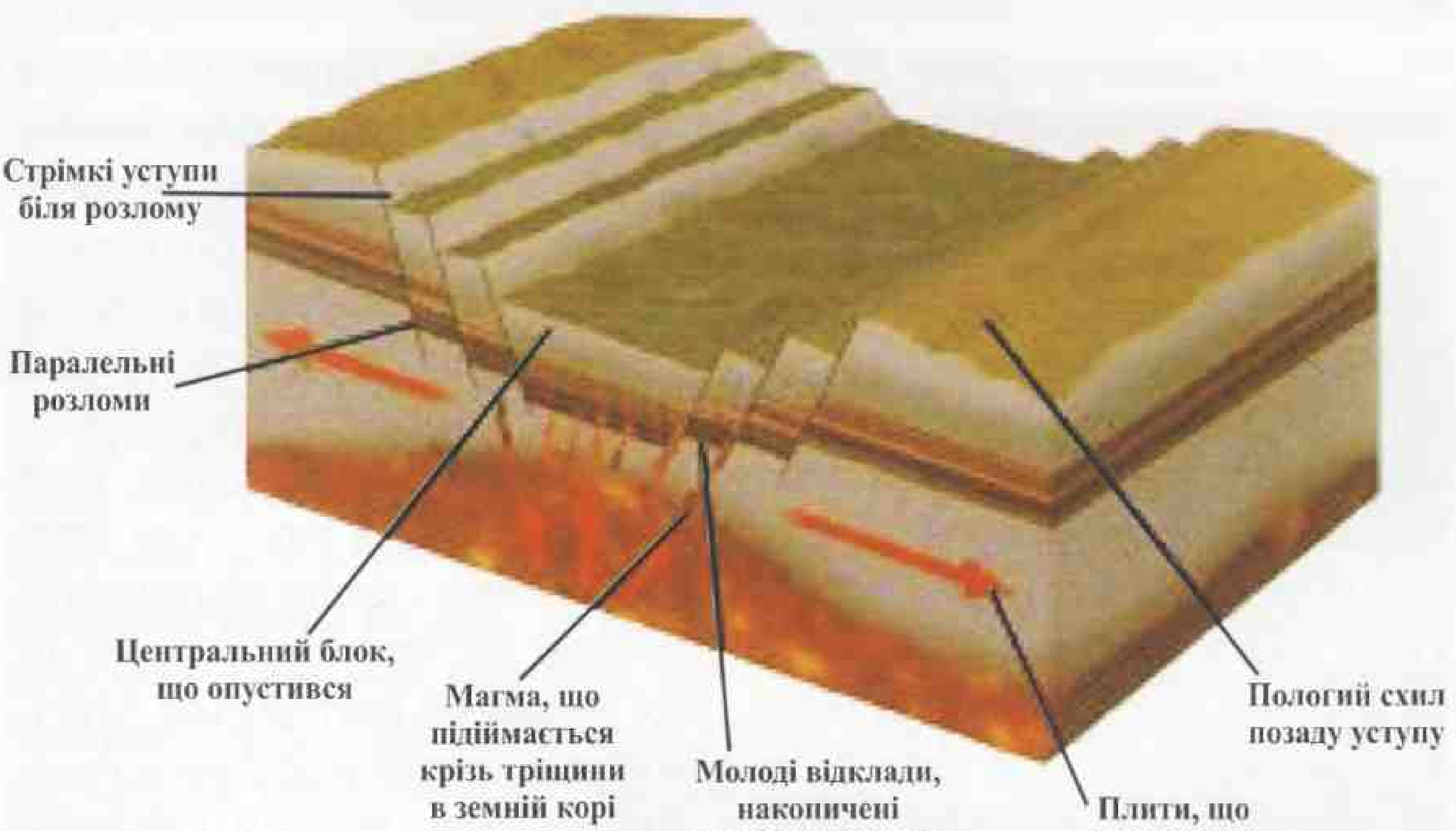


Рис. 10.6. Утворення рифту

10.7. Тектоніка плюмів

Упродовж двох десятиліть в геофізиці широко обговорюється питання: конвекція охоплює всю мантію чи мантійний матеріал циркулює у верхньому і нижньому її шарах роздільно, при цьому вони ніколи не змішуються? Більшість дослідників вважає, що мантія потужністю до 2900 км розділена на два шари межею на глибині 660 км, де мантійний матеріал піддається фазовим змінам. Але, в той же час, вони сперечаються – чи служить ця межа бар'єром для загальномантійної конвекції. Геохіміки вважають, що верхня і нижня частини мантії відрізняються за своїм хімічним складом. Якщо це так, то обидві частини повинні мати ізольовані конвективні осередки, і матеріал літосферної плити, що занурюється, залишається у верхній мантії. З другого боку, ряд геофізиків, в основному сейсмологів, вважає, що конвекція охоплює всю мантію. Їх упевненість базується на сейсмічних даних, які показують, що літосферна плита занурюється далеко вглиб мантії.

Digitized by ABORIGINAL

Глобальні сейсмічні дослідження починаються з вивчення часів приходу пружних сейсмічних хвиль, які розповсюджуються від вогнища землетрусів і пронизують всю Землю у різних напрямках. Знаючи час приходу хвилі і шлях, пройдений нею, сейсмологи визначають швидкість хвилі в кожній «точці» мантії (під «точкою» розуміється тривимірний блок зі сторонами 100–200 км). Цей метод, відомий як глобальна сейсмічна томографія, схожий на комп'ютерну томографію.

Японський геофізик Ш. Маруяма в 1994 р. запропонував теоретичне пояснення сейсмічним спостереженням, назвавши свою гіпотезу *тектонікою плюмів*. (**Плюм** – це велика маса розпеченої речовини мантії каплеподібної форми, яка піднімається від ядра до поверхні.) Він вважає, що літосферні плити, занурюючись в глиб Землі, застрягають на межі між верхньою і нижньою мантією. Холодний матеріал плит накопичується тут сотні мільйонів років, поки не прорве межу. Занурюючись у нижню мантію до межі ядра, він охолоджує залізо-нікелевий розплав, який опускається в зовнішнє рідке ядро Землі. Витиснений ним угору гарячий суперплюм викликає континентальний розкол і дрейф континентів. Після цього тектоніка плит стає незалежною від тектоніки плюмів ще на декілька сотень мільйонів років, доки процес не повториться. Маруяма вважає, що холодні плюми утворюються в нижній мантії випадково, на ранній стадії континентального дрейфу після розколу суперконтиненту. А холодний суперплюм може розвиватися під суперконтинентом, що формується, на зразок Лавразії, існуючої 200 мільйонів років тому.

Тектоніка плит описує процеси, що відбуваються на глибинах до 1/10 радіуса Землі, тоді як тектоніка плюмів охоплює всю мантію, пояснюючи її конвекцію, виникнення і розкол континентів, конвективні течії в зовнішньому ядрі. Тектоніка плит, таким чином, стає частиною тектоніки плюмів.

Основний недолік і тектоніки плит, що приводяться в рух мантійною конвекцією, і тектоніки плюмів, відповідальних за рухи в мантії, полягає у тому, що обидві теорії не брали до уваги вплив рухомих континентів на мантійні процеси. А роль їх в динаміці Землі несподівано виявилася надто великою.

10.8. Епейрогенічні рухи і гірські системи (орогенні пояси)

Епейрогенічні рухи

Земна кора може також переміщуватися без значної деформації і формування складок. Такий рух може відбуватися як униз, що призводить до утворення великих осадових басейнів, так і вгору,

Digitized by ABORIGINAL

утворюючи куполи й плато. Коливальні вертикальні рухи в обох цих напрямках називаються *епейрогенічним рухом*. Такі рухи відбуваються поволі і зазвичай поширюються на значний регіон, скажімо, плато Колорадо у США. Плато площею близько 40 тис. км^2, відрізане від Великої рівнини Скелястими горами, залишалося у стабільному стані принаймні 500 млн років. Епейрогенічне підняття території за останні 65 млн років призвело до посилення глибинної ерозії, у результаті якої річка Колорадо прорізала глибокі каньйони в цьому плато.

Орогенні пояси

На планеті у всі геологічні епохи рух плит викликав численні періоди гороутворення. Цей процес називається орогенезом. Утворені лінійні гірські масиви називаються орогенічними поясами, а період їх формування називають епохою орогенезу. Їх зазвичай пов'язують із географічною назвою, як, скажімо, каледонський орогенез ототожнюється з Шотландією (римляни її називали Каледонія). Через пізніший рух плит більшість стародавніх орогенічних поясів знаходиться зовсім не там, де вони утворилися. Так, наприклад, Каледонський пояс був спочатку розміщений десь у районі північної частини Середньо-Атлантичного хребта, але внаслідок розколу і відокремлення Північноамериканської плити від Євразійської, частина його, як Аппалачі, «поїхала» разом з північної Америкою, а інша частина (гори Шотландії, Скандинавські гори) залишилися в Євразії.

Австрійський геолог Едуард Зюсс започаткував вивчення орогенічних і епейрогенічних рухів.

Едуард ЗЮСС
(1831–1914)

Едуард Зюсс народився 20 серпня 1831 р. в Лондоні. У 29 років він став членом-кореспондентом Віденської Академії наук, а в 36 років був обраний її дійсним членом. У 1890 р. він став секретарем Академії наук, в 1893 р. – віце-президентом, а в 1898 р. – президентом Віденської Академії наук. Австрійський геолог Едуард Зюсс започаткував вивчення геологічної структури, складок і розломів європейських Альп. У 1875 р. в книзі «Походження Альп» пояснив утворення цієї гірської країни з позиції гіпотези контракції. Його тритомне видання «Обличчя Землі» (Das Anility der Erde, 1885–1909) знайшло схвальні відгуки і містило енциклопедичні відомості про гори, їхню будову та утворення і про походження океанів. Він також першим з геологів припустив (це згодом підтвердилося) існування в минулому перемичок суші між Південною Америкою, Африкою, Індією та Австралією. Зюсс назвав той величезний континент Гондваною. До цієї назви вдаються й нині, іменуючи стародавній суперконтинент.

Digitized by ABORIGINAL

Німецький дослідник Олександр Гумбольдт продовжив дослідження багатьох континентів Землі.

Серед орогенних поясів, утворених у різні часи геологічної історії Землі, розглянемо деякі гірські системи.

Олександр ГУМБОЛЬДТ
(1769–1859)

У 1799 р. німецький аристократ Олександр Гумбольдт та французький ботанік Еме Бонплан (1773–1858) разом розпочали дослідження Південної Америки. Протягом п'яти років вони вивчали геологічну будову і рослинний світ континенту. Гумбольдт перший піднявся на найвищу вершину Еквадору Чимборасо й описав її довкілля.

Уральські гори

Давні, вкрай еродовані Уральські гори утворюють стіноподібний лінійний гірський ланцюг, який традиційно вважають кордоном між Європою й Азією. У найширшому місці цей вузький хребет сягає тільки 200 км завширшки. Уральські гори – це рубець, уздовж якого близько 300 млн років тому зіткнулися Східноєвропейська та Сибірська платформи (*рис. 10.7.*).

Рис. 10.7. Уральські гори

Digitized by ABORIGINAL

Субдукція спричинила повне зникнення величезного Уральського океану під Сибірським континентом. Рух, що зумовив виникнення гір, був складовою формування суперконтиненту Пангея, який колись займав 2/5 поверхні планети.

Подальша субдукція океанічної кори спричинила стиснення, яке зім'яло відклади на краях обох континентів, потовщуючи кору й формуючи гори. 1841 р. британський геолог Родерік Мурчисон наніс на карту залягання осадових відкладів на заході Уралу. Саме тут він виявив поховання багатьох морських організмів, зумовлене масовим вимиранням близько 290–252 млн років тому, назвавши цей період *пермським* (від назви російської Пермської губернії). Поклади сульфідів, зокрема міді, заліза й цинку, утворилися завдяки наявності на давньому морському дні тріщин підводних вулканічних виверженъ. Поклади збереглися донині, утворивши на півдні Уралу рудний пояс завдовжки 2 тис. км. Це місце стало одним із найважливіших промислових регіонів. Центральна й південна частини Уралу вкриті лісами, тоді як далі на північ його характерною рисою є альпійські луки й тундра.

Альпи

Альпи – найдовший гірський ланцюг у Європі *(див. рис. 10.2)*, до якого входять найбільш досліджені гори у світі. Вивчення Альп у XVIII–XIX ст. сприяло виникненню теорій гороутворення та природи великомасштабного формування складок і насувів. Альпи утворюють вигнутий складчастий пояс завширшки 100–200 км з кількома вершинами понад 4 тис. м. Західний ланцюг утворюють Приморські й Пеннінські Альпи; центральний хребет формують Бернські або Центральні Альпи; а східний хребет – Доломітові й Австрійські Альпи. Колись гори були суттєвою перешкодою для міграції населення, хоча перші дороги через гірські ущелини було прокладено ще за доби Римської імперії. Альпи утворилися у результаті зіткнення Африканської та Євразійської літосферних плит. Цей процес розпочався близько 90 млн років тому. Тоді Африканська літосферна плита рухалася на північ, поглинаючи стародавній океан Тетіс, підіймаючи відклади з його дна та утворюючи перекинуті складчасті структури, які називають покривами. Формування складок і насувів тривало, але основна фаза гороутворення відбулася 33–15 млн років тому. Нинішній альпійський ландшафт – наслідок зледенінь, які відбулися за останні 2 млн років. Головні ознаки Альп: U-подібні та висячі долини, а ще озера, такі як Комо і Гарда, які

Digitized by ABORIGINAL

були заповнені водами талих льодовиків. Найдовший альпійський льодовик, що зберігся донині, – Алеч – завдовжки 25 км.

Німецький геоморфолог Альбрехт Пенк вивчав зміни у рельєфі й поверхневих відкладах Альп під впливом тектоніки і зледеніння.

Альбрехт ПЕНК
(1859–1945)

Альбрехт Пенк вивчав зміни у рельєфі й поверхневих відкладах Альп, а також досліджував валунні глини Північнонімецької рівнини, щоб встановити, наскільки вони зазнали впливу зледеніння. Це дало змогу припустити, що в цьому регіоні було чотири основні періоди зледеніння. А. Пенк також доводив, що вертикальне підняття гір урівноважується їхньою ерозією. Це можна простежити на прикладі Альп. Гори щороку підіймаються приблизно на 0,5 мм, але це підняття урівноважує такий самий рівень ерозії. Німецький геоморфолог Альбрехт Пенк був директором Берлінського інституту океанографії та географії. Найвідоміша його праця «Морфологія земної поверхні» (1894).

Карпати

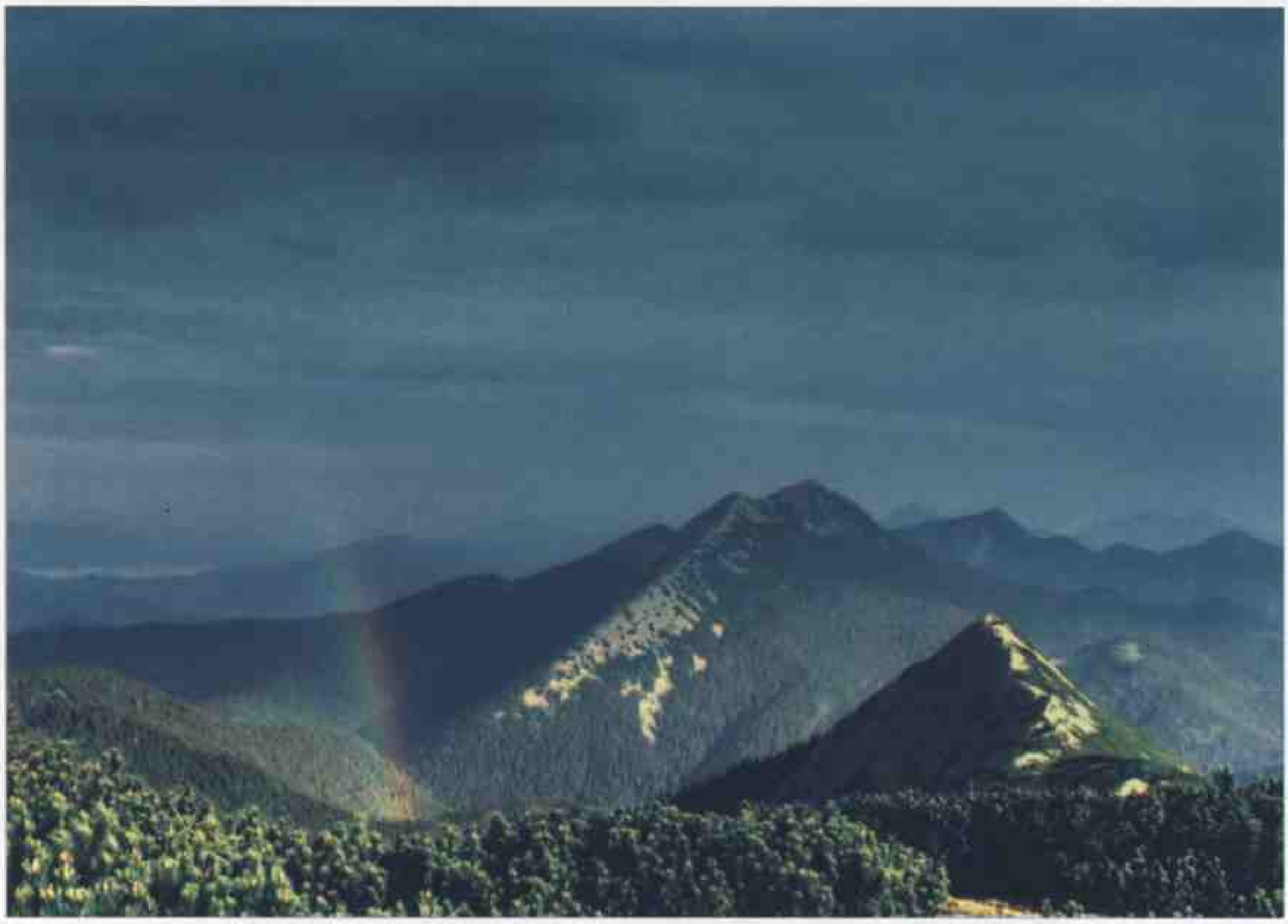


Рис. 10.8. Українські Карпати

Карпати фактично є продовженням Альп у межах ліквідованого Середземноморського рухливого (геосинклінального) поясу (*рис. 10.8*). Вони мають складну будову, оскільки утворені з давніх гірських порід,

Digitized by ABORIGINAL

перекритих шаром молодших відкладів, зім'ятих у складки і розбитих розломами. Чимало порід хребта утворилося з осадів мезозойського океану Тетіс. Найвищі карпатські гребені височіють у словацьких Татрах, де їхні стрімкі, кам'янисті стіни здіймаються над U-подібними льодовиковими долинами. У Румунії гори діляться на кілька хребтів, найвищий з яких – Трансільванські Альпи. Широкі й родючі долини, озера й вапнякові плато – головні ознаки карпатського регіону.

Кавказькі гори

Кавказькі гори – гірська система між Чорним і Каспійським морями. Зазвичай поділяється на дві гірські системи: Великий Кавказ і Малий Кавказ. Гори Кавказу (*рис. 10.9*) в геологічному відношенні молоді – тут ще продовжуються тектонічні підняття, рельєф піддається інтенсивній руйнівній дії льодовиків, річок, вітровій ерозії. Кавказькі гори утворюють справжній природний кордон на південному сході Європи, у їх складі виділяють два паралельні хребти, розділені центральною западиною. Південно-східні, переважно вапнякові, вершини гір мають карстовий рельєф.

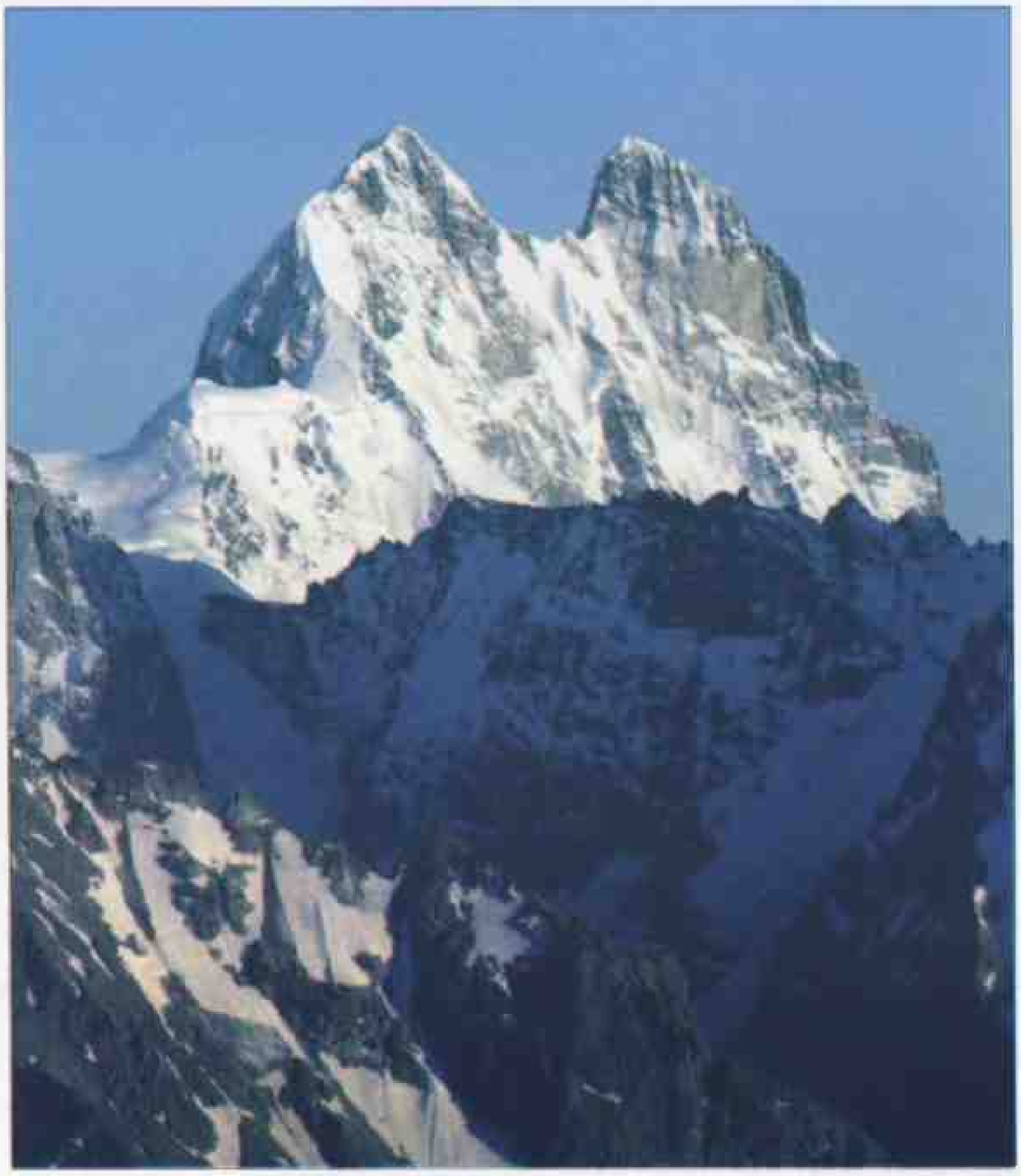


Рис. 10.9. Кавказькі гори. Ушба, дві вершини – Північна (4690 м) і Південна (4710 м)

Digitized by ABORIGINAL

А на північному заході знаходиться значно вищий хребет, сформований вулканічними породами (*рис. 10.10)*. Вершини гір, складені з твердих порід, мають форму піків чи пірамід. У областях розвитку м'яких порід вершини набувають округлих або столоподібних форм з плоскою вершиною і прямовисними схилами. Різноманітні профілі річкових долин – від широких ночвоподібних, вироблених стародавніми льодовиками, до вузьких, подекуди непрохідних каньйонів. Район характеризується високою сейсмічністю. Саме в цих горах міститься найглибша у світі печера «Сніжна» (Грузія), глибина 1470 м.

Рис. 10.10. Кавказькі гори. Вид з космосу

Гімалаї

Гімалаї *(«Оплот снігів»)* – найвища гірська система Землі. Гімалаї розташовані між нагір'ям (на півночі) Тибету і Індо-Гангською рівниною (на півдні); різко виражений кліматичний і природний рубіж між гірськими пустелями Центральної Азії і тропічними ландшафтами Південної Азії.

Гімалаї розташовані на території Індії, Непалу, Китаю, Пакистану, Бутана. Довжина понад 2400 км, ширина до 350 км. Середня висота гребенів близько 6000 м, максимальна 8848 м – гора Джомолунгма (*Еверест*). Ряд вершин вище 8000 м.

Digitized by ABORIGINAL

Окрім того, що Гімалаї – найвищі гори на Землі, це ще й наймолодший гірський пояс (*рис. 10.11*). Гімалаї сформувалися за час альпійського орогенезу (відбувся в останні 30 млн років); пояс складається переважно із деформованих та метаморфічних порід Індійської літосферної плити. Південні передгір'я складені переважно пісковиками і конгломератами; корінні схили і осьова зона – гнейсами, кристалічними сланцями, гранітами, філітами та іншими кристалічними і метаморфічними породами. Розпочалося гороутворення у результаті закриття океану Тетіс після зіткнення Індійської континентальної плити з Євразійською континентальною плитою. Це сходження плит спричинило руйнування північного краю Індійської плити приблизно на 2 тис. км та потовщення земної кори на 55 км під Гімалаями, і на 70 км під Тибетом. Підняття Гімалаїв змінило клімат регіону, обумовивши тут щорічне утворення південно-східних мусонів із рясними зливами.

Рис. 10.11. Найвищі гори Землі – Гімалаї

Низка гірських кряжів тягнеться вздовж гімалайського поясу. На півдні гори здіймаються від плоскої, родючої рівнини Гангу до невисокого хребта Сівалік. Тут знайдено численні викопні рештки ранніх суходільних ссавців, зокрема перших людиноподібних мавп, що жили 5–25 млн років тому. Головний насувний розлом відділяє хребет Сівалік

Digitized by ABORIGINAL

від центральної частини Гімалаїв, що здіймається майже на 5 тис. метрів. Складний за своєю геологією хребет утворений докембрійськими та палеозойськими породами, перекритими молодшими відкладами. Ці гірські породи, підняті на поверхню насувними розломами, зазнали значної ерозії, тому й трапляються в цьому регіоні часті обвали.

На півночі лежать Великі Гімалаї, які здіймаються більше ніж на 7 тис. м над рівнем моря. Ці гори складені породами пізнього палеозою (фрагментами дна океану Тетіс з гранітними інтрузіями), які насунулися на ранні кайнозойські відклади. Чимало вершин цього поясу сягають заввишки понад 8 тис. м, вкриті вічними снігами й льодовиками. Дві головні річки Інд та Брахмапутра беруть свій початок у цих горах. Північніше від Гімалаїв лежить широке Тибетське нагір'я. Гімалаї здіймаються й зараз приблизно на 4 мм щороку, але цей ріст компенсують процеси вивітрювання та ерозії. Оскільки гірський пояс доволі широкий, фауна тут досить різноманітна – від чаю, який вирощують на нижніх схилах, та рододендронів аж до дубових і соснових лісів, що ростуть значно вище. Підхмарні вершини непривітні, тут мало, а то й геть немає рослинності.

Новозеландець Едмунд Хіларі *(Hillary)* та непалець Тенцинг Норгей 29 травня 1953 р. першими досягли вершини Евересту (Джомолунгми – 8848 м) (*рис. 10.12*).

Рис. 10.12. Вершина Евересту (8848 м)

Digitized by ABORIGINAL

10.9. Геоморфологічна будова дна океанів

Океанічне дно розташоване на глибині від 0 до понад 11 тис. м нижче рівня моря. Подекуди там, де поверхня дна майже цілком плоска, розташовані абісальні рівнини. В інших місцях рельєф дна складніший: в результаті тектонічної та вулканічної діяльності на них утворилися такі форми рельєфу, як підводні гори, глибоководні жолоби й улоговини. Океанічне дно порівняно молоде – йому не більше 200 млн років – і воно постійно змінюється в процесі руху літосферних плит, спредингу та субдукції.

Серединно-океанічні хребти (СОХ) – величезні структури океанічного дна, що в сукупності утворюють найбільшу на Землі гірську систему, яка простягнулася на 65 тис. км по дну Світового океану. Серединно-океанічні хребти формуються у зоні дивергенції плит, де нова океанічна кора утворюється з магми, що надходить з мантії, а потім остигає і твердне у вигляді лави. Ці хребти здіймаються на кілька тисяч метрів над загальним рівнем океанічного ложа. Іноді вулкани, що виростають з таких хребтів, навіть виступають над поверхнею моря, як, наприклад, Ісландія в Північній Атлантиці. Є два види хребтів: ті, що швидко розсуваються, і ті, що розсуваються повільно. Хребти, які повільно розсуваються (наприклад, Серединно-Атлантичний), формують нову океанічну кору зі швидкістю 2–5 см на рік. СОХ розсікають глибокі розломи (рифтові долини) завширшки 10–20 км, які сходяться до центру. Хребти, що швидко розсуваються, у тому числі Східно-Тихоокеанське підняття, розростаються зі швидкістю 10–20 см на рік, не утворюючи рифтових долин.

На серединно-океанічних хребтах або поруч із ними, на глибині близько 2100 м, розташовані унікальні гідротермальні джерела. Вони схожі на звичайні гарячі джерела і безупинно викидають потоки мінералізованої морської води з температурою понад 400°С. Деякі з них мають високі труби з мінеральних відкладів, що утворюються там, де гаряча вода джерел змішується з холодною океанічною водою. «Чорні курці» – це «стовпоподібні» структури, які разом із гарячою водою викидають сірчисті хмари, що потім осідають на дно. Бактерії та розчинені у воді мінерали живлять різноманітні угруповання організмів, у тому числі й великих трубчастих черв'яків та молюсків.

Подекуди під океанічною корою, іноді поруч із серединно-океанічними хребтами, але переважно ближче до середини літосферних плит, із глибин мантії піднімається розплавлена речовина. Такі розпечені

Digitized by ABORIGINAL

висхідні потоки визначають різноманітну структуру океанічного дна. Іноді магма виривається з-під застиглої кори, накопичується у вигляді лави й утворює вулкан, який поступово розростається та іноді досягає поверхні океану. Якщо ж кора зсувається по прямій лінії, а джерело потоку розпеченої магми залишається на місці, внаслідок періодичних виверженьможе утворитися ціла вулканічна лінія – «гаряче пасмо». Залежно від стійкості потоку й швидкості руху плит формуються різноманітні «гарячі пасма». До них належать *вулканічні острівні пасма* Гавайських й Азорських островів й підводні гірські пасма у вигляді конічних залишків згаслих вулканів, розташованих під водою (*гайотів* або плосковершинних вулканів, що спершу піднялися над рівнем моря, а потім осіли). Гаваї разом із підводними горами, які простягаються на північний захід (Імператорський підводний хребет), утворюють у Тихому океані єдине «гаряче пасмо» завдовжки 60 тис. км.

Найглибші ділянки океану розташовані в дугоподібних заглибленнях океанічного дна – так званих *глибоководних жолобах.* Вони утворюються на конвергентних границях плит, там, де одна плита підсувається під іншу. У зоні субдукції океанічної кори, над насунутою плитою й вздовж неї формується дуга вулканічних островів. Прикладами комбінованого утворення «западина – острівна дуга» є Явайсько-Зондський жолоб та Індонезійська острівна дуга в Індійському океані. Найбільші у світі жолоби сягають понад 6 тис. м завглибшки. Найглибший з них – Маріанський: максимальна його глибина становить 11 034 м. Незважаючи на суцільну пітьму, величезний тиск і близьку до точки замерзання температуру, в цих жолобах зустрічається дивовижне розмаїття життєвих форм. Зокрема, тут поширені двостулкові молюски і барофільні бактерії (тобто такі, що живуть в умовах високого тиску).

Підводні окраїни материків складаються з трьох частин: шельфу, континентального схилу і підніжжя.

Далеко від тектонічно активних районів океанічного дна розташовані великі й відносно спокійні його ділянки, де постійно відбувається незначне випадання осадів. Є два основні види таких ділянок: шельфи, що входять до складу більших зон навколо границь континентальних масивів – підводних окраїн материків, та абісальні рівнини, які розташовані між підводними окраїнами материків чи між серединно-океанічними хребтами. На підводних окраїнах материків та абісальних рівнинах живуть найрізноманітніші організми.

Digitized by ABORIGINAL

Шельф – це ділянки суші, затоплені після останнього льодовикового періоду. Вони плавно опускаються вбік від сучасних берегових ліній на глибину до 200 м. За краєм або брівкою (перегином) шельфу тягнеться крутіший, східчастий материковий схил, а за ним розташоване материкове підніжжя, що простягається вглиб до абісальної рівнини. На багатьох континентальних шельфах виявлено багаті поклади природного газу і гідрату метану – твердої, але легкої речовини, яка потенційно є цінним джерелом енергії, хоча безпечних способів її видобутку з дна океану поки що не існує.

У багатьох місцях на підводних окраїнах материків континентальний схил еродований, тому утворилися V-подібні долини – *підводні каньйони.* Верхня частина їх часто межує з шельфом у тих місцях, де в море впадають великі річки. Часто верхні частини каньйонів є затопленими продовженнями їх русел та долин. Каньйони сформувалися за рахунок зсувів осадів схилом та впливу суспензійних течій – великих потоків води і наносів на зразок підводних лавин, спричинених землетрусами чи повенями. Утворені каньйони – це канальні шляхи переміщення осадів, що віялоподібно стікають на абісальні рівнини. Найбільші з цих віялоподібних структур пов'язані з річками, головними транспортерами осадів (такими, як Ганг і Амазонка).

Абісальні рівнини починаються там, де закінчуються підводні окраїни материків. Вони займають великі території океанічного дна на глибинах 4–6 тис. м і є найглибшими ділянками океану після глибоководних жолобів. Це дуже плоскі ділянки. Незважаючи на те, що на абісальних рівнинах панують суцільна пітьма, величезний тиск води і холод, тут живуть різноманітні тварини, у тому числі деякі черв'яки, креветки, офіури, голотурії і чимало рідкісних видів риб.

Майже все океанічне дно вкрите осадовими відкладами. Подекуди потужність верствуватих осадів, що формувалися впродовж 100 млн років, сягає понад 5 км. На континентальних шельфах аналогічні утворення здебільшого складаються з галечнику, піску і мулу, що виникли внаслідок руйнування континентальних порід і потім переносилися річками в моря.

Глибоководні відклади формувалися в процесі транспортування дрібнодисперсних осадів з континентальних шельфів, наприклад, суспензійними потоками. Іноді айсберги, що відколювалися від полярних льодовиків, також містили частки порід, які при таненні

Digitized by ABORIGINAL

криги осідали на дно, чи вітри заносили з материків в океан пісок і пил. *Аутигенними* відкладами називаються хімічні осади, такі як оксид заліза, які випадають з морської води у вигляді залізо-марганцевих конкрецій. Інший, дуже поширений тип відкладів – біогенний мул, котрий складається з панцирних залишків викопних морських мікроорганізмів. Є два основні різновиди таких відкладів: мул вапнистий, що містить вуглекислий кальцій, і мул кременистий, який містить кремнезем. За панцирами форамініферових видів, котрі також входять до складу мулу, вченим удалося відновити зміни в далекому минулому (понад 100 млн років тому) температури на поверхні та на дні океанів, дізнатися, якими були кліматичні умови.

Digitized by ABORIGINAL

РОЗДІЛ 11

ГЕОЛОГІЧНА БУДОВА ЯК КОМПОНЕНТ ЛАНДШАФТУ. ЇЇ РОЛЬ У ФОРМУВАННІ ЕКОЛОГІЧНОЇ СИТУАЦІЇ ТЕРИТОРІЇ. ГЕОЛОГІЧНЕ СЕРЕДОВИЩЕ

11.1. Ендогенні, екзогенні та техногенні геодинамічні процеси, їх рельєфоутворююче й екологічне значення

Значна частина техногенної діяльності людей обмежується *літосферою*. Повітряна оболонка Землі (*атмосфера*) містить кисень та інші гази, необхідні для життя організмів і в той же час озоновий шар атмосфери є щитом від негативного впливу сонячної радіації. Світовий океан, поверхневі і ґрунтові води континентів утворюють водну оболонку Землі *гідросферу*, дуже необхідну для життя людини, інших організмів та рослин на планеті. Забруднення атмосфери і водних запасів на поверхні Землі є загрозою всьому живому.

Три основні класи гірських порід: магматичні, осадові і метаморфічні разом з ґрунтами, що утворюються з них, складають літосферу. *Ландшафт* – це поверхня літосфери. Він постійно змінюється, реагуючи на різноманітні процеси, що відбуваються на поверхні Землі. Техногенна діяльність часто вносить зміни в навколишнє середовище або прискорює ці природні зміни (*табл. 11.1*). Проблема полягає в тому, щоб оптимально пристосуватись до навколишнього середовища, завдаючи йому мінімальних фізичних і естетичних змін. Для цього необхідно добре знати структуру *геологічного середовища* та *геологічні процеси*, до яких належать: тектонічні процеси, вулканізм, вивітрювання, гравітаційні процеси, ерозія, осадонакопичення, зміни рівня моря тощо. Умови взаємодії людини з довкіллям у межах геологічного середовища контролюються ендогенними, екзогенними, геохімічними, гідрохімічними та гідродинамічними процесами, які можуть бути природними та техногенними.

Digitized by ABORIGINAL

Таблиця 11.1

Співставлення природних і техногенних процесів

№ п/п	Природні геологічні процеси (вплив геологічних, космічних і біологічних чинників)	Техногенні геологічні процеси (діяльність людини)
1	*2*	*3*
ЕКЗОГЕННІ ГЕОЛОГІЧНІ ПРОЦЕСИ (відбуваються в природному середовищі, на поверхні Землі, під впливом випромінювання Сонця, води, вітру і льоду, метеоритного бомбардування, життєдіяльності організмів)		
1	Поступове зменшення «парникового ефекту», починаючи з протерозою внаслідок зменшення парів води і CO_2 та підвищення ролі кисню	Надзвичайно швидке збільшення «парникового ефекту», починаючи з кінця XIX сторіччя внаслідок постійно зростаючого використання палива
2	Трансгресії в інтергляціалах внаслідок потепління і танення льодовиків	Трансгресія при таненні континентальних льодовиків внаслідок техногенного нагрівання атмосфери Землі
3	Фізичне вивітрювання	Подрібнення порід в гірничій промисловості, будівництві т. ін.
4	Хімічне вивітрювання	Зміна речовини в результаті хімічних технологій
5	Рельєфоутворення	Зміни рельєфу при утворенні гірничопромислових ландшафтів і будівництві міст, споруд, інженерних комунікацій
6	Денудація	Зрізання ґрунту при будівництві, денудація ґрунтів на штучних схилах
7	Субаеральна акумуляція	Підсипка ґрунту при плануванні для будівництва споруд та комунікацій
8	Ґрунтоутворення	Зміни ґрунтів при їх механічній обробці, внесенні добрив і вирубці лісів, створення штучних ґрунтів при рекультивації ґрунтів
9	Розвиток повздовжнього профілю річки	Зупинення розвитку повздовжнього профілю річки при гідротехнічному будівництві

Digitized by ABORIGINAL

Продовження таблиці 11.1

1	*2*	*3*
10	Річкова ерозія і субаквальна акумуляція	Зміни в процесі розподілу річкових наносів при гідротехнічному будівництві
11	Меандрування русел річок	Випрямлення русел річок
12	Берегові процеси – абразія і переміщення літоральних відкладів під впливом течій	Захист берегів і зміни в розподілі літоральних відкладів при портовому будівництві
13	Зміни положень берегової смуги під впливом хвиль, прибійного потоку і вздовж берегових течій	Зміни положень берегової смуги при захисті берегів і освоєнні нових земель на шельфі (осушення морського дна)
14	Опускання земної поверхні при розвитку карсту	Опускання земної поверхні над підземними виробками і при відкачуванні води, експлуатації нафтових і газових родовищ
15	Коливання рівня ґрунтових вод при змінах кліматичних умов	Зміни рівня ґрунтових вод при осушенні, зрошуванні, підтопленні, відкачці ґрунтових вод
16	Карстоутворення	Виникнення техногенно обумовленого карсту, швидкість розвитку якого в сотні і тисячі разів вища за швидкість його природних аналогів
17	Утворення підземних річок у карстових областях	Спорудження гідротехнічних тунелів
18	Утворення обвалів, зсувів і селів у процесі денудації	Утворення обвалів, зсувів і селів при розвитку парового і фільтраційного тиску, підрізці й навантаженні схилів, знищенні лісів
19	Утворення зсувів і обвалів при землетрусах	Утворення зсувів і обвалів при техногенних струсах схилів
20	Нагромадження осадів	Утворення техногенних відкладів
21	Утворення мерзлоти	Техногенне заморожування ґрунту
22	Деградація вічної мерзлоти	Утворення техногенного термокарсту
23	Утворення метеоритних кратерів	Створення глибоких кар'єрів при відкритій розробці корисних копалин

Digitized by ABORIGINAL

Продовження таблиці 11.1

1	*2*	*3*
24	Метеоритні зими	Термоядерна зима
ЕНДОГЕННІ ПРОЦЕСИ (відбуваються в природі, в глибинах Землі під впливом радіоактивного розпаду і внутрішнього тепла Землі)		
1	Утворення самородних металів	Отримання металів у металургії
2	Теплоперенесення в земній корі	Використання підземного тепла в геотермічній енергетиці
3	Нагрівання земної кори в результаті радіоактивного розпаду	Використання енергії поділу ядер радіоактивних елементів в атомній енергетиці
4	Сейсмічність, що викликана природними тектонічними процесами	Техногенні землетруси при наповненні водосховищ
5	Порушення, що викликані лавовими потоками	Боротьба з лавовими потоками і захист від них
6	Природний грязьовий вулканізм	Техногенний грязьовий вулканізм
7	Контактовий метаморфізм глинистих порід	Отримання цегли, фаянсу, фарфору, кераміки
8	Утворення конгломератів з карбонатним цементом	Отримання бетону
9	Утворення дайок	Влаштування водонепроникних завіс гідротехнічних споруд
10	Утворення обсидіану	Отримання скла
11	Утворення алмазів, рубінів та корунду	Отримання штучних алмазів, рубінів та корунду
12	Концентрація елементів металів при диференціації магми і гідротермальних процесах	Збагачення руд
ГЕЛІОГЕННІ ПРОЦЕСИ (в природі відбуваються в надрах Сонця і зірок під впливом низькотемпературних ядерних реакцій)		
1	Синтез гелію з водню	Отримання термоядерної енергії при вибухах водневих бомб і в термоядерних реакторах

Digitized by ABORIGINAL

Закінчення таблиці 11.1

1	*2*	*3*
КОСМОГЕННІ ПРОЦЕСИ (в природі відбуваються при спалахах наднових зірок під дією високотемпературних ядерних реакцій)		
1	Синтез важких елементів	Отримання плутонію в атомних реакторах
БІОЛОГІЧНІ ПРОЦЕСИ (в природі відбуваються на Землі внаслідок здатності відкритих складних динамічних систем з ймовірними зв'язками до самоорганізації)		
1	Природний відбір найбільш вигідного для даного виду органічних форм, що супроводжується їх спеціалізацією	Штучний відбір найбільш вигідних для людини органічних форм
2	Широке різноманіття численних близьких видів, які ведуть до появи великої кількості різноманітних екологічних ніш, що займають вузькі ареали	Широке розповсюдження малочисельних видів, що дуже різняться між собою, по всій Землі, що веде до опустошення багатьох екологічних ніш
3	Вимирання спеціалізованих організмів у тектонічно активні епохи внаслідок неможливості пристосування до змінених умов	Вимирання багатьох видів організмів у тектонічно спокійну епоху внаслідок прямого чи побічного знищення людиною
4	Виникнення нових видів, родів, сімейств і більш високих таксонів організмів	Генна інженерія

Нижче розглянемо лише ті ендогенні геологічні та техногенні явища, які можуть бути підсилені діяльністю людини. Екологічна роль екзогенних процесів розглянута в частині II.

Ендогенні процеси, що відбуваються в надрах Землі, виникають під впливом внутрішнього тепла, зумовленого, головним чином, радіоактивним розпадом та перерозподілом матеріалу за щільністю, тобто гравітаційною диференціацією речовини надр Землі. Всі ендогенні процеси характеризуються високою концентрацією енергії, яка суттєво перевищує енергетичні можливості людства і людина їх не в змозі відтворити. Ендогенні процеси призводять до

Digitized by ABORIGINAL

горизонтальних переміщень літосферних плит та всіх наслідків їх переміщення (вулканізм, гороутворення, землетруси тощо).

Використовуючи сучасні технічні засоби, людина одержує ефекти, які за своїми результатами аналогічні ендогенним процесам. Такими прикладами є прискорення радіоактивного розпаду ізотопу ^{235}U в атомних реакторах та бомбах.

Особливої уваги заслуговують два найбільш грізні явища природи – *сейсмічність* та *вулканізм*. Техногенні землетруси можуть бути викликані створенням великих водосховищ, закачуванням рідких відходів у глибинні пористі пласти та підземними ядерними вибухами. Найбільша кількість техногенних землетрусів пов'язана зі створенням великих водосховищ (відомо майже 45 подібних випадків). Заповнення водосховищ може спричинити землетруси силою в 3–4 бали за шкалою Ріхтера.

Таким чином, якщо порівняти природні та техногенно зумовлені геологічні процеси, то слід відмітити значно більшу швидкість та інтенсивність техногенних процесів. Якщо проаналізувати геохронологічну таблицю, то ми бачимо великі проміжки геологічного часу, тривалістю в десятки мільйонів років, у межах яких відбувалося гороутворення. Ці процеси відбуваються і в наш час, але ми їх не помічаємо, оскільки навіть тривалість антропогену не співставна з періодичністю гороутворюючих процесів.

Однак всезростаюча енергоозброєність технічними засобами людини, підкорення ядерного процесу та термоядерного синтезу, дає змогу відтворювати ендогенні процеси. Тому найближчим завданням *екологічної геології* є вирішення проблеми оптимізації співвідношення між суспільством і глибинними геологічними процесами.

До них відносяться землетруси, сучасні тектонічні рухи, вулканізм. Оскільки вулканізм в Україні проявляється тільки в грязьовій формі, акцентуємо увагу на землетрусах та сучасних тектонічних рухах.

11.2. Екологічна геологія. Поняття про геологічне середовище

Середовищем існування людини та всіх живих організмів на Землі є біосфера. «Якби на Землі не було життя, – писав В. І. Вернадський, – обличчя її було б таким же незмінним і хімічно інертним, як нерухоме обличчя Місяця, як інертні уламки небесних світил».

Digitized by ABORIGINAL

Мінеральна речовина, яка опинилася на поверхні Землі, змінюється за рахунок діяльності органічного світу. Живі організми не тільки пристосовуються до умов навколишнього середовища, але й постійно їх змінюють, утворюючи єдине гармонійне ціле. Діяльність сучасної людини в цьому біологічному середовищі проходить головним чином у так званому *геологічному середовищі*, під яким розуміють реальний фізичний простір, що включає верхню частину земної кори, тобто зовнішню оболонку Землі.

Трактування геологічного середовища надзвичайно неоднозначні у концепціях різних дослідників. О. В. Сидоренко підкреслював, що: «Природні ресурси – це не тільки рослинний і тваринний світ, ґрунти, води, мінеральна сировина, але й сама земна кора, як середовище, в якому проходить життя і праця людини, як простір з його позитивними і негативними якостями, які сприяють або заважають розвитку людства». Відповідно до цього визначення верхній шар земної кори слід розглядати як геологічне середовище.

Характеризуючи зміст інженерно-геологічної науки на сучасному етапі її розвитку, Є. М. Сергєєв запропонував наступне визначення геологічного середовища: «Під геологічним середовищем ми розуміємо різноманітні гірські породи і ґрунти, що складають верхню частину літосфери, які розглядаються як багатокомпонентні системи, що знаходяться під впливом інженерно-господарської діяльності людини, в результаті чого проходить зміна природних геологічних процесів і виникнення нових антропогенних процесів, що в свою чергу викликає зміну інженерно-геологічних умов певної території».

Суттєву роль у формуванні і властивостях геологічного середовища відіграють процеси, пов'язані з видобутком корисних копалин і під-земним будівництвом. Найбільших збитків завдають зсуви ґрунтів у масиві, утворення просідань і провалів поверхні Землі, скуп':ення великих об'ємів відходів від гірничої промисловості, затоплення значних площ солоними водами та розсіювання шкідливих речовин.

Інженерно-господарська діяльність людини значно змінює гравітаційне поле Землі. Ці зміни, в першу чергу, викликані перерозподілом сили тяжіння і проявляються у збільшенні або зменшенні геостатичних навантажень. Природне гравітаційне поле зазнає трансформації в місцях поселення і трудової діяльності людини, досягаючи максимуму в урбанізованих центрах і містобудівних

Digitized by ABORIGINAL

агломераціях. Зі зміною гравітаційного поля пов'язані такі геологічні процеси, як ущільнення та розущільнення гірських порід, осідання та підняття земної поверхні, гравітаційні зміщення великих земляних мас по схилах і відкосах.

СЄРГЄЄВ Євген Михайлович
(23.03.1914 – 23.03.1997)

Сєргєєв Є. М. – видатний учений в галузі інженерної геології, ґрунтознавець, талановитий педагог і організатор геологічної науки, професор кафедри інженерної геології і охорони геологічного середовища геологічного факультету МДУ, академік РАН (1979, член-кореспондент з 1966 р.), з 1986 р. – завідувач кафедри інженерної геології і охорони геологічного середовища геологічного факультету МДУ.

У 1946 р. він опублікував «Вибрані розділи загального ґрунтознавства» – прообраз майбутнього підручника «Ґрунтознавство». Під його керівництвом були вивчені інженерно-геологічні особливості багатьох генетичних типів піщаних, лесових, глинистих, карбонатних ґрунтів. Саме він розробив учення про зв'язану воду в ґрунтах, її енергетичних формах.

Починаючи з межі 70–80-х рр., Є. М. Сєргєєв розробляв питання геології навколишнього середовища, раціонального використання і охорони геологічного середовища. Він заклав основи вчення про геологічне середовище, його раціональне використання і охорону, визначав інженерну геологію як науку про геологічне середовище. Ці роботи багато в чому зумовили сучасний розвиток екологічної геології.

Таким чином, техногенна діяльність людини визначає еволюцію геологічного середовища, оскільки за своїми масштабами її можна порівняти тільки з діяльністю деяких природних геологічних процесів. Раціональне використання природних ресурсів людиною може проходити тільки у раціональному поєднанні основних компонентів геологічного середовища з різними інженерними спорудами, які можуть викликати негативний вплив на навколишнє середовище і, перш за все, безпосередньо – на геологічне середовище. Антропогенний вплив одночасно з цим обумовлює розвиток природно-антропогенних і виникнення нових геологічних процесів, що призводять до закономірних змін складу, стану і властивостей геологічного середовища.

11.3. Екологічні зміни довкілля при геологічних процесах природного походження

Протягом усієї історії розвитку Землі, починаючи з моменту її виникнення і закінчуючи сьогоднішнім станом, геологічні процеси

Digitized by ABORIGINAL

охоплювали практично всі її складові частини, що призводило до безперервної зміни її поверхні та найглибших шарів. У цьому безперервному русі формувалися гірські системи і рівнини, окремі континенти, моря і океани. На місці одних структурних елементів з'являлись інші: на рівнинах виникали цілі гірські системи, на місцях морів і океанів – континенти тощо. Ці цикли розвитку Землі відбуваються і сьогодні, лише дуже повільно й у менш виражених масштабах. Однак людство на планеті повсякчас відчуває ці зміни в оточуючому середовищі. При цьому найбільшим екологічним змінам природного середовища піддаються регіони, пов'язані з негативною діяльністю атмосфери і тими процесами, які в ній відбуваються: виверженнями вулканів, землетрусами, сучасними тектонічними рухами, які відбуваються в земній корі, гравітаційними процесами, карстоутворенням і суфозією, заболоченням цілих величезних територій та ін.

Крім суто природно-геологічних явищ, які відбуваються на нашій планеті, призводять до значних екологічних змін і відповідно негативно впливають на зміну екологічного стану окремих регіонів планети, в останньому тисячолітті набули катастрофічних масштабів екологічні зміни природного середовища, пов'язані з техногенною діяльністю людства, що спричиняє негативні зміни в навколишньому природному середовищі.

Екологічні зміни природного середовища при землетрусах

Землетруси – надзвичайно грізне стихійне лихо, якому людство сьогодні не може нічого протиставити. Викликані вони коливаннями земної поверхні, пов'язаними з підземними поштовхами, які зумовлені раптовим звільненням потенціальної енергії земних надр при тектонічних процесах.

З усіх стихійних лих землетруси за величиною руйнувань займають друге місце після ураганів і тайфунів. Землетруси небезпечні не тільки своєю силою, але й раптовістю, оскільки нам невідомі час і місце виникнення сейсмічного поштовху. Територіально землетруси пов'язані із сейсмічно активними областями, якими є області молодої альпійської складчастості та інші зони перебудови земної кори. Землетруси як прояви грандіозних сил природи сьогодні відомі ще з глибокої давнини. В 342 р. до н. е. під час землетрусу в Антіохії загинуло 40 тис. чоловік. Землетрус, викликаний виверженням Везувію в 79 р. н. е., як відомо, зруйнував міста Геркуланум і Помпею. Надзвичайно велика кількість землетрусів зареєстрована

Digitized by ABORIGINAL

в XX столітті. Руйнування будинків і споруд, в тому числі високих гребель, величезні матеріальні збитки і загибель людей в масштабах значно більших, ніж у більшості випадків екзогенних процесів, зумовили вирішення проблеми прогнозування землетрусів.

На території України сейсмічно небезпечними є Кримський та Карпатський регіони. У Кримському регіоні за історичний період відомо декілька руйнівних землетрусів, епіцентри яких знаходились недалеко *мису Херсонес, Південного берега Криму і в районі Керчі.* Останній сильний землетрус тут відбувся 26 червня 1927 р. (6–7 балів). Сейсмічна активність Кримського регіону проявляється на фоні сучасного руху блоків земної кори і пов'язана із зонами розломів. За даними досліджень, встановлено існування Південно-Азовської сейсмоактивної зони, пов'язаної із зчленуванням Індо-Кубанського прогину та Скіфської плити. Тут відомі давні потужні землетруси до 8–9 балів.

Українську частину Карпатського регіону поділяють на три сейсмічно активні області – *Закарпаття, Прикарпаття і Буковину.* Закарпаття характеризується землетрусами інтенсивністю 6–7 балів. Епіцентри їх у більшості випадків розташовані в Угорщині, Румунії, Чехії, Словаччині. У Прикарпатті відомі шестибальні землетруси в районі м. Червонограда і селища Шкло, а також техногенні землетруси в районі Долинського нафтового родовища. В 1974–1976 рр. тут відбулося шість землетрусів, інтенсивність яких становила 3–5 балів. У 1987 р. у районі м. Калуша відбувся землетрус, унаслідок якого було поцкоджено десятки будинків. На Буковині сила локальних землетрусів не перевищує 6 балів.

Для території України основну небезпеку складають землетруси, які виникають в районі *гір Вранча* в Румунії. До цієї ділянки Карпат належать усі сильні землетруси, які коли-небудь відбувались на території нашої країни. Незважаючи на те, що платформні ділянки території України протягом тривалого часу не піддавались дії землетрусів, цю територію не слід вважати асейсмічною. Історичні дані та карти ізосейст вказують, що тут можливе виникнення землетрусів інтенсивністю в 5–6 балів. Аналіз історичних матеріалів також вказує на можливість виникнення землетрусів високого енергетичного рівня і в інших районах України, а також у районах будівництва великих промислових об'єктів. Адже, наприклад, відомо, що в 63 р. до н. е. спостерігався землетрус інтенсивністю не менше 8 балів на Керченському півострові.

Digitized by ABORIGINAL

Особливу увагу щодо можливості виникнення локальних землетрусів слід приділити розробці нафтових родовищ з підтриманням пластового тиску, шляхом закачуванням холодної води. Зараз таким методом на території України розробляється майже 30 нафтових родовищ. Закачування в них великих об'ємів води може призвести до непередбачуваних на сьогодні наслідків. Можливість виникнення таких землетрусів, крім Долинського нафтового родовища, встановлено в штаті Колорадо (США), де вони були викликані закачуванням відпрацьованих радіоактивних вод у свердловину, пробурену на глибину 3671 м у тріщинуватих докембрійських гнейсах. Глибина зони землетрусу становила 4,5–5,5 км, а епіцентр знаходився неподалік свердловини.

Слід пам'ятати, що на території України споруджено 1057 водосховищ загальним об'ємом 55 млрд м^3. Значна частина з них знаходиться в сейсмічно небезпечних районах, що може призвести до підземних поштовхів, інколи руйнівних. Такий землетрус стався в Індії 1967 р. внаслідок спорудження водосховища на р. Койна.

Землетруси можуть також виникнути при закачуванні води в підземні порожнини гірських порід. Ці явища пояснюються тим, що маса води призводить до набухання глинистих порід, зменшуючи зчеплення між окремими горизонтами. У результаті проходить переміщення одних порід відносно інших, викликаючи зсуви і одночасно землетруси. Локальні трясіння земної поверхні можуть виникнути при сильних гірських обвалах, зсувах, завалах підземних пустот тощо. Наприклад, у Перу в 1974 р. унаслідок зсуву об'ємом 1,6 млрд м^3 на р. Монтаро виникли трясіння, еквівалентні тектонічним землетрусам інтенсивністю 4,5 балів.

Для попередження руйнівних наслідків землетрусів у сейсмічно активних зонах, залежно від їхньої активності, будівництво здійснюють з використанням протисейсмічних заходів.

Екологічні зміни природного середовища при сучасних тектонічних рухах

Сучасні тектонічні рухи проходять безперервно і всюди. Швидкість вертикальних рухів складає від малої частки до перших десятків мм, горизонтальних – від малої частки до перших десятків сантиметрів на рік. Встановлюють їх безпосереднім вимірюванням, а також за історичними та археологічними документами. Основними методами виявлення вертикальних і горизонтальних рухів є високоточні

Digitized by ABORIGINAL

океанологічні та геодезичні методи, зокрема повторні нівелювання і тріангуляція. Останні виявляють вікові тектонічні та дислокаційні рухи земної кори чи неотектонічні рухи земної поверхні.

Неотектонічні рухи, створюючи неотектонічні структури, у взаємодії з екзогенними процесами зумовлюють основні риси сучасного рельєфу. Вік цих рухів більшістю дослідників визначається як неоген-четвертинний. У неотектонічному стані розглядають окремо антропогенові, молоді, історичні та сучасні рухи. Сучасні рухи проходили протягом останніх 100–200 років і зумовлені сейсмічними та техногенними процесами.

Неотектонічні особливості території України – один із важливих факторів геологічного середовища, який визначає його динамічний стан в неоген-четвертинний час та на сучасному етапі. Протягом цього періоду в платформній і орогенній частинах території України проявилися неотектонічні рухи, різні за певним сполученням у просторі неотектонічних ендогенних обстановок різних типів та за їхньою послідовністю у часі, кількісними показниками сумарних амплітуд тощо. У результаті неотектонічних рухів утворилися неотектонічні структури. В межах альпійської частини Середземноморського рухливого поясу проявилися склепінчасто-брилові, складчасто-брилові та брилові підняття з сумарною амплітудою 600–2000 м в Українських Карпатах, 400–1200 м – у Гірському Криму, горизонтальні та складчасто-утворювальні рухи.

Передкарпатський, Індоло-Кубанський та Закарпатський прогини зазнали спочатку інтенсивних занурень з сумарними амплітудами до кількох тисяч метрів, а на завершальних етапах розвитку – диференційованого підняття з сумарними амплітудами від кількох десятків до кількох сотень метрів.

У платформній частині території України проявляються переважно брилові, односпрямовані (успадковані), переривчасті висхідні рухи на Донецькому кряжі, у північній і центральних частинах Українського щита, на південно-західному схилі Воронезького масиву та Дніпровсько-Донецькій западині. Коливальні (інверсійні), переважно висхідні, рухи встановлено на Волино-Подільській моноклінали та в частині Причорноморської западини. Переважно низхідні рухи земної кори встановлено в південній частині Причорноморської западини. Сумарні амплітуди висхідних рухів на платформі становлять 0–450 м, низхідних – 0–600 м.

Digitized by ABORIGINAL

Зараз М. І. Ніколаєвим (1988 р.) обгрунтовано виділення нового напряму – *екологічної неотектоніки.* Основними завданнями еколого-неотектонічних досліджень є аналіз просторово-часових закономірностей динаміки тектонічних структур протягом неотектонічного етапу, виявлення різних неотектонічних режимів і умов, аналіз еволюції неотектонічних структур різних типів і рангів з оцінкою ступеня наслідування їх розвитку на сучасному етапі, що визначає «ендодинамічний статус» структур і екологічну стійкість територій.

Дослідження неогенових рухів проводиться з метою обгрунтуванню стійкості інженерних споруд, сейсмічного районування та прогнозу землетрусів, пошуків структур, з якими пов'язані корисні копалини, вирішення екологічних завдань.

Екологічні зміни природного середовища при виверженні вулканів

На Землі не існує страхітливішого лиха, ніж виверження вулканів, які постійно супроводжуються землетрусами, а підводні вулканічні виверження в океані – цунамі.

Сучасні вулкани відомі в усіх великих геолого-структурних елементах і географічних районах Землі. Однак розповсюджені вони надзвичайно нерівномірно. Спостерігається пряма залежність між їх кількістю і тектонічною активністю району. Найбільша кількість вулканів на одиницю площі припадає на острівні дуги (Камчатка, Курильські острови, Індонезія тощо) і гірські споруди (Південна і Північна Америки). Тут розміщені також і найактивніші вулкани світу, які характеризуються найбільшою частотою виверженъ. Найменше вулканів знаходиться в океанах і на континентальних платформах. Тут вони пов'язані головним чином з рифтовими зонами та просіданнями земної кори. Географічне розміщення вулканів вказує на тісний зв'язок між поясами вулканічної діяльності і складчастими рухливими зонами земної кори.

Оскільки вулкани мають потенційну небезпеку, проводяться систематичні спостереження за їх поведінкою, які дозволяють передбачити можливість виверження. Вивчення характеру вулканів включає реєстрацію та аналіз рухів земної кори, землетрусів, змін у складі газів, електромагнітних аномалій.

Катастрофічні виверження вулканів збереглись в пам'яті людства і неодноразово зафіксовані у найрізноманітніших літописах. Завдяки описам римського вченого Плінія старшого, до нас дійшли відомості про страшне виверження Везувію в 79 р. н. е., під час якого розжарена хмара попелу повністю засипала міста Помпею, Геркуланум і Стабію.

Digitized by ABORIGINAL

Надзвичайно катастрофічним було виверження у 1883 р. вулкану Кракатау, розташованого в Зондському архіпелазі. Острів Кракатау розміром 5х9 км був необжитим і опис виверження отримано із кораблів, що знаходились в цей час неподалік. 27 серпня відбулися чотири сильні вибухи. Гуркіт одного з них було чути на відстані 5 тис. км. Попіл, викинутий в атмосферу, розсіявся по всій Землі. Викликані вибухом хвилі-цунамі пронеслись найближчими узбережжями, в результаті чого загинуло 36 тис. чоловік. Більша частина острова Кракатау занурилась у води океану.

Найбільш сильними в XX ст. є виверження вулканів Безім'янного на Камчатці в 1955 р. і Ель-Чічон у Мексиці в 1982 р. Тривалий час сопка Безім'янна вважалась згаслим вулканом. Про її активізацію сповістили підземні поштовхи, а виверження розпочалося вранці 22 жовтня 1955 р. За декілька днів висота вулканічних викидів досягла 8 км. Постійно спалахували блискавки, а вибухи не припинялись протягом усього листопаду. Тільки за один місяць кратер вулкану розширився на 500 м. Гігантський вибух стався 30 березня 1956 р. Хмара попелу сягнула висоти 40 км. Розпочався попілопад. Площа, покрита попелом, мала довжину 400 км і ширину 150 км. Загальний об'єм попелу становив майже 0,5 млрд $м^3$. Зовнішній вигляд вулкану дуже сильно змінився *(рис. 11.1)*, а прилеглі до нього райони були покриті нагромадженнями застиглої лави. Виверження сталося в зовсім безлюдній місцевості, і ця катастрофа, на щастя, не призвела до людських жертв.

Рис. 11.1. Сучасний вигляд вулкана Безім'янний. У вибуховій кальдері з часом сформувався новий шлаковий конус

Digitized by ABORIGINAL

Вулканічні виверження – потужне і загрозливе явище природи, перед якими людина відчуває себе безсилою. Вони приносять багато руйнувань і рідко які із них закінчувались без людських жертв. Лавові потоки знищували поля і сади, будівлі і міста. Вулканічний попіл товстим шаром покривав усе створене людиною, перетворюючи цілі регіони в пустелю. Під час виверження уже названого Везувію в 79 р. н. е. загинуло майже 25 тис. жителів. Розпечена газова хмара вулкану Мон-Пеле задушила 28 тис. жителів міста Сан-П'єр на острові Мартініці. При виверженні вулкану Табора в 1914 р. в Індонезії загинуло понад 90 тис. чоловік.

За останні 500 років від вулканічних вивержень загинуло 240 тис. чол. Але такі катастрофи все-таки рідкісні явища. Зараз людина бореться з руйнівними силами, тому іноді застосовуються пасивні засоби захисту. Це розташування поселень у відносно безпечних місцях, використання прогнозів виверження для завчасної евакуації людей із небезпечної зони. У майбутньому людина повинна навчитися послаблювати силу вивержень.

При виверженні вулканів викидається велика кількість газів і пари води. Конденсуючись, вода випадає в районі виверження у вигляді сильних дощів і злив. Величезна її маса, стікаючи бурхливими потоками по схилах, балках і ущелинах, насичується попелом, піском і вулканічними бомбами. Рідка в'язка маса лавиною рухається схилом вулкану, змітаючи все на своєму шляху.

Певну небезпеку несуть і озера, розташовані в кратерах вулканів, оскільки при витоках розплавленої лави з водою відбувається вибух.

Іноді вулканічні виверження викидають у верхні шари атмосфери так багато газів і вулканічного попелу, що це призводить до зниження опромінення Землі Сонцем і похолодання. Таке явище було зафіксоване в 1815 р. під час виверження вулкану Тімор в Індонезії. З такими явищами метеорологи пов'язують глобальні похолодання і зледеніння на нашій планеті.

На території України діючих вулканів уже багато мільйонів років не існує. Однак відомі погаслі вулкани давніх геологічних епох (Кара-Даг у Криму, Вулканічні Карпати).

Грязьовий вулканізм

На території України в межах Керченського півострова та в акваторіях Чорного і Азовського морів широко розвинутий *грязьовий вулканізм*. Тут знаходиться майже 40 грязьових вулканів *(рис. 11.2)*, які пов'язані, як правило, з вершинами антиклінальних структур. Складені

Digitized by ABORIGINAL

ці антикліналі переважно майкопськими глинами палеоген-неогенового віку. Найбільш великі грязьові вулкани Джау-Тепе, Джарджава, Булганакський. Джау-Тепе підвищується над рівнем моря на 120 м і над рівнем місцевості на 60 м. Основними компонентами виверження грязьових вулканів є гази, вода та глинистий матеріал. Із виверженних газів основний об'єм складають метан, азот та важкі вуглеводні.

Діяльність грязьових вулканів проходить з різною інтенсивністю. Вибухові явища чергуються із спокійною газогрифонною діяльністю. На Керченському півострові переважає спокійна газогрифонна діяльність грязьових вулканів, хоч епізодично проходять вибухові явища на вулканах Джау-Тепе, Джарджава та ін. Об'єм викинутих із них глинистих мас під час виверженъ буває досить великим і досягає багатьох тисяч кубічних метрів. Так, при виверженні грязьового вулкану Джарджава в 1982 р. було викинуто до 100 тис. $м^3$ брекчії із сопки, що спричинило просідання та пориви водоводів, створення загрози залізничній вітці і поселенню на вершині сопки. Чимало інших грязьових вулканів являють потенційну небезпеку для цілого ряду поселень Керченського півострова.

До техногенного типу грязьових вулканів належить грязьовий вулкан Старуня, який є геологічним пам'ятником *(рис. 11.2)* у Богородчанському районі Івано-Франківської області, виникнення якого пов'язано з інтенсивними розробками нафтового родовища. Вулкани Старуні відкриті та вивчались В. М. Кляровським і Н. Х. Білоус.

Рис. 11.2. Один з грязьових вулканів Булганакського поля Керченського півострова. Висота конуса до 1,5 м

Digitized by ABORIGINAL

Біля с. Старуні на західному березі р. Великого Луковця (притока р. Бистриці Солотвинської) на місці відпрацьованого озокеритового промислу відслонюється ділянка Старунської складки. Численні іноземні компанії в минулому столітті бурили тут свердловини для видобутку нафти. Місцевість визначається унікальним сполученням різних стратиграфічних, археологічних, палеонтологічних, мінерало-го-петрографічних, гідрогеологічних і неотектонічних пам'яток та особливостей будови ділянки. На південно-західній околиці ділянки в четвертинному делювії та орному шарі відкриті поселення людей пізнього палеоліту і мезоліту. В центральній частині ділянки, в грабені четвертинних торф'яно-болотних відкладів, були знайдені рештки чотирьох носорогів, мамонта, оленя, птахів, плазунів та інших тварин плейстоцену та голоцену. Вони добре збереглися завдяки консервації в породах, які просочені нафтою і озокеритом. Під четвертинними породами відслонюються неогенові соленосні глини і аргіліти воротищенської світи з прошарками алевролітів, пісковиків і поодиноких лінз слободських конгломератів.

Неподалік тектонічних зон через численні кратери, які розташовані на відстані 2–5 м один від одного, на поверхню виходять гази та мінеральні води. Породи ділянки (четвертинні, неогенові, палеогенові і верхньокрейдові) утворюють тектонічно складний перегин, на вершині якого знаходиться діючий грязьовий вулкан. Він з'явився в 1977 році внаслідок землетрусу в Румунії і тоді мав чотири кратери діаметрами 0,1–0,5 м. Висота його конуса мала приблизно 3 м, довжина глинистих потоків – 10, 50 і 60 м. Сьогодні нараховується 8 кратерів і 10–20 непостійних мікрократерів, які виділяють газ, воду, глинисту пульпу, іноді нафту чи її диференціати. 60 м на захід від цього вулкану після землетрусу з'явився другий невеликий грязьовий вулкан, а 400 м на південь від них у 1981 р. утворився третій, пізніше – ще три. В глині грязьових викидів головного вулкану зустрічаються кристали сфалериту, піротину, піриту, арсенопіриту, стронціобариту, барит, гіпсу, сірки з кальцитом, флюориту, сульфідів міді, а в соляних кірках – галіт, сильвін тощо (*рис. 11.3*).

На дослідженій ділянці на поверхню виходить більше 300 постійних і тимчасових джерел прісної та мінералізованої води, що пов'язано з розривними порушеннями. Для цієї території характерна сучасна тектонічна активність і висока сейсмочутливість, що проявляється в нерівномірному підніманні (більше 1 м за 7 років, 1977–1984 рр.), появі тріщин, порогів і невеликих водоспадів, грязьовому

Digitized by ABORIGINAL

вулканізмі, активній динаміці газовиділень і геохімічній динаміці флюїдів.

Рис. 11.3. Кратери грязьових вулканів

У зв'язку з деякими віддаленими землетрусами, в ґрунті виникають порожнинні тріщини шириною 0,5–3 см, які закриваються через 3–5–10 діб. По тріщинах з невеликих грифонів і мікрократерів постійно чи періодично, з різною інтенсивністю, викидаються гази, нафта, інші вуглеводневі сполуки, вода різної мінералізації. В одних джерелах формуються лінзи залізної руди, а біля інших – самородної сірки, яка легко окислюється на поверхні. Інтенсивність усіх виділень, їх хімічний і мінеральний склад залежать від віддаленості осередків землетрусів. Ділянка Старуні реагує на землетруси, які відбуваються в радіусі сотень і тисяч кілометрів, тобто в Румунії, Італії, ФРН, Ірані, на Кавказі і навіть у Середній Азії. Старунський комплекс має велике наукове значення для встановлення особливостей формування корисних копалин, прогнозу землетрусів. Це унікальне місце цікаве не лише для спеціалістів, але и для школярів, студентів, туристів, любителів природи.

Природні і техногенні геохімічні поля

Природа протягом тривалого часу створювала рівновагу в хімічному складі атмосфери, літосфери і гідросфери Землі. Практично на будь-якій ділянці земної кори – геологічній структурі, географічному ландшафті чи територіально-адміністративній одиниці (область, район, місто), поширені *природні геохімічні поля*, що

Digitized by ABORIGINAL

характеризують розподіл хімічних елементів у породах земної кори, продуктах вивітрювання, в ґрунтах, водах, рослинному покриві. Середній вміст хімічного елементу в земній корі називають *кларком*. Для кожного регіону ця величина може бути різною. Тобто кожний хімічний елемент може створювати свій регіональний фон. Якщо вміст елементу вище регіонального фону, то він утворює *геохімічну аномалію*, яка може бути як природною, так і техногенною. Але рівновага із хімічних елементів локально порушується або природним шляхом, або в результаті техногенної діяльності людини. Розглянемо основні аспекти цих порушень – *забруднення* і *зараження*:

1) *Забруднення* – це засмічування навколишнього природного середовища внаслідок природних явищ або техногенної діяльності людини. Воно може становити таку концентрацію забруднюючих речовин, яка негативно впливає на використання земель, води чи повітря. Забруднення довкілля можна контролювати, але повністю позбутися його поки що неможливо.

2) *Зараження* – це таке забруднення середовища, складові частини якого шкідливі для здоров'я людей за своєю природою чи концентрацією.

Техногенно-ландшафтно-геохімічні процеси у зв'язку з аварією на Чорнобильській АЕС

У результаті Чорнобильської аварії утворилася техногенно обумовлена ландшафтна геохімічна радіаційна обстановка, яка характеризується концентрацією радіонуклідів і важких металів у певних ландшафтах. Основні особливості міграції радіонуклідів і важких металів виражаються у зміні значень коефіцієнтів їх переходу з ґрунту в рослинність та в біооб'єкти. Проведено районування територій забруднення за ступенем впливу ландшафтів на умови проживання населення, за ступенем радіоактивного забруднення цезієм-137:

1. Території з високою щільністю радіоактивного забруднення (понад 10 Ku/км^2) – еколого-геохімічний вплив ландшафтів послаблений і умови проживання населення визначаються ступенем забруднення ландшафтів;

2. Території з підвищеною щільністю (3–10 Ku/км^2) радіоактивного забруднення – зниженим ступенем еколого-геохімічного впливу на умови проживання населення, де можливе проживання тільки в урбанізованих поселеннях і де можливий розвиток промислового виробництва та гірничо-видобувної промисловості;

Digitized by ABORIGINAL

3. Території середнього ступеня радіоактивного забруднення (1–3 Ku/км^2) і підвищеного еколого-геохімічного впливу ландшафтів на умови проживання населення, де можливе проживання в сільській місцевості, виробництво і споживання сільськогосподарської, дикоростучої рослинної та тваринної продукції при постійному радіаційному її контролі;

4. Території слабкого ступеня радіоактивного забруднення (0,5–1,0 Ku/км^2), де сприятливі еколого-геохімічні умови проживання населення повністю визначаються особливостями ландшафтів і де можливе виробництво незабрудненої сільськогосподарської продукції. До таких площ належать заплавні ландшафти Волинського Полісся, ландшафти лесових підвищень і ландшафти, розвинуті на мергелистих відкладах у Житомирському та Волинському Поліссі.

11.4. Екологічні зміни довкілля при розробці корисних копалин

Розвиток сучасної цивілізації неможливий без енергетики або паливно-енергетичного комплексу та використання різноманітних корисних копалин. Від їх використання залежать темпи науково-технічного прогресу, інтенсифікація виробництва та життєвий рівень людей. Розвиток гірничого комплексу та енергетики є єдиною основою розвитку всього сучасного матеріального виробництва на базі швидкої індустріалізації.

Зараз основним методом одержання енергії стало спалювання нафти, природного газу, горючих сланців, торфу та інших видів мінерального палива. Індустріалізація промисловості проходила за рахунок подальшого нарощування видобутку і переробки рудних і нерудних корисних копалин.

Постійне нарощування темпів видобутку продуктів для паливно-енергетичного комплексу та рудних і нерудних корисних копалин для металургійної, хімічної, будівельної та інших галузей народного господарства призводить до значного порушення екологічного стану природного середовища та утворення в ньому протилежних напрямів розвитку природних процесів.

Найважливішою для людства у цьому комплексі є проблема охорони і раціонального використання геологічного середовища, оскільки в ньому містяться основні компоненти твердих, рідких і газоподібних корисних копалин. Крім того, в ньому містяться різні об'єкти, які створені людиною в межах літосфери і являють собою

Digitized by ABORIGINAL

антропогенні геологічні утворення. Всі ці компоненти знаходяться у тісній взаємодії і визначають його динаміку.

Екологічні зміни природного середовища при розробці родовищ рудних і нерудних корисних копалин

Рудні та нерудні родовища – це ділянки земної кори, в надрах яких або на її поверхні знаходяться поклади, що за своїми розмірами, якістю та умовами залягання придатні для промислової розробки. Вони можуть складатися із одного або декількох тіл, які сформувались протягом історії розвитку земної кори. До них відносяться руди чорних, легких, кольорових, рідкісних, дорогоцінних металів; радіоактивних, розсіяних, рідкоземельних елементів; гірничохімічна, гірничотехнічна сировина, будівельні матеріали та дорогоцінне і облицювальне каміння.

Більшість із названих рудних і нерудних корисних копалин розробляється ще з доісторичних часів. Особливо великого розмаху їх видобуток набув в останні два сторіччя. Видобуваються вони як відкритими, так і підземними способами. Відкриті гірничі способи добування найбільше впливають на природне середовище. До них відносяться котловани, кар'єри, траншеї, дорожні прорізи, окопи, рови тощо. З ними пов'язаний комплекс деформаційних змін порід і антропогенних процесів. Довготривала виїмка гірських порід призводить до створення джерел антропогенного генезису порід.

Гірничі розробки відкритим способом спричиняють порушення природної структури гірських порід, інтенсивного вивітрювання, дезінтеграції, розвитку тріщинуватості та розущільнення. Спостерігаються порушення статичної рівноваги порід і розвиток зсувних деформаційних явищ у відкосах; підняття дна та бортів виїмок у зв'язку з набуханням глинистих порід; фільтраційні та дифузійні деформації порід, які зумовлені різкими змінами гідрогеологічних умов; процеси дегідраційно-гідравлічного стиснення порід і осідання поверхні Землі в зоні впливу виїмок через штучне пониження рівня води. Інтенсивність деформаційних змін порід і геологічних процесів зростає зі збільшенням їх глибини. В багатьох країнах світу глибина сучасних кар'єрів значно зростає. Так, наприклад, проектна глибина залізорудного кар'єру «Сарбайський» повинна становити 630 м, «Качарського» – 720 м, міднорудного кар'єру в США «Бінгем-Каньйон» – 740 м. Спорудження таких глибоких виїмок порушує рівновагу масиву гірських порід, змінює силове поле напруг, стан та

Digitized by ABORIGINAL

інженерно-геологічні властивості порід, викликає розвиток різних геологічних процесів.

Кар'єри та інші виїмки в літосфері Землі надзвичайно сильно впливають на природні фізичні поля та ландшафт місцевості. У рельєфі утворюються штучні заглиблення, пагорби і гряди відвальних порід, змінюється режим поверхневого стоку; гідрогеологічна, термодинамічна, мікрокліматична обстановки; виникає комплекс нових різноманітних геодинамічних процесів, які не характерні для даної місцевості.

Зона впливу великих кар'єрів на природне середовище надзвичайно велика і переважно виходить за межі їх контурів. Радіус впливу досягає десятків і навіть сотень кілометрів. У першу чергу це позначається на штучному пониженні рівня підземних вод, зникненні водоносних горизонтів, осушенні боліт, джерел, колодязів, пониженні води в ріках, осіданні поверхні землі, деформації будівель і споруд. Значної шкоди завдається геологічному середовищу при виникненні в кар'єрах зсувів. Найбільш великі зсуви спостерігались на магнітогорському розрізі Уралу, в кар'єрах Криворізького басейну, Курській магнітній аномалії та ін.

Видобуток рудних і нерудних корисних копалин відкритим способом ускладнюється не тільки обвалами, зсувами та осипаннями, але й проривом плавунів і явищами механічної суфозії. Так, в Сирецькому кар'єрі будівельних матеріалів під Києвом у 60-х роках стався величезний прорив пульпи об'ємом до 30 тис. $м^3$ із харківського водоносного горизонту. Довготривале існування кар'єрів, особливо закинутих, служить ареною розвитку ярів, зсувів, обвалів, осипання, заболочування, суфозії та інших процесів і явищ.

Видобуток рудних і нерудних корисних копалин проводиться не тільки відкритим способом, але й шахтами, які перевищують 1000 м глибини. Найбільш глибока шахта по видобутку золота в Південно-Африканській республіці «Вітватерсранд» виробляла золотоносні пласти на глибинах 3000–3800 м. На території України шахтним способом видобуваються залізні руди, солі, уранові руди та інші корисні копалини.

В Україні видобуток залізних руд в основному сконцентрований в Криворізькому і Керченському залізорудних басейнах. Тут видобувалась, збагачувалась і піддавалась металургійній переробці майже половина всієї залізної руди колишнього СРСР. Це створило надзвичайно критичну екологічну ситуацію на півдні України.

Digitized by ABORIGINAL

В результаті видобутку відбулося вилучення значних площ родючих земель під гірничі відводи, порушення природних гідрогеологічних режимів підземних і поверхневих водотоків, обезводнення великих територій, засолення ґрунтів, погіршення якості питних, ґрунтових та відкачуваних вод, запилення, загазованість повітряного простору і попадання в сферу існування людини шкідливих хімічних сполук важких металів: сірки, азоту, вуглецю, окиснів заліза, кремнію тощо.

Нарощування видобутку залізних руд відкритим і шахтним способом у Криворізькому басейні спричинило утворення в ньому надзвичайно небезпечної обстановки. Так, тільки у хвостосховищах тут знаходиться майже 2,5 млрд т шлаків, які займають площу 7,1 тис. га. Висота відвалів становить 60–70 м, довжина – 3–4 км, а ширина – 1,5–2 км. Мільйонами тонн відходів засипано всі яри і балки навколо гірничих комбінатів. Із шахт і кар'єрів Криворізького басейну відкачується щорічно майже 50 млн $м^3$ води. Шахтні води накопичуються у шламосховищах, використовуються в процесі збагачення, а також скидаються у відкриті водойми. Частково ці води поглинаються залягаючими нижче відкладами, мігрують на значні відстані, засолюючи і забруднюючи родючі землі півдня України.

Оскільки в більшості випадків видобуток руд проводиться кар'єрним способом (*рис. 11.4, 11.5*), то тут відбувається запилення і загазованість повітряного середовища. Кар'єри, відвали і шламосховища тільки одного гірничо-збагачувального комбінату щорічно забруднюють атмосферу 35–39 тис. т пилу. Відвали всього басейну, залежно від висоти (45–105 м), щорічно виділяють 42–65 тис. $м^3$ пилу. Масові вибухи в кар'єрі призводять до утворення газопилової хмари об'ємом 15–20 млн $м^3$. З неї протягом 2–5 годин в радіусі 2–6 км випадає від 200 до 500 т пилу.

Надзвичайно велику шкоду природному середовищу наносять сірконосний та соленосний басейни Передкарпатського прогину, які розробляються частково відкритим (*рис. 11.6*) і шахтним способами. Великі відвали гірських порід стали основним джерелом надходження в атмосферу різних сполук сірки і хлору, які розносяться по всій території і випадають опадами у вигляді кислотних дощів. Перенесення сірчистих сполук повітряними масами здійснюється в основному на відстані 300–400 км і на висоті 750–1500 м. Тут спостерігається максимальна концентрація сірчаної кислоти, перехід якої у сульфати завершується приблизно на відстані 1000–1500 км від місця викиду забруднюючих речовин.

Digitized by ABORIGINAL

Рис. 11.4. Залізорудний кар'єр Південного гірничо-збагачувального комбінату в м. Кривому Розі

Рис. 11.5. Південна частина Криворізького басейну. Стрілками вказані велетенські кар'єри, що спотворюють поверхню Землі

Digitized by ABORIGINAL

Таким чином, гірничотехнічна діяльність людини при розробці рудних і нерудних корисних копалин хоча й охоплює безпосередньо тільки надра, проте вона має надзвичайно важливий вплив на екологічні зміни природного середовища та існування в ньому людини. Тому видобуток рудних і нерудних корисних копалин повинен проводитись із дотриманням усіх вимог із забезпечення чистоти і стабільності навколишнього середовища.

Рис. 11.6. Кар'єр і хвостосховища на родовищі калійних солей в м. Калуші

Екологічні зміни природного середовища при розробці родовищ кам'яного і бурого вугілля та горючих сланців

Вугілля та горючі сланці є одними з основних компонентів паливно-енергетичного комплексу. З розвитком вугільної промисловості пов'язані чорна металургія, електроенергетика, коксохімія та інші галузі народного господарства. Видобуток вугілля на території України розпочався ще у XVIII сторіччі. Тоді було відкрито Донецький (1721 р.) вугільний басейн. Першу шахту на Україні споруджено в 1795 р. в Лисичанську. З цього часу Україна стала однією з держав із широко розвинутою вугільною промисловістю. Нині вуглевидобуток зосереджено в трьох басейнах: Донецькому

Digitized by ABORIGINAL

кам'яновугільному, Львівсько-Волинському кам'яновугільному та Дніпровському буровугільному басейнах. Діючий шахтний фонд в Україні представлений 285 шахтами та 7 розрізами з сумарною річною виробничою потужністю близько 190 млн т, з них 130 шахт видобувають коксівне вугілля.

Бурхливий розвиток вугільної промисловості в Україні та в зарубіжних країнах у післявоєнні роки не міг не позначитися на навколишньому природному середовищі. Видобуток усе зростаючого об'єму вугілля здійснювався в переважній більшості з глибоких шахт та вугільних розрізів. Так, в Донбасі у зв'язку з проходженням вугільних шахт на глибину 1300 і більше метрів були дреновані численні водоносні горизонти, які використовувались для водопостачання. Довелось будувати спеціальний канал Сіверський Донець-Донбас, щоб забезпечити міста, села і підприємства водою.

Під впливом гірничих розробок шахт і кар'єрів істотно змінюються природні ландшафти. В першу чергу з'являються насипні терикони у вигляді переважно конусоподібного горба. Утворюються вони з відвальної породи, доставленої з шахти на верхівку конуса. Більшість із них тліє, виділяючи в атмосферу значну кількість диму. Тому традиційно важким завданням залишається оцінка і утилізація твердих порід відвалів. З одного боку, вони повинні бути оцінені як корисні копалини, а з іншого – як забруднювачі навколишнього середовища.

Видобуток вугілля постійно супроводжується виділенням із надр вуглеводнів, перш за все газів, що призводять до непередбачуваних аварій і людських жертв. Підрахунки показують, що ресурси метану в розвіданих кондиційних вугільних пластах до глибини 1500 м коливаються в межах 400–450 млрд $м^3$. Особливо в плані екології, пов'язаної з видобутком вугілля, виникають проблеми катастрофічних явищ – самозагорання вугілля в лаві, раптові викиди вугілля і порід, вибухи метану у вугільних шахтах. На жаль, вони залишаються не вирішеними. Екологічні та економічні збитки від цих явищ не піддаються підрахункам, коли вони супроводжуються людськими жертвами.

Велику шкоду навколишньому середовищу наносить кар'єрне обводнення. На деяких шахтах об'єм відкачуваних вод сягає 20–30 млн $м^3$ за рік. Вони ускладнюють ведення гірничих робіт і в більшості випадків стають основними забруднювачами поверхневого водного середовища. Ситуація значно ускладнюється, коли води прориваються із верхніх водоносних горизонтів або з відкри-

Digitized by ABORIGINAL

тих водойм. Прикладом може бути катастрофа, що сталася на шахті в Японії, де видобуток вугілля проводився на глибині 45–70 м нижче дна океану. Океанічна вода раптово прорвалась через тектонічну тріщину в пісковиках, яка була розширена під впливом підземних виробок. Дві шахти було затоплено за дві години і при цьому загинуло 237 чоловік.

При підземних гірничих розробках з видобутку вугілля в масивах гірських порід спостерігаються просідання, обвали, розриви, лійки, а на великих глибинах мають місце удари, викиди, набухання порід тощо. Можна очікувати, що подібні явища все більше поширюватимуться у зв'язку із застосуванням при підземних розробках високопродуктивних систем з обвалюванням вугілля і порід, що в них вміщуються, без підтримання виробленого простору.

Екологічні зміни природного середовища при розробці родовищ нафти і газу

Видобуток нафти і газу, на відміну від видобутку переважної більшості інших корисних копалин, не пов'язаний з виїмкою гірських порід, не призводить до утворення вільних підземних порожнин і супроводжується незначною кількістю твердих відходів виробництва. Об'єм винесеного шламу гірських порід при бурінні і твердих частинок скелету нафтогазоносних порід, або новоутворених мінеральних солей при експлуатації, неможливо порівняти з об'ємами гірських порід, які піднімаються на поверхню і складуються в процесі розробки інших корисних копалин.

Основними видобувними продуктами в нафтовій і газовій промисловості є флюїди – нафта, газ, попутна пластова вода, попутний нафтовий газ. При розробці нафтових родовищ у підземні пласти закачується велика кількість води. Крім того, у технології в процесі буріння та видобутку нафти і газу використовують різноманітні хімічні елементи, більшість з котрих розчинні у воді. Всі вказані речовини (нафта, газ, пластові води, закачані води та хімічні реагенти) є головними джерелами техногенних змін гідрогеологічних систем та навколишнього середовища. Цілком природно, що найбільш різко ці зміни проявляються в межах самих нафтових і газових родовищ, але досить часто техногенез охоплює значну частину інших площ і навіть весь нафтогазоносний басейн. Неприпустимо вважати, що техногенним змінам піддаються тільки ті гідрогеологічні системи, в яких скупчені поклади вуглеводнів. Як правило, зміни поширюються

Digitized by ABORIGINAL

на все геологічне середовище району родовища, включаючи товщу гірських порід від вибою найбільш глибокої свердловини до земної поверхні, а нерідко й на саме навколишнє наземне середовище. Техногенез у надрах нафтогазоносних басейнів може призводити до небажаних змін хімічного складу підземних і поверхневих вод, впливати на ґрунти, рослинний і тваринний світ, змінювати пластові тиски і рівні поверхневих вод, а іноді впливати на інженерно-геологічні умови місцевості.

Саме важливість можливих практичних наслідків привертає увагу до вивчення змін техногенних процесів надр, котрі знаходяться в промисловій розробці нафтових і газових родовищ. Техногенні зміни гідрогеологічних систем у нафтогазоносних басейнах, де проводиться буріння і видобуток нафти і газу, проходять як на земній поверхні, так і в самому масиві гірських порід. Вплив на земну поверхню включає переважно роботи, пов'язані як з господарським освоєнням кожної території, так і зі специфічними їх видами, які характерні тільки для нафтових і газових промислів. Із останніх особливої уваги заслуговує будівництво свердловин і експлуатація промислового господарства.

При будівництві свердловин основними джерелами забруднення є бурові та тампонажні розчини, бурові стічні води і шлам видобутих порід, продукти випробування свердловин. Ступінь забруднення геологічного середовища буровими розчинами залежить від кількості та токсичності хімічних реагентів, що застосовуються для приготування промивних рідин. Їх кількість в розчині повинна бути мінімальною із гранично допустимою концентрацією. Відпрацьовані бурові розчини, стічні води і шлам надходять в земляні амбари, які в більшості випадків не мають надійної ізоляції як з поверхневими, так і з підземними водами. У результаті відбувається розтікання рідин, забруднення природних об'єктів, поверхневих водойм і водотоків, інфільтрація забруднювачів у верхні водоносні горизонти.

Особливу шкоду навколишньому середовищу наносить продукція при випробуванні свердловин – нафта, газ, конденсат і пластові високомінералізовані води. Рідкі вуглеводні і вода накопичуються в значних за розмірами земляних зумпфах і акумулюють в собі велику кількість токсичних речовин, які містяться в забруднювачах. У цих випадках основним механізмом проникнення забруднювачів у підземні водоносні горизонти є *інфільтрація*. Найбільші збитки навколишньому середовищу наносять аварійні викиди і відкрите

Digitized by ABORIGINAL

фонтанування свердловин, особливо нафтою. Так, за останні 30 років лише в Україні пройшло 86 аварійних викидів нафти, газу і води в Дніпровсько-Донецькій западині, Передкарпатському прогині та в Причорноморсько-Кримському регіоні, які іноді супроводжувалися пожежами, людськими жертвами, виселенням людей із населених пунктів, втратою свердловин і природних ресурсів, виведенням з господарства значних ділянок родючих земель і значними матеріальними затратами на їх ліквідацію. Більшість з викидів відбулися при бурінні розвідувальних свердловин, унаслідок порушення технології буріння та випробування, і лише 20% з причин, незалежних від виконавців і робіт. При аварійних викидах пластові флюїди впроваджуються в усі проникні пласти на шляху їх руху. Відбувається їх багатокомпонентне змішування. Забруднюються джерела питної води, в атмосферу викидається велика кількість отруйних газів, утворюються на поверхні землі газові і водяні грифони. Так, на Глинсько-Розбишевському родовищі України при розкритті нафтогазонасичених пластів надсольового девону з глибини 4548 м стався викид промивної рідини густиною 1560 кг/м^3. При аварійному фонтануванні свердловина викидала до 2 млн м^3 газу, 10 тис. м^3 води і 40–50 т нафти на добу.

Викинута із свердловини продукція розповсюджується на значну площу в аерозольному вигляді, забруднює луки, посіви, родючі землі тощо. Із викинутої суміші на ґрунтовий покрив у значному об'ємі осідають солі, нафтопродукти, буровий розчин і хімічні реагенти. Аварійне фонтанування може продовжуватись від декількох діб до 2–3 років. Так, наприклад, свердловина 35 – Західно-Хрестищенська фонтанувала 661 добу при виниклих навколо неї газових грифонах.

Запобіганню аварійних ситуацій може сприяти тільки дотримання технології буріння свердловин і правил попередження фонтанів і нафтогазопроявів. Важливу роль тут відіграє надійність прогнозування пластового тиску і температури глибоких горизонтів, що вимагає накопичення гідрогеологічної інформації про надра та проведення спеціальних досліджень в кожному нафтогазоносному басейні. Особливо важливим у цих умовах є встановлення *аномально високих пластових тисків* (АВПТ). Зони АВПТ розповсюджені в усіх нафтогазоносних областях. Глибина їх розповсюдження в основному залежить від термальних умов і геологічної будови. Так, в західних областях України зони АВПТ флюїдів встановлено в розрізах понад

Digitized by ABORIGINAL

40 площ, де його перевищення над гідростатичним становить від 11 до 49,9, а іноді до 98,5 МПа. У Дніпровсько-Донецькій западині зони АВПТ флюїдів встановлено більше, ніж на 36 площах від 2259 до 6750 м. На цих глибинах тиски флюїдів дорівнюють 46,0 і 87,9 МПа відповідно.

У процесі видобутку нафти і газу основними забруднюючими речовинами, які впливають на геологічне середовище, є нафта та попутна пластова вода. Нафта має надзвичайно великі токсичні властивості, а тому її наявність у воді, навіть у невеликій кількості, робить її непридатною для життя та господарсько-побутового використання, надзвичайно негативно позначається на флорі й фауні. Природне окислення нафти відбувається надзвичайно повільно і в аеробних умовах закінчується не раніше ніж через 100–150 діб. Дуже забруднена нафтою територія стає непридатною для рослинного і тваринного світу.

Вплив об'єктів нафтової і газової промисловості на гідрогеологічні системи у масиві гірських порід пов'язаний з наступними технологічними процесами. При бурінні частина промивної рідини надходить із стовбура свердловини у водоносні горизонти, забруднюючи їх. Поглинання бурових розчинів іноді носить катастрофічний характер. Особливо небезпечним є попадання розчинів у горизонти прісних вод, які містяться переважно у верхній частині геологічного розрізу, а тому піддаються найбільш тривалому впливу бурових розчинів у процесі проходження свердловин на велику глибину.

При розробці нафтових і газових родовищ основні зміни проходять в самих нафтогазовміщуючих пластах. Частина раніше нафтонасиченого простору заміщується водою або газом, змінюється пластовий тиск і температура флюїдів, перетворюється хімічний склад пластової води і нафти. Особливо інтенсивно ці процеси проходять при закачуванні в пласт води із поверхневих джерел. У цих випадках дуже часто розвивається сірководневе зараження, проходять хімічні реакції з випаданням в осад новоутворених мінеральних солей, а часом, навпаки, посилюються процеси вимивання мінералів зі скелету нафтонасичених порід.

Одним із найбільш небезпечних явищ при розробці нафтових і газових родовищ є загазованість територій. У більшості випадків вона виникає внаслідок порушення правил охорони надр і проявляється, як правило, в межах родовища, а іноді розповсюджується на відстані

Digitized by ABORIGINAL

декількох кілометрів від нього. Небезпека загазованості полягає в тому, що вуглеводні метанового ряду в певних пропорціях з повітрям утворюють вибухонебезпечні суміші, а окремі вуглеводневі сполуки токсично діють на живі організми і при заміщенні частини кисню в повітрі викликають задушливість.

Так, на території України значна загазованість відзначалась на Бориславському, Битківському, Рудківському та інших родовищах Прикарпаття. На Бориславському родовищі загазованість виникла внаслідок проникнення газу в підвальні приміщення житлових будинків із шурфів, колодязів і свердловин, у яких з другої половини XIX ст. видобували нафту та озокерит. В одному з них у 1972 р. виник вибух метану. Виясненням причин вибуху встановлено, що в межах родовища в приповерхневих відкладах існують газові аномалії з небезпечними концентраціями вуглеводнів. У переважній більшості вони мають невеликі розміри, локальне розповсюдження і різні глибини проявів.

На Битківському родовищі Прикарпаття загазованість приповерхневих відкладів встановлена на місці виходу на денну поверхню тектонічного порушення між Битківським і Пасічнянським блоками. На вказаній площі пробурено більше 20 глибоких експлуатаційних свердловин. У деяких із них, в процесі буріння в радіусі 500–800 м, проходило катастрофічне поглинання бурового розчину і викиди з утворенням грифонів. У грудні 1982 р. в с. Пасічна відбулося три послідовні вибухи метану, де, на щастя, обійшлося без людських жертв. Ліквідація загазованості території проводиться різними шляхами – використанням частини ліквідованих, контрольних і нагнітальних свердловин та бурінням спеціальних дегазаційних свердловин. Одним із головних заходів, спрямованих проти розвитку процесів загазованості, є дотримання технологічних умов буріння свердловин і правил охорони надр.

Таким чином, процеси видобутку нафти і газу надзвичайно активно впливають не тільки на геологічне середовище, але й на все навколишнє природне середовище. Особливо небезпечні техногенні процеси при цьому проявляються у випадку інтенсивної тріщинуватості порід, коли ще до початку розробки родовищ на окремих ділянках стають помітними нафтові і газові виходи, грязьовий вулканізм, кіркові поля, озокеритні жили тощо. Ненадійні флюїдоупори в переважній більшості також починають проявлятися в процесі розробки родовищ після створення деякого градієнта

Digitized by ABORIGINAL

тиску між пластами, достатнього для подолання капілярних сил, які утримують зв'язану воду в дрібнопоровому просторі «породи-покришки». Негерметичні стінки свердловин є основними каналами зв'язку між пластами, в результаті чого створюються штучні шляхи для міжпластових перетоків і утворення зон загазованості та нафтогазових грифонів.

Digitized by ABORIGINAL

НОРМАТИВНІ НАВЧАЛЬНІ ЕЛЕМЕНТИ З ЧАСТИНИ І

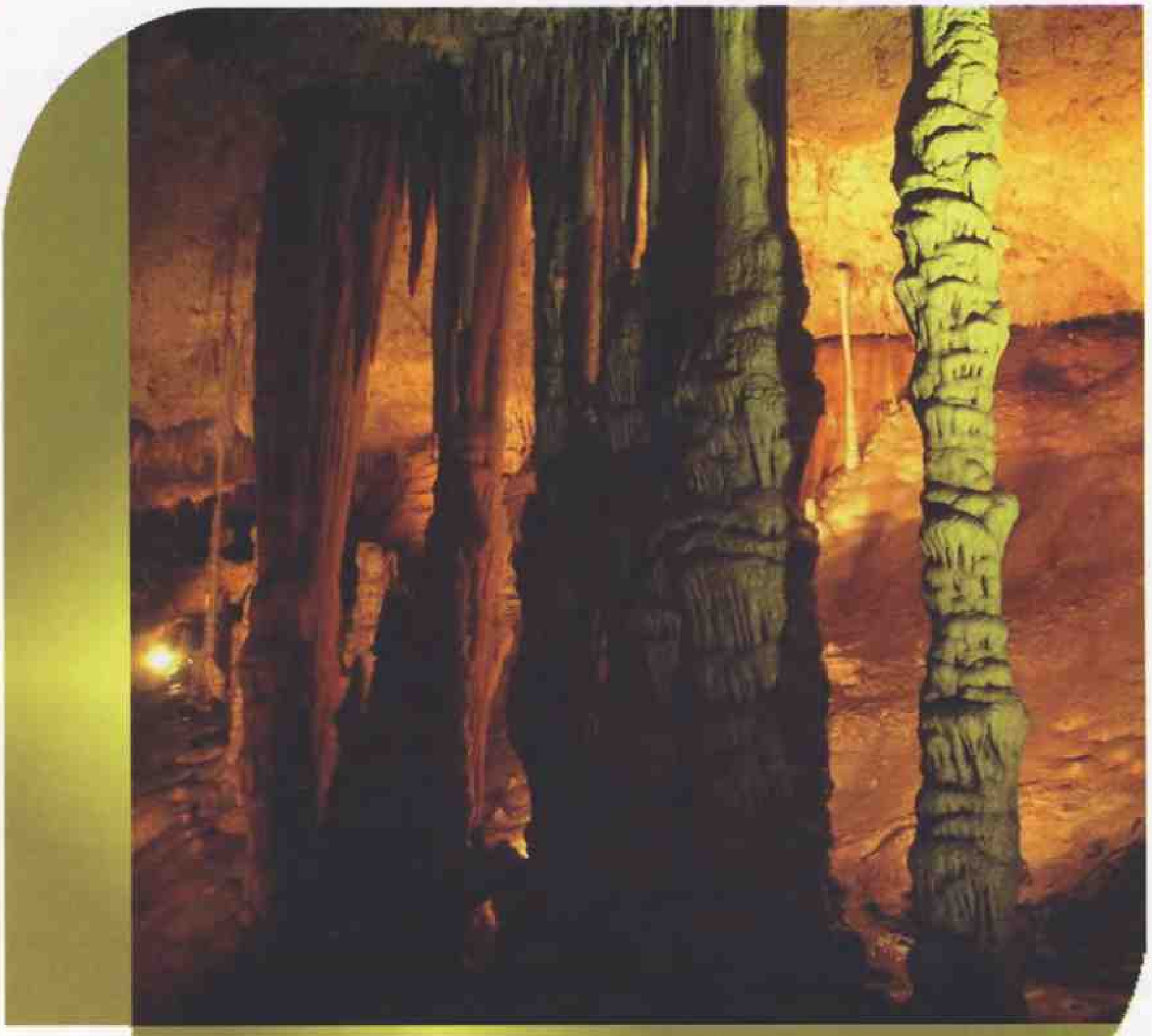
1. Земна кора.
2. Оболонки Землі.
3. Поверхні розділу.
4. Фізичні властивості мінералів.
5. Класи мінералів.
6. Гірські породи.
7. Мінеральний склад гірських порід.
8. Структура та текстура гірських порід.
9. Геохронологія.
10. Геологічне середовище.
11. Геологічна історія.
12. Структурні елементи земної кори.
13. Геологія.
14. Геоморфологія.
15. Внутрішня енергія Землі – ендогенні процеси.
16. Прояв зовнішніх сил – екзогенні процеси.
17. Природні фактори і процеси у формуванні екологічного стану території.
18. Екологічна геологія.
19. Складки.
20. Дислокації.
21. Дислокації складчасті (плікативні).
22. Дислокації розривні (диз'юнктивні).
23. Рухливі пояси та платформи.
24. Тектонічні рухи вертикальні (радіальні).
25. Тектонічні рухи горизонтальні (тангенціальні).
26. Тектонічні рухи розривні (брилові, блокові).
27. Епейрогенічні (коливальні) вертикальні рухи.
28. Тектонічні рухи сучасні, новітні та минулих геологічних епох.
29. Деформації гірських порід.
30. Структурні форми залягання гірських порід.
31. Розривні порушення і уступи рельєфу.
32. Землетруси.
33. Сейсмічні області.
34. Продукти виверження.
35. Вулканічний попіл.
36. Магматизм.
37. Ефузивний магматизм.
38. Інтрузивний магматизм.
39. Вулканізм.
40. Магматизм і корисні копалини.
41. Вулканізм і гідротермальні процеси.
42. Вулканізм і ґрунтовий покрив.
43. Метаморфізація.
44. Прогинання-накопичення осадів.
45. Структурні елементи платформ.
46. Структура дна океанів.
47. Складчасті області.
48. Трансгресії та регресії морів.
49. Літосферні плити.
50. Орогени
51. Рухи літосферних плит.
52. Епохи горотворення (складчастості).
53. Відроджені гори.
54. Рифтові зони.
55. Геодинамічні процеси.
56. Вертикальна зональність ландшафтів гірських споруд.
57. Геофізичні дослідження.
58. Трансформні розломи.

Digitized by ABORIGINAL

ЗАПИТАННЯ ДЛЯ САМОПЕРЕВІРКИ

1. Дайте загальні відомості про будову та склад земної кулі.
2. Охарактеризуйте геохронологічну шкалу.
3. Назвіть структурні елементи земної кори.
4. Яка рельєфоутворююча роль рухів земної кори?
5. Дайте характеристику коливальним тектонічним рухам та деформації.
6. Яка рельєфоутворююча роль ефузивного та інтрузивного магматизму?
7. Як формуються та поширюються рифтові зони?
8. Як формуються платформи та їх тектонічна активізація?
9. Поясніть роль геологічної будови та її вплив на екологічний стан території.
10. Назвіть відмінності методів абсолютної та відносної геохронології.
11. Дія ендогенних та екзогенних процесів у формуванні рельєфу.
12. Дайте визначення структурних елементів земної кори.
13. Які є типи тектонічних рухів?
14. Проаналізуйте тектонічні рухи за проявом деформації гірських порід.
15. Структурованість земної кори в межах дна океанів.
16. Дайте оцінку впливу геологічної будови на екологічний стан території.

Digitized by ABORIGINAL



ЧАСТИНА ІІ

ЕКЗОГЕННІ ГЕОЛОГІЧНІ ПРОЦЕСИ ТА ЇХ РОЛЬ У ФОРМУВАННІ РЕЛЬЄФУ ЗЕМНОЇ ПОВЕРХНІ

Digitized by ABORIGINAL

РОЗДІЛ 12

ЕКЗОГЕННІ ПРОЦЕСИ. ЗАГАЛЬНІ ПОНЯТТЯ ПРОЦЕСУ

12.1. Динаміка геологічного середовища під впливом екзогенних геологічних процесів і факторів

Поверхня Землі та її надр безупинно змінюються під впливом найрізноманітніших сил і факторів. Ці зміни відбуваються, у переважній своїй більшості, вкрай повільно з погляду людини, непомітно не тільки безпосередньо для її ока, але часто і для багатьох наступних поколінь. Однак, саме ці повільні процеси протягом мільйонів і мільярдів років історії Землі спричиняють найбільш разючі і суттєві зміни у її вигляді та внутрішній будові. Вони і становлять головний зміст історії Землі. Серед геологічних процесів є й такі, які проявляються дуже стрімко і призводять до катастрофічних наслідків. Сюди належать могутні виверження вулканів, руйнівні землетруси, раптові гірські обвали тощо. Але ці процеси виникають не так часто, охоплюють відносно невеликі площі і відіграють в історії Землі значно меншу роль.

Геологічні процеси, що діють як на поверхні Землі, так і в земній корі, проявляються по-різному. Одні з них протікають бурхливо, але мінливо (землетруси, вулканізм, селі, гірські обвали тощо), інші – повільно, але безупинно й повсюдно. Діючи постійно протягом мільйонів років, вони суттєво перетворюють земну кору.

Джерелами енергії геологічних процесів служать: тепло, що посилає на Землю Сонце; гравітаційні процеси, що діють на поверхні Землі; притягання Сонця й Місяця (виражається в припливах і відпливах); обертання Землі навколо своєї осі; тепло, яке виділяє Земля при розпаді радіоактивних елементів і проходженні інших реакцій; гравітаційна диференціація речовини Землі й ін. Відповідно джерелам енергії всі геологічні процеси умовно діляться на *екзогенні* – зовнішні (грец. «*ексо*» – поза, «*генос*» – походження), джерело енергії яких лежить поза межами Землі, і *ендогенні* – внутрішні (грец. «*ентос*» – усередині), обумовлені енергією, що виділяється Землею.

До екзогенних процесів, що змінюють верхню частину земної кори, відносяться: вивітрювання, геологічна діяльність вітру, поверхневих текучих вод, підземних вод, льодовиків, вод морів та океанів, озер і болот. До цієї групи процесів відноситься і діагенез. Діяльність

Digitized by ABORIGINAL

кожного із факторів відображає особливості клімату, рельєфу, геологічної будови регіону, тектоніки, історії геологічного розвитку та інше. Поділ процесів на зовнішні і внутрішні має дещо умовний характер, оскільки між ними немає різкого розмежування, а навпаки, спостерігається тісна взаємодія (Хаін В. Ю.).

ХАІН Віктор Юхимович
(1914 р.)

Хаін В. Ю. – російський геолог. Професор кафедри динамічної геології геологічного факультету МДУ (1961), академік РАН (1991), академік АН СРСР (1987). Автор праць з регіональної тектоніки материків, класифікації основних структурних елементів земної кори. Монографія «Загальна геотектоніка» (2-ге видання, 1973). Державна премія СРСР (1987). Область наукових інтересів: роботи з широкого діапазону проблем загальної геології, порівняльної планетології, глибинної геології, еволюції тектоносфери, вчення про формації, загальної геотектоніки, проблеми регіональної і нафтової геології, розвиток геології докембрію, проблеми неотектоніки, дослідження структурної геоморфології, палеогеографії, історії геологічних знань, геологічної освіти та ін. Читає курси лекцій «Геотектоніка», «Регіональна геотектоніка», а також «Основні проблеми геології» та «Історія і методологія геологічних наук».

Найбільш активний перетворювач рельєфу земної кори із зовнішніх агентів це вода. Уся земна речовина у верхній частині планети нею перейнята й охоплена. Це пов'язане із грандіозною масою ($1,35*10^{18}$ т) та її рухливістю. Маса гідросфери приблизно в 200 разів більша маси атмосфери.

Руйнування мінералів і гірських порід викликані також впливом на них факторів атмосфери й біосфери. Атмосфера від поверхні Землі простирається до висоти не менше 2 тис. км. Нижня частина атмосфери (8–10 км над полюсами, 16–18 км над екватором) називається **тропосферою**, вище, до висоти 60 км – **стратосфера**, від 50 до 80 км – **мезосфера**, від 80 до 800 км – **термосфера**, від 800 до 2 тис. км – **екзосфера**, вище – **магнітосфера**. Верхні шари атмосфери поглинають близько 6% сонячної радіації, більш щільні нижні шари – до 50%. Над поверхнею Землі атмосфера складається з азоту – 78,09% (у масі) і кисню – 20,95%. На частку інших газів припадає близько 0,96%. Повітря, що заповнює порожнечі в гірських породах, відрізняється підвищеним умістом CO_2 (до 0,6% і більше). Кількість кисню з глибиною зменшується і на глибині 0,5 км він практично відсутній.

Екзогенні процеси розділяються на три великі групи: 1) процеси вивітрювання; 2) процеси денудації; 3) процеси акумуляції, або осадонакопичення.

Digitized by ABORIGINAL

Вивітрювання

Вивітрювання – це процес зміни (руйнування) гірських порід і мінералів унаслідок пристосування їх до умов земної поверхні. Воно полягає у зміні фізичних властивостей мінералів і гірських порід, головним чином зводиться до їх механічного і хімічного руйнування під впливом води, кисню і вуглекислого газу атмосфери, а також життєдіяльності організмів.

Збагачена киснем вода проникає в тріщини, просочується в пори, розчиняє і перетворює мінерали, збільшується в об'ємі при замерзанні і розширює тріщини. Процеси, почавшись по тріщинах, у подальшому захоплюють усю масу породи. Вивітрювання порід – процес як фізичний, так і хімічний. Розрізняють два види вивітрювання: дезінтеграцію і хімічне вивітрювання, або хімічне розкладання. Дезінтеграція є механічним руйнуванням породи на частки меншого розміру. Ці частки складаються з тієї ж самої породи, і мінерали в них усе ще виглядають свіжими. При хімічному розкладанні первинні мінерали змінюються і утворюються нові. Як правило, дезінтеграція і хімічне вивітрювання порід відбуваються одночасно. При цьому фізичне руйнування дуже сильне, тому воно полегшує доступ повітря і води, які руйнують породу. Що стосується ерозії, то вивітрювання – лише перша її ступінь, яка є підготовкою матеріалу до переміщення.

Більшість високих, не захищених снігом гірських вершин сильно розбиті тріщинами і можуть бути покриті кам'яними розсипами, що складаються з брил, більшість з яких переміщуються вниз по схилу. Деякі вершини руйнуються, доки не набудуть форми куполів, утворених скупченнями величезної кількості уламків, що чекають подальшого транспортування. Скупчення уламків порід, які відірвались від скелястих виступів у результаті вивітрювання і скотилися вниз під дією сили тяжіння, називаються *колювієм*, який біля підніжжя гори утворює *осипи*. Кут схилу осипу близький до кута природного нахилу матеріалу і звичайно дорівнює 25–35°; він залежить від розміру і форми уламків, а також від ступеня подальшої зміни схилу під впливом води, снігу і льоду.

Денудація

Денудація (від лат. «*денудо*» – оголюю) призводить до руйнування цілих гірських систем, поступово зрівнюючи їх із землею і перетворюючи в рівнини. Денудація є найбільш активним фактором перетворення Землі, що мобілізує та приводить у рух величезні маси

Digitized by ABORIGINAL

речовини (М. М. Страхов). **Денудація** – сукупність процесів зносу продуктів руйнування гірських порід, створюваних в основному вивітрюванням. Денудація проявляється, головним чином, у межах суші і зводиться до переміщення подрібненого або розчиненого матеріалу з височин у депресії рельєфу – долини, улоговини, озерні і морські басейни. Головними агентами денудації є сила тяжіння, текучі води, вітер, рухливі льодовики.

СТРАХОВ Микола Михайлович
(1900–1978)

Вивчав сучасні осади Чорного моря, написав спільно з А. Д. Архангельським монографію «Геологічна будова та історія розвитку Чорного моря» (1938). Ним проводилася розробка загальної теорії типів літогенезу: гумідного, аридного і вулканогенно-осадового. Детально характеризуються процеси гумідного рудоутворення і породоутворення. Розробив основи самостійної науки – геохімії осадкового процесу. Проведені ним геохімічні дослідження сучасних океанських осадків показали, що механізм осадового процесу в океані являє собою єдине ціле і є єдиним осадковим океанським типом літогенезу. Саме ця гідродинамічна концепція океанського осадконакопичення, що належить академіку М. М. Страхову, є дуже важливим теоретичним внеском у науку. Ця концепція найближче стоїть до загальної, глобальної теорії літогенезу.

Процеси денудації найбільш інтенсивно виявляються на піднятих ділянках суші, названих областями денудації, і призводять до поступового вирівнювання рельєфу земної поверхні, до руйнування цілих гірських систем і перетворення їх у денудаційні рівнини (*пенеплени*).

Переміщення речовини по земній поверхні починається різними схиловими процесами. У результаті перенесення продуктів вивітрювання відбувається їх механічна і хімічна диференціація за елементами рельєфу Землі. Величина переміщення продуктів вивітрювання залежить від їх характеру і рухливості в умовах земної поверхні, а також від факторів перенесення – геологічних і географічних умов. Дія кожного екзогенного процесу, в тому числі і схилового, починається від конкретного рівня – базису денудації.

Базис денудації – рівень, що відповідає переломові профілю схилу, який розділяє ділянки більш крутого і більш похилого падіння, де припиняється рух мас гірських порід по схилу. До встановленого базису денудації відбувається площинний знос гравітаційними переміщеннями, інтенсивність яких визначається крутістю схилу. Розрізняють місцевий базис денудації, що розділяє різні ділянки схилів, знос яких прив'язаний до різних рівнів, і загальний базис денудації, приурочений до рівня ріки

Digitized by ABORIGINAL

або водного басейну, тобто до місця, де припиняються гравітаційні переміщення, а отже, і площинний змив.

Акумуляція

Акумуляція – це результат усіх процесів нагромадження осадків, що відкладаються у зниженнях рельєфу Землі за рахунок принесених денудацією продуктів вивітрювання. Вона є першою стадією утворення нових осадових гірських порід. Акумуляція – це подальша ланка в ланцюзі екзогенних процесів, яка зводиться до того, що пухкі продукти вивітрювання знову знаходять спокій, втрачають свою рухливість, входячи до складу осадових порід. Однак, акумуляція не є кінцевою ланкою в ланцюзі перетворення матерії, а лише етапом у круговороті її в умовах Землі.

Акумуляція (від лат. «*accumulatio*» – накопичення), осадконакопичення, седиментація – загальна назва всіх процесів нагромадження пухких мінеральних і органічних відкладів на земній поверхні, а також на дні водоймищ, з яких в результаті діагенезу утворюються осадові гірські породи. Залежно від геологічного фактора, що викликає акумуляцію, розрізняють: водяну, вітрову (еолову), льодовикову акумуляції та ін. Вона відбувається біля підніжжя схилів, у долинах та в інших негативних формах рельєфу різного розміру – від карстових вирв до великих прогинів і западин тектонічного походження, де акумулюються відклади, що утворюють могутні товщі, які поступово перетворюються в осадові гірські породи. На дні океанів, морів, озер та інших водоймищ акумуляція є найважливішим екзогенним процесом.

Акумуляція є також причиною утворення акумулятивних форм рельєфу. Вулканічна акумуляція дає попіл і кам'яні уламки, часто насипаючи їх у вигляді вулканічних конусів – стратовулканів (Ключевська Сопка має висоту 4850 м). Найбільша акумуляція відбувається на дні океанів у вигляді тонких уламкових осадків і залізо-марганцевих конкрецій. Більш грубі уламкові відклади характерні для річкової акумуляції з побічним формуванням розсипних родовищ золота, олова, вольфраму й ін. В озерах і болотах, залежно від кліматичних і ландшафтних умов, накопичуються: торф – у водоймах тайги; сапропелі й органічні мули – в озерах змішаних лісів і лісостепах; різні солі – в степах і пустелях; усюди – глини тощо. Для вітрової акумуляції характерні піски і леси, для льодовикової – суглинки, глини, валунні відклади.

Digitized by ABORIGINAL

Одним із способів утворення різноманітних осадових корисних копалин є перевідкладення продуктів руйнування гірських порід, що складають височини і гори. У передгірських тектонічних прогинах нагромадження акумулятивних відкладів досягають десяти кілометрів, вони містять різноманітні різновиди корисних копалин.

Базис акумуляції – точка, вище за яку акумуляція не може відбуватися і змінюється денудацією. Горизонтальна площина, що проходить через базис акумуляції, називається рівнем базису акумуляції. На рівні базису акумуляції відбувається акумулятивне вирівнювання рельєфу і формування акумулятивних рівнин. Виділяються базиси підводної і наземної (або субаквальної і субаеральної) акумуляції.

12.2. Ландшафтно-кліматичні зони. Географічне положення

Опади на поверхні Землі розподіляються нерівномірно. Виділяються вологі зони (гумідні), де кількість опадів, що випадають щорічно, перевищує кількість випаровування з поверхні Землі води, і посушливі (аридні), де це співвідношення має зворотнє значення. До гумідних районів належать північні та центральні райони Північної Америки, Європи, більшість районів тропічної зони Південної Америки, Азії й Африки, багато гірських районів та ін. До аридних зон відносяться всі пустельні райони, а до семіаридних – напівпустельні.

Нерівномірний розподіл тепла й опадів по поверхні Землі обумовлює розвиток кліматичних поясів і ландшафтних зон. На даний час від полюсів до екватора Землі виділяють такі кліматичні пояси: 1) арктичний і антарктичний (Арктика, Нова Земля, Шпіцберген, Антарктида та ін.); 2) субарктичний і субантарктичний; 3) помірний; 4) субтропічний; 5) тропічний; 6) субекваторіальний; 7) екваторіальний.

Границі між ландшафтними зонами обумовлені не тільки кліматичними, але й геолого-геоморфологічними особливостями. Діяльність факторів атмосфери (вивітрювання, робота вітру) протікає в різних ландшафтних зонах з неоднаковою інтенсивністю, що пояснюється впливом на клімат планети великої кількості факторів: нерівномірний розподіл величини сонячної радіації на поверхні Землі (викликаний зміною характеру руху величезних повітряних мас), тектонічні процеси, що змінюють рельєф Землі, вміст в атмосфері

Digitized by ABORIGINAL

вуглекислоти та ін. Дослідженнями встановлено, що епохам підняття гірських хребтів відповідав більш диференційований клімат, епохам опускання земної кори й розширенню акваторій морів – теплий. Збільшення площі суші та поява на ній великих гірських хребтів викликали різко виражену кліматичну зональність, посилило контрасти в кліматі окремих районів земної кулі (О. І. Воєйков). Вирівнювання рельєфу та його пониження згладжують кліматичні контрасти. У межах районів може бути розвинута одна або декілька ландшафтних зон.

ВОЄЙКОВ Олександр Іванович
(1842–1916)

Воєйков О. І. – один з найбільших метеорологів-кліматологів. Ним уперше був застосований метод дослідження клімату, який можна назвати порівняльним і комплексним. Він розглядав процеси в атмосфері не відособлено один від одного, а в їх взаємному зв'язку і взаємодії. Був невтомним мандрівником, обстежував багато частин Європи, Америки та Азії. Сфера його наукових інтересів охоплювала особливості клімату і ландшафту, грунту і рослинності, залишки стародавніх культур. Матеріали, нагромаджені під час цих поїздок, знадобилися згодом для кліматичних характеристик регіонів, аналізу залежності зміни ландшафту від кліматичних, а також атмосферних особливостей.

12.3. Розвиток екзогенних геологічних процесів у реальному часі

Вивчення гірських порід показало, що протягом певного геологічного етапу в розвитку земної кори фізико-географічні умови багаторазово змінювалися. Тому з часом Світовий океан змінював свої обриси: в одних місцях його води наступали на континенти (внаслідок їхнього опускання), в інших – відступали від своїх колишніх берегів. Коли води океану відступали, новоутворені гірські породи виходили на поверхню Землі, піддавалися впливу екзогенних факторів, руйнувалися, уламки зносилися у Світовий океан; тобто все повторювалося, але не в колишньому вигляді, а відповідно до нових природних умов, що визначають швидкість, характер і спрямованість геологічних процесів.

Природно, що нові умови накладають відбиток на новоутворені гірські породи і на органічний світ, який особливо чутливий до зміни фізико-географічних умов на поверхні Землі. Одні форми органічного світу вимирають, інші – мігрують, появляються нові

Digitized by ABORIGINAL

види. Змінюється рельєф земної поверхні. Це ще раз підтверджує, що все в природі перебуває в безперервному русі й зміні. Зміни – результат взаємодії й безперервної боротьби екзогенних і ендогенних процесів. В одні відрізки часу провідну роль відіграють перші, в інші – другі процеси. У протилежності зовнішніх і внутрішніх сил, у їхній боротьбі, взаємодії та єдності й полягає діалектика історичного розвитку нашої планети.

Digitized by ABORIGINAL

РОЗДІЛ 13

ВИВІТРЮВАННЯ

Вивітрювання – це сукупність фізичних, хімічних і біохімічних процесів перетворення гірських порід і мінералів у приповерхневій частині земної кори. Процеси вивітрювання тісно пов'язані із взаємодією приповерхневої частини земної кори з атмосферою, гідросферою та біосферою. Саме гранична область різних фаз володіє високою реактивною здатністю. Частина земної кори, у якій відбувається перетворення мінеральної речовини, називається зоною вивітрювання або зоною гіпергенезу (від грец. «*гіпер*» – над, зверху). Процес гіпергенезу дуже складний і залежить від клімату, рельєфу, того або іншого органічного світу і часу. Різноманітні сполучення перерахованих факторів обумовлюють складність і неоднорідність ходу вивітрювання. Особливо велика роль клімату в тому, що він є однією з головних причин і рушійною силою процесів вивітрювання. Велике значення мають тепло (прибутково-видатковий баланс променистої енергії та ін.) і ступінь зволоження (водний режим). Залежно від переваги тих або інших факторів у цьому єдиному і складному процесі умовно виділяються два взаємозалежні типи вивітрювання:

1) фізичне вивітрювання;
2) хімічне вивітрювання.

13.1. Фізичне вивітрювання

У фізичному вивітрюванні найбільше значення має температурне вивітрювання, яке пов'язане з добовими і сезонними коливаннями температури, що викликає то нагрівання, то охолодження поверхневої частини гірських порід. Унаслідок різкого розходження теплопровідності, коефіцієнтів теплового розширення і стискання, та анізотропії теплових властивостей мінералів, що складають гірські породи, виникають певні напруги.

Розходження коефіцієнта «розширення – стискання» породоутворюючих мінералів при тривалому впливі коливань температури призводять до того, що взаємне зчеплення окремих мінеральних зерен порушується, утворюються тріщини і, зрештою, відбувається дезінтеграція гірських порід, їхній розпад на окремі уламки у різноманітних проявах (брили, щебінь, пісок тощо). Дезінтеграції

Digitized by ABORIGINAL

гірських порід, можливо, сприяють також конденсація й адсорбція (від лат. «*condense*» – ущільнюю, згущую, «*absorbere*» – ковтати, поглинати) водяних парів і плівок на стінках новоутворених тріщин.

Процес температурного вивітрювання, що викликає механічну дезінтеграцію гірських порід, особливо характерний для екстраарідних і нівальних ландшафтів з континентальним кліматом і не промивним типом режиму зволоження. Особливо наочно це проявляється в областях пустель, де кількість атмосферних опадів, що випадають, перебуває в межах 100–250 мм/рік, і спостерігається різка амплітуда добових температур. У пустелях спостерігається злущення, або десквамація (лат. «*desquamo*» – знімати луску), коли від гладкої поверхні гірських порід при значних коливаннях температур відшаровуються луски або товсті пластини, паралельні поверхні.

Температурне вивітрювання досить активне також на вершинах і схилах гір, не покритих снігом і льодом, де повітря прозоре та інсоляція більша, ніж у прилеглих низинах. Більш-менш пологі поверхні гір нерідко бувають покриті щебенистими продуктами вивітрювання.

Інтенсивне фізичне вивітрювання (морозне) відбувається в районах із суворими кліматичними умовами (у полярних і субполярних широтах) з наявністю багаторічної мерзлоти. У цих умовах вивітрювання пов'язане головним чином з фізико-механічними процесами, які в свою чергу пов'язані з льодоутворенням. Добре відомо, що вода при замерзанні значно збільшується в об'ємі. В результаті посилюється тиск на стінки тріщин, що викликає велику напругу, яка розклинює і роздроблює гірські породи з утворенням переважно брилевого матеріалу. Фізичне вивітрювання призводить до подрібнення гірських порід, до їх механічного руйнування без зміни їхнього мінералогічного і хімічного складу.

13.2. Хімічне вивітрювання

Одночасно з фізичним вивітрюванням в областях із промивним типом режиму зволоження відбуваються й процеси хімічного розкладання з утворенням нових мінералів. При механічній дезінтеграції щільних гірських порід утворюються макротріщини, які сприяють проникненню в них води та газу і, крім того, збільшують реакційну поверхню порід, що вивітрюються. Це створює умови для активізації хімічних і біогеохімічних реакцій, які обумовлюють міграцію найбільш рухливих хімічних компонентів. Це особливо

Digitized by ABORIGINAL

яскраво виявляється у вологих тропічних зонах, де наявні висока зволоженість і підвищені термічні умови. Зона має величезну біомасу. Органічна речовина, що відмирає, перетворюється, переробляється мікроорганізмами, і в результаті у великій кількості виникають агресивні органічні кислоти. Висока концентрація іонів водню в кислих розчинах сприяє найбільш інтенсивному хімічному перетворенню гірських порід, випаданню із кристалічних ґраток мінералів катіонів і залученню їх до міграції.

До процесів хімічного вивітрювання відносяться окислення, гідратація, розчинення й гідроліз.

Окислення. Під окисленням розуміють не тільки споживання кисню, але й відділення водню й підвищення валентності елементів. Наприклад, хлористе залізо $FeCl_2$ при з'єднанні із Cl окисляється й переходить у хлорне залізо $FeCl_3$ (причому без участі кисню). Цю реакцію хімічно можна записати так: $Fe_2^+ \rightarrow Fe_3^+$. У цій реакції іон закисного заліза, окисляючись, переходить в окисне, й при цьому віддає електрон. Отже, особливість реакції окислення – зміна заряду реагуючих речовин. Речовина, що одержує позитивний заряд, окислюється, речовина, що одержує негативний заряд, відновлюється. Окислювально-відновні процеси відбуваються в різних середовищах і відрізняються великою складністю через участь у них як біологічних, так і хімічних факторів. Особливо інтенсивно протікають процеси окислення мінералів і порід, що містять закисне залізо, під дією вологи повітря й вільного кисню. Магнетит під дією кисню перетворюється в лимоніт. Пірит при окисленні й наступному гідролізі розкладається на сірчану кислоту й лимоніт:

$$4FeS_2 + 11H_2O + 15O_2 = 2FeO_3 + 3H_2O + 8H_2SiO_4.$$

У тропіках лимоніт виділяється при гідролізі олівіну, піроксенів, амфіболів і багатих ними гірських порід. Разом з іншими мінералами він утворює червонясто-бурувату кірку, яку називають «залізним» капелюхом; звичайно вона буває розвинена до рівня підземних вод. Із глибиною хімічне вивітрювання загасає внаслідок зменшення кількості кисню й вуглекислого газу. У пустельних і напівпустельних областях на поверхні гірських порід спостерігаються бурі або чорні скоринки, що складаються головним чином з окислів заліза й марганцю або фосфатних солей, – «пустельна засмага». Утворення його пов'язують з інсоляцією і вологою, що міститься в порах верхньої частини гірських порід.

Digitized by ABORIGINAL

Гідратація. Взаємодія безводних з'єднань з водою в природі спостерігається дуже широко. Під впливом води відбувається гідратація мінералів, тобто закріплення молекул води на поверхні окремих ділянок кристалічної структури мінералу. Прикладом гідратації є перехід ангідриту в гіпс; гетит переходить в гідрогетит; процес спостерігається й у більш складних мінералах – силікатах. Процеси гідратації звичайно призводять до збільшення об'єму мінералів, або породи більш ніж на 25%, а це, в свою чергу, призводить до деформації мінералів та навколишнього середовища.

Розчинення. Багато з'єднань характеризуються певним ступенем розчинності. Їхнє розчинення відбувається під дією води, яка стікає по поверхні гірських порід і просочується через тріщини та пори в глибину. Прискоренню процесів розчинення сприяють висока концентрація водневих іонів і вміст у воді O_2, CO_2 й органічних кислот. З хімічних сполук найкращу розчинність мають хлориди – галіт (поварена сіль), сильвін й ін. На другому місці сульфати – ангідрит і гіпс. На третьому місці карбонати – вапняки і доломіти. У процесі розчинення основних порід у ряді місць відбувається утворення різних карстових форм на поверхні і в глибині.

Гідроліз. При вивітрюванні силікатів і алюмосилікатів важливе значення має гідроліз, під час якого структура кристалічних мінералів руйнується завдяки дії води і розчинених в ній іонів та заміняється новою, суттєво відмінною від первісної і тому властивою лише знову утвореним гіпергенним мінералам. Процес гідролізу протікає поетапно з послідовним виникненням декількох мінералів. Так, при гіпергенному перетворенні польових шпатів спочатку виникають гідрослюди, які потім перетворюються в мінерали групи каолініту або галуазиту: ортоклаз – гідрослюда – каолініт.

У такий спосіб формуються окисли і гідроокиси алюмінію, що є складовою частиною алюмінієвої руди – бокситів.

13.3. Кори вивітрювання

У результаті єдиного і складного взаємозалежного фізичного, хімічного й хіміобіогенного процесу руйнування гірських порід утворюються різні продукти вивітрювання. Залишкові або незміщені продукти вивітрювання, що залишаються на місці, є одним з важливих генетичних типів континентальних утворень – елювієм. Така залишкова кора вивітрювання називається *автоморфною* (від грец. «*аутос*» – сам). Крім первинної, автоморфної кори вивітрювання,

Digitized by ABORIGINAL

ряд дослідників (П. І. Гінзбург, В. А. Ковда, В. В. Добровольский та ін.) виділяють вторинну, або гідроморфну, кору вивітрювання, що утворюється в результаті виносу ґрунтовими водами хімічних елементів у вигляді істинних і колоїдних розчинів під час формування первинної автоморфної кори.

В історії геологічного розвитку земної кори неодноразово виникали сприятливі умови для утворення потужних автоморфних кор вивітрювання, до яких належать: поєднання високих температур і вологості, відносно вирівняний рельєф, багатий рослинний світ та тривалість періоду вивітрювання. При досить тривалому часі вивітрювання й відповідних умовах утворюються добре виражені зони кори вивітрювання, що мають свої текстурно-структурні особливості та складені мінералами, які відображають послідовні стадії розвитку.

Серед кори вивітрювання виділено два основні морфо-генетичні типи: *площинний і лінійний*. Площинні кори вивітрювання розвиваються у вигляді покриву чи плаща, займають місцями великі площі – до десятків і сотень квадратних кілометрів, що становлять різні вирівняні, тектонічно спокійні поверхні рельєфу. Лінійні кори приурочені до зон підвищеної тріщинуватості, до розломів і контактів різних за складом і генезисом гірських порід. У цих умовах відбувається більш вільне проникнення води і зв'язаних з нею хімічно активних компонентів, що викликає інтенсивний процес хімічного вивітрювання. У формуванні лінійної кори вивітрювання беруть участь глибинні гідротермальні розчини, з якими пов'язана міграція хімічних елементів і, можливо, метасоматичне заміщення одних мінералів іншими.

Древні кори вивітрювання формувалися протягом різних етапів геологічної історії, які збігаються з великими перервами в осадконакопиченні, вони виявлені і досліджуються у відкладах різного віку, починаючи з докембрію. Найдревніші протерозойські кори вивітрювання відомі в Карелії і на Українському щиті в Україні. Багата залізними рудами Курська магнітна аномалія є древньою корою вивітрювання, яка розвивалася на метаморфічних протерозойських кварцитах, що вміщують магнетити.

Загальний процес формування кори вивітрювання досить складний, залежить від поєднання багатьох факторів і являє собою кілька взаємозалежних явищ:

1) фізичне руйнування і хімічне розкладання гірських порід з утворенням продуктів вивітрювання;

2) частковий винос і перерозподіл продуктів вивітрювання;

Digitized by ABORIGINAL

3) синтез нових мінералів у результаті взаємодії продуктів вивітрювання під час їхньої міграції;

4) метасоматичне (від грец. «*мета*» – після, «*сома*» – тіло) заміщення мінералів материнських порід.

У спрямованості загального процесу вивітрювання велика роль належить міграційній здатності хімічних елементів.

Кори вивітрювання і корисні копалини

Вивчення будови кори вивітрювання дає змогу відновлювати палеогеографічну обстановку часу їхнього формування. З корами вивітрювання різного віку пов'язано багато різноманітних корисних копалин – бокситів, залізних руд, марганцю, руд нікелю, кобальту й ін. При цьому в окремих випадках у древніх корах вивітрювання метали накопичуються в значно більшій кількості, ніж у корінній породі, і набувають промислового значення. Так утворилися розсипні родовища нікелю, кобальту та інших металів у древній корі вивітрювання ультраосновних порід Уралу. Сюди варто також віднести різні види глинистих утворень кори вивітрювання, деякі з яких є керамічною і вогнетривкою сировиною. В елювіальних утвореннях нерідко містяться розсипні родовища золота, платини, алмазів, каситериту тощо, які перебувають в материнських породах у розсіяному стані. Під час формування кори вивітрювання вони, як хімічно і механічно стійкі речовини, вивільнялися і збагачували елювіальні утворення.

13.4. Ґрунти і ґрунтоутворення

Значні простори поверхні суші зараз покриті різноманітними за складом й будовою ґрунтами, що утворюють у сукупності тонку, але геохімічно дуже активну оболонку. Знання властивостей і походження ґрунтів є основою науки ґрунтознавства, що перебуває на стику геологічних і біологічних наук, засновником якої був великий російський учений В. В. Докучаєв (1846–1903). Значний внесок у розвиток вчення про ґрунти зробили відомі радянські вчені К. Д. Глінка, В. О. Ковда, М. О. Глазовська, Г. В. Добровольський, Б. Г. Розанов і ін.

У формуванні ґрунтів провідна роль належить єдності процесів вивітрювання й ґрунтоутворення; особливо велика роль органічного світу. Тому ґрунтоутворення й складні біохімічні процеси найбільш інтенсивно протікають у зоні впливу кореневих систем рослин, мікроорганізмів і у всьому коловороті речовин. В умовах неповного розкладання органічних залишків утворюється відносно стійкий

Digitized by ABORIGINAL

комплекс органічних сполук, який має назву перегній або гумус (лат. «*гумусу*» – земля).

ДОКУЧАЄВ Василь Васильович
(1846–1903)

Відомий геолог і ґрунтознавець, засновник російської школи ґрунтознавства. Закінчив Санкт-Петербурзький університет, де потім був професором мінералогії.

Наукова діяльність В. В. Докучаєва присвячена, головним чином, дослідженню новітніх потретинних утворень (намулів) і ґрунтів Європейської Росії. З 1871 по 1877 рр. ним було здійснено ряд екскурсій по Північній та Центральній Росії і південній частині Фінляндії з метою вивчення геологічної будови, способу і часу утворення річкових долин і геологічної діяльності річок. Він детально вивчив область розповсюдження, а також спосіб походження, хімічний склад чорнозему, принципи класифікації і методи дослідження цих ґрунтів.

У нормальному ґрунтовому профілі виділяється кілька шарів:

1) перегнійно-акумулятивний, у якому провідним процесом є нагромадження гумусу;

2) елювіальний, який характеризується виносом речовин;

3) ілювіальний, для якого характерне нагромадження винесених з інших шарів ґрунту речовин;

4) материнські породи (Г. В. Добровольський).

ДОБРОВОЛЬСЬКИЙ Гліб Всеволодович
(нар. 9(22) вересня 1915 р.)

Добровóльський Г. В. – видатний російський ґрунтознавець, академік РАН. Обґрунтував метод послідовного мінерало-мікро-морфологічного дослідження генезису ґрунтів, розкрив теоретичні основи генезису алювіальних ґрунтів. Наукові інтереси: генезис, морфологія, географія і картографія ґрунтів, їх класифікація, еволюція, екологічні функції. Ним розроблялись загальні проблеми теорії і історії ґрунтознавства, функціонально-екологічні основи вивчення, охорони, підвищення родючості ґрунтів і раціонального використання ґрунтових ресурсів.

Залежно від клімату і рослинності виділяються такі типи ґрунтів:

1) арктично-тундрові;
2) тундрові;
3) підзолисті;
4) сірі лісові;
5) чорноземні;
6) каштанові й бурі;
7) сіроземні;

Digitized by ABORIGINAL

8) саванні, коричневі й червоні феритні;

9) червоно-жовті фералітові.

Характеристики ґрунтів суттєво різняться між собою, що визначається біокліматичними умовами.

13.5. Геологічна діяльність вітру

Геологічна робота вітру складається з таких видів:

1) дефляції (лат. «*дефляціо*» – видування і розвіювання);

2) коразії (лат. «*корразіо*» – обточування, зіскрібання);

3) перенесення або транспортування;

4) акумуляції (лат. «*акумуляцію*» – накопичування).

Усі зазначені види роботи вітру в природних умовах тісно пов'язані один з одним, проявляються одночасно і являють собою єдиний складний процес.

Дефляція і коразія

Дефляція – видування і розвіювання вітром пухких часток гірських порід (головним чином, піщаних і пилуватих). Відомий дослідник пустель Б. А. Федорович виділяє два види дефляції: площинну і локальну. Площинна дефляція спостерігається як у межах корінних скельних порід, які піддані інтенсивним процесам вивітрювання, так і, особливо, на поверхнях, що складені річковими, морськими, водяно-льодовими пісками та іншими пухкими відкладами. У твердих тріщинуватих скельних гірських породах вітер проникає в усі тріщини і видуває з них пухкі продукти вивітрювання. Поверхня пустель у місцях розвитку різноманітного уламкового матеріалу в результаті дефляції поступово очищається від піщаних і більш дрібнозернистих часток, на місці залишаються лише грубі уламки.

Локальна дефляція виявляється в окремих зниженнях рельєфу. Багато дослідників саме дефляцією пояснюють походження деяких великих глибоких безстічних улоговин у пустелях. На дні деяких улоговин у верхньому шарі порід часто відбувається нагромадження солей. Підземні і поверхневі води випаровуються, а солі, кристалізація яких розриває і розпушує породу та перетворює її в тонкий солончаковий пил, залишаються. У спекотні, безвітряні дні над солончаками дниць улоговин повітря дуже розривається і часто виникають могутні гвинтоподібні смерчі. Висхідні струми повітря і сильний вітер протягом літа можуть винести весь розпушений матеріал. Щорічне повторення зазначеного процесу призводить до подальшого заглиблення улоговин видування. Визначенням і дослідженням процесу руйнування порід займався академік В. А. Обручев.

Digitized by ABORIGINAL

ОБРУЧЕВ Володимир Афанасійович
(1863–1956)

Академік В. А. Обручев після закінчення Санкт-Петербурзького гірничого інституту (1886) брав участь в багаточисельних експедиціях у поля Закаспію, Монголії, Північного Китаю, золотоносні райони Сибіру, Забайкалля, Алтаю, Східного Казахстану. У 1890-х Обручев займався проектуванням відомої Закаспійської та Транссибірської залізничної дороги. Перший штатний геолог Сибіру. Член Академії наук СРСР (1929). Почесний президент Географічного товариства СРСР (1947).

Основні теми дослідження В. А. Обручева: походження лесів у Центральній і Середній Азії; зледеніння і вічна мерзлота в Сибіру; загальні питання тектоніки і тектонічна будова Сибіру; геологія родовищ золота Сибіру; існування «древнього тім'я» Азії.

Коразія є механічною обробкою відслонених гірських порід піщаними частками, які переносяться вітром, що виражається в обточуванні, шліфуванні, зіскрібанні, висвердлюванні тощо. Найбільша концентрація піщаних часток переноситься вітром у нижніх приземних частинах повітряного потоку (до 1,0–2,0 м). Сильні довгостроково триваючі удари частинок піску об нижні частини скельних виступів підточують і немовби підрізають їх, тому вони стають тоншими у порівнянні з тими, що залягають вище (*рис. 13.1*).

Цьому сприяють також процеси вивітрювання, які порушують монолітність породи, що супроводжується швидким видаленням продуктів руйнування. Таким чином, взаємодія дефляції, перенесення піску, коразії і вивітрювання надають скелям у пустелях своєрідні обриси. Деякі з них грибовидної форми, інші подібні підгостреним стовпам або обеліскам. При перевазі вітрів одного напряму в основі скельних виступів утворюються різні коразійно-дефляційні ніші, невеликі печери казаноподібної та інших форм.

Балансуюча Скеля, яку можна побачити в Національному Парку Моаб (Штат Юта, США), сформована внаслідок взаємодії перенесення піску, коразії і вивітрювання. В результаті землетрусів такі збалансовані скелі можуть звалюватися (*рис. 13.2*).

Коразія і дефляція з'являються також і на горизонтальній глинистій поверхні пустель, де при стійких вітрах одного напрямку піщані струмені утворюють окремі довгі борозни або жолоби глибиною від десятків сантиметрів до перших метрів, які розділені рівнобіжними неправильної форми гребенями. Такі утворення в Китаї називають *ярдангами.*

Digitized by ABORIGINAL

Рис. 13.1. Наслідки корозії скельних виступів

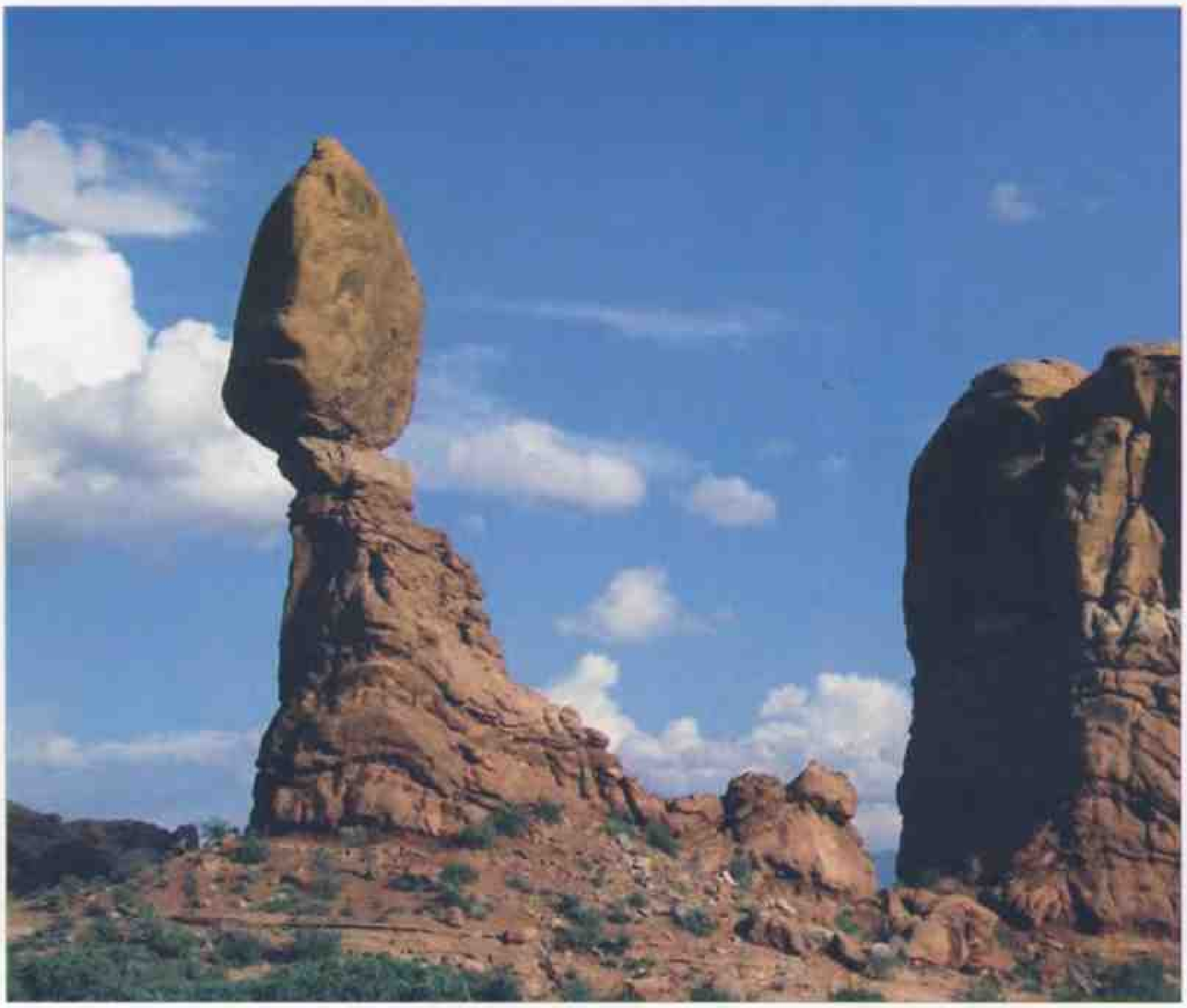


Рис. 13.2. Балансуюча Скеля, Моаб, Штат Юта, США

Digitized by ABORIGINAL

Перенесення

Рухаючись, вітер захоплює піщані та пилуваті частки і переносить їх на різні віддалі. Перенесення здійснюється стрибкоподібно, перекочуванням їх по поверхні або у підвішеному стані. Різниця способів перенесення залежить від розміру частинок, швидкості вітру і ступеню його турбулентності. При вітрах швидкістю до 7 м/с близько 90% піщаних частинок переноситься в шарі 5–10 см над поверхнею Землі, при сильних вітрах (15–20 м/с) пісок піднімається на висоту кілька метрів. Штормові вітри й урагани піднімають пісок на десятки метрів у висоту і перекочують навіть гальки і плоский щебінь діаметром до 3–5 см та більше. При своєму приземленні піщані зерна вдаряються і вибивають інші піщані зерна з поверхні, які утягуються у стрибкоподібний рух чи *сальтацію* (лат. «*saltatio*» – стрибок). Так відбувається безперервний процес переміщення безлічі піщаних зерен. Піски в пустелях переносяться на відстані від кількох кілометрів до десятків, а іноді й сотень кілометрів.

Пилуватий матеріал алевритової розмірності може підніматися в повітрі на висоту до 3–4 км і більше та переноситися у такому стані на сотні й тисячі кілометрів (*рис. 13.3*).

Рис. 13.3. Хмари піску та пилу, які несуться територією Китаю та сусідніх країн, через це ріллі швидко перетворюються в пустелю

Digitized by ABORIGINAL

Відомо, що пил пустель сильними пасатними вітрами переноситься на відстані більш 2000–2500 км і становить місцями помітну домішку в осадах океанів.

Еолові відклади

На значних просторах пустель, одночасно з дефляцією і перенесенням, відбувається накопичення продуктів вивітрювання й утворюються еолові відклади. Серед них виділяються два основні генетичні типи – еолові піски й еолові леси.

Еолові піски відрізняються значною відсортованістю, доброю обкатаністю зерен. Це переважно дрібнозернисті піски, розмір зерен яких 0,25–0,1 мм. Найбільш поширеним мінералом пісків є кварц, проте зустрічаються й інші стійкі мінерали. Менш стійкі мінерали у процесі еолової переробки стираються і виносяться. Колір еолових пісків різний, найчастіше яскраво-жовтий, буває жовтувато-коричневий, а іноді й червонуватий (при дефляції червоноземних кір вивітрювання). У відкладених еолових пісках спостерігається похила, або перехресна шаруватість, що вказує на напрями їхнього транспортування.

Еоловий лес (нім. «*les*» – жовтозем) – це своєрідний генетичний тип континентальних відкладів. Він утворюється при нагромадженні підвішених у повітрі пилуватих часток, що виносяться вітром за межі пустель в їх крайові частини, а також у гірські області. Характерними ознаками лесу є:

1) складені пилуватими частинками переважно алевритової розмірності – від 0,05 до 0,005 мм (більш 50%) при підлеглому значенні глинистої і тонкопіщаної фракцій з майже повною відсутністю більш великих частинок;

2) відсутність шаруватості й однорідність по всій товщі;

3) наявність тонкорозсіяного карбонату кальцію і вапнистих стяжінь;

4) розмаїття мінерального складу (кварц, польовий шпат, рогова обманка, слюда тощо);

5) посіченість лесів численними короткими, вертикальними, трубчастими макропорами;

6) підвищена загальна пористість, яка сягає місцями 50–60%, що свідчить про недоущільненість;

7) просіданням під навантаженням і при зволоженні;

8) стовпчаста вертикальна окремість у природних відслоненнях, що, можливо, пов'язано з гострокутною формою мінеральних зерен, яка забезпечує міцне зчеплення.

Digitized by ABORIGINAL

Одна з великих рік Китаю «жовта» ріка (Хуанхе) отримала назву внаслідок того, що вона розмиває і переносить велику кількість лесового матеріалу.

Закономірності формування піщаного рельєфу в пустелях тісно пов'язані з режимом вітрів, динамікою атмосфери та її циркуляцією, потужністю пісків і ступенем їхньої задернованості. У зв'язку зі зміною зазначених параметрів у пустелях спостерігається різноманіття піщаних форм – бархани і грядові піщані форми.

Барханами називають асиметричні серповидні піщані форми мікрорельєфу, які розташовуються перпендикулярно пануючому напряму вітру. Навітряний схил їх довгий і положистий (10–15°), він покритий звичайно знаками *еолових брижів* (еолових хвильок), а підвітряний – короткий і крутий (32–35°). При переході від похилого схилу до крутого утворюється гострий гребінь, що має в плані форму дуги, а за напрямом руху вітру видаються вперед загострені кінці («роги»). Висота барханів різна – від 2–3 і до 15 м, а місцями вони сягають 20–30 м і більше. Одинокі бархани зустрічаються не часто. При значній кількості не закріпленого рослинністю піску в пустелях, бархани зливаються один з одним, утворюючи великі ланцюги барханів. Бархани формуються на великих відкритих, покритих потужними пісками просторах, які не обмежені бар'єрами в умовах постійно діючих в одному напрямку вітрів. Типові бархани мають форму півмісяця з похилим навітряним схилом на його зовнішньому вигині й з рогами, які витягнуті за вітром, набуваючи при цьому обтічну форму.

Дюни – це пагорби або гребені навіяного вітром піску, що перебувають, як правило, у русі. Деякі скупчення піску нерухливі через їхній зв'язок з якими-небудь закріпленими об'єктами, або завдяки тому, що вони затримуються на місці рослинами. Піщані форми позапустельних областей утворюються в прибережних зонах океанів і морів, де спостерігається значне принесення піску на пляжі хвилями, а також у межах піщаних берегів озер і, в окремих випадках, на заплавних і древніх терасах річок. Вітри, які дмуть до берега, підхоплюють сухий пісок і переносять його вглиб материка. Окремі нерівності рельєфу чи кущики рослинності затримують пісок, навколо них формуються первинні піщані пагорби. В процесі наступного розвитку, поступово зливаючись у пагорби, утворюють асиметричні піщані вали або гряди. Дюна, що утворилася, під дією вітру поступово переміщується вглиб материка, а на її місці виникає інша, після переміщення якої знову

Digitized by ABORIGINAL

починає формуватися новітня. Так, місцями виникають ланцюги рівнобіжних дюн (*рис.13.4*)

Рис. 13.4. Ланцюги рівнобіжних дюн на узбережжі Балтійського моря

Дюни розвинуті на узбережжях Балтійського моря і Фінської затоки, де вони місцями досягають висоти 20–25 м і більше, а на низинному піщаному атлантичному узбережжі Франції дюни виглядають як величезні природні дамби значної висоти.

Digitized by ABORIGINAL

РОЗДІЛ 14

ГРАВІТАЦІЙНЕ ПЕРЕМІЩЕННЯ

Гравітаційні перенесення – геологічні процеси, що виникають під дією сили тяжіння: обвали, зсуви, делювіальні процеси, селі, кам'яні потоки, каменепади тощо.

Під час вивітрювання і руйнування порід фізичними та хімічними процесами на них діють фізичні сили, що видаляють уламки і переміщують їх вниз по схилу, де з них можуть сформуватися нові відклади і осадові породи. Розглядаючи процес гравітаційного перенесення, тобто переміщення під дією сили тяжіння, при якому матеріал переміщується вниз по схилу, слід звернути увагу на рушійну силу переміщуваного матеріалу, постійність або непостійність умов навколишнього середовища, швидкість руху і процеси переміщення.

14.1. Рушійна сила

Сила тяжіння відіграє надзвичайно важливу роль, викликаючи рух речовини вниз по схилу. Ефект дії сили тяжіння залежить при цьому від характеру схилу, по якому відбувається рух, внутрішнього зчеплення і міцності гірських порід і ґрунту, які беруть участь у цьому процесі.

Чим крутіший схил, тим сильніше він руйнується за допомогою гравітаційного переміщення матеріалу. Схил, який піддається дії гравітаційного переміщення, прагне набути більшу стійкість за рахунок загального зменшення кута нахилу. Тобто на крутому схилі гравітаційне переміщення матеріалу відбуватиметься до тих пір, доки не сформується похилий схил. Тоді, як дія гравітаційного переміщення направлена на досягнення рівноваги схилу, при якій він стає стійким, інші геологічні чинники і діяльність людини можуть збільшувати його крутизну. Вплив геологічного середовища на стійкість схилів значно залежить від клімату і штучного зволоження. Сухіший клімат сприятливий для збереження крутих схилів; там же, де опадів випадає більше, схили стають більш похилими через існування чохла пухких утворень, які поволі сповзають вниз по схилу. В областях, позбавлених природної рослинності як за природними чинниками, так і через діяльність людини, схили руйнуються швидше через відсутність кореневої системи і рослинного покриву, які значно укріплюють їх.

При гравітаційному переміщенні матеріал може рухатися різними способами – падінням, скочуванням і ковзанням уламків по крутих

Digitized by ABORIGINAL

схилах, що викликає повну дезінтеграцію первинного матеріалу і зумовлює формування біля підніжжя скупчень незцементованих уламків. Переміщення також може мати характер пластичної течії або перетікання напіврідкої маси. На одному і тому ж схилі ці процеси можуть чергуватися у часі, навіть протягом одного епізоду гравітаційного переміщення. Так, схил, на якому відбувається повільна пластична течія (кріп), може раптово обрушитися і перетворитися на зсув.

14.2. Класифікація процесів гравітаційного переміщення

Виходячи з вищевикладеного, ми можемо розділити процеси гравітаційного переміщення на три головні категорії, залежно від швикості й механізму переміщення:

1) кріп або повільна течія; зокрема, кріп ґрунту, корінних порід, сповзання осипів, кам'яних потоків (кам'яних глетчерів), солі-флюкція;

2) швидка течія; зокрема, течія ґрунту, грязьові потоки, обвали (уламкова лавина) і зсуви;

3) сковзання і падіння; зокрема, каменепади, зісковзування уламків і брил, снігова лавина і зсуви-обвали.

Повільна течія

Кріп – це повільне і безперервне в часі переміщення вниз по схилу ґрунту і пухких порід чохла під дією сили тяжіння. Ознаки його є майже на кожному покритому ґрунтом схилі. Він проявляється в нахилі телеграфних стовпів, руйнуванні і зсуві підпірних стінок, викривленні стовбурів дерев. Може навіть порушуватися лінійність полотна дороги і залізничних колій. Руйнування схилів під дією кріпа може відбуватися в умовах розвитку на поверхні суцільного покриву дерну.

Швидкість кріпа, яка якщо і виявляється, то зазвичай тільки протягом невеликих проміжків часу, залежить від таких чинників, як зміна температури, кількість атмосферних опадів, кут схилу, тип ґрунту і характер материнської породи. В еолових ґрунтах, таких, як лес, здатних створювати мало не прямовисні схили, кріп розвивається надзвичайно поволі, а слабозцементовані піщані ґрунти з високим умістом обкатаних зерен різкіше реагують на дію сили тяжіння і кріп у них помітніший. Заміряна швидкість кріпу становить 3 м за 100 років.

Сповзання осипів (колювій) – це повільний рух вниз по схилу середніх за розміром неправильної форми уламків, що складають

Digitized by ABORIGINAL

осип. Уламки падають зі скель, які руйнуються під впливом різних факторів вивітрювання. Таке сповзання спостерігається всюди, де існують круті схили; його швидкість визначається кліматичними умовами. У районах з сильними коливаннями температури швидкість сповзання вища, ніж в областях, де добові коливання температури малі, наприклад, на невеликих висотах у тропіках. Найшвидший рух властивий холодним районам з інтенсивним проявом сил, що виникають за рахунок попеременного замерзання води і подальшого танення льоду в просторі між уламками і всередині уламків, прагне змістити матеріал вниз по похилій площині.

Кам'яні глетчери (які дуже точно називають ще кам'яними потоками або кам'яними річками) зустрічаються місцями в гірських районах і в північних областях, де рухомий матеріал часто скупчується на крутих схилах і в промоїнах, утворюючи уламкові шлейфи, які формою і поведінкою нагадують льодовики і річки (*рис. 14.1*). У їхньому русі важливу роль відіграє дія морозу і маса льоду, що цементує їх, але головним чинником є, мабуть, сила тяжіння. Їх просуванню сприяє, крім того, замерзання води, що чергується, і танення льоду в просторі між уламками породи.

Рис. 14.1. Кам'яний глетчер

Digitized by ABORIGINAL

Делювій (від лат. «*deluo*» – змиваю) – відклади або наноси, які утворюються біля підніжжя і на нижніх частинах схилів височин у результаті змивання продуктів руйнування гірських порід *(елювію)* з верхніх частин цих схилів дощовими потоками і талими сніговими водами; а також під впливом сили тяжіння, морозного зрушення і текучості ґрунту *(соліфлюкція)*. Як один з генетичних типів континентальних відкладів, делювій виділений академіком О. П. Павловим (1888 р.).

Делювій зазвичай не шаруватий, але на схилах гір і височин його склад закономірно змінюється від верхньої до нижньої частини, часто починаючись щебенем угорі та закінчуючись суглинками і навіть лесами поблизу підніжжя з одночасним збільшенням у цьому напрямку потужності. Він поширений в гірських областях, по долинах і навіть біля невеликих пагорбів. Складові делювію різні – від глин та пісків до великих валунів – і характеризуються слабкими сортуваннями. За петрографічним складом делювій відрізняється від корінних гірських порід, що його підстеляють, виявляючи зв'язок з породами, які відслонюються вище по схилу і на вершинах височин. Делювіальні відклади утворюють у нижній частині схилів плащеподібний покрив *(делювіальний шлейф)* з повільним переходом до прилеглої рівнини. Делювій часто вміщує розсипні родовища золота, олова, вольфраму та інших металів. Делювіальні суглинки використовуються як сировина для виробництва цегли.

Швидка течія

Селі

У деяких гірських долинах періодично виникають потужні брудні водно-грязево-кам'яні потоки, які мають велику швидкість та величезну руйнівну силу. Вони складені на 70–80% з уламковим матеріалом від їхнього загального обсягу (продуктів руйнування гірських порід). Такі потоки, що виникають при швидкому таненні снігу або при сильних зливах, називають **селями**. Слово «сель» у перекладі з арабського означає «бурхливий потік». Визначення не зовсім точне, тому що не передає масштабів цього стихійного лиха.

Селеві потоки можуть виникати у долинах річок, борти яких складені глинами, мергелями, сланцями, лесовими суглинками та іншими пухкими осадовими породами, які формуються при вивітрюванні. Цей матеріал після затяжних дощів набухає і утворює грязьову емульсію. Вона рухається крутими схилами з неймовірною

Digitized by ABORIGINAL

швидкістю (декілька метрів за секунду), збагачуючись дорогою матеріалом вивітрювання, уламками порід, іноді і величезними брилами скель (*рис. 14.2*).

Рис. 14.2. Шосе під потоком селю

Селі часто мають катастрофічний руйнівний характер. Вони дуже часто руйнують мости, греблі, гідроелектростанції, споруди зрошувальних систем, насипи шосейних доріг, залізниці тощо.

Основні заходи боротьби із селями – закріплення і стимулювання розвитку ґрунтового і рослинного покриву на гірських схилах, особливо на ділянках зародження селів, розчищення скупчень матеріалу пухких уламків, стабілізація гірських русел системами протисельових гребель. З'явилася можливість штучно регулювати рівень моренних озер, вчасно випускати з них надлишок води у ріки.

Зсуви

Значну шкоду створюють великі зсуви гірських порід, що складають схили височин, річкових долин, озерних і морських западин. В їх утворенні бере участь складний комплекс чинників, від стану яких і залежать розміри, густина і місця зародження обвалів. Найчастіше обвали утворюються на схилах, складених верствуватими пухкими породами, які нахилені у бік схилу за наявності в них водотривкого

Digitized by ABORIGINAL

шару, що відслонюється на схилі. Поверхня контакту водоносного і водотривкого шарів, унаслідок виходу над останнім джерела, з часом дещо знижується за рахунок розчинення мінеральних речовин контактуючих верств і механічного винесення із теригенного уламкового матеріалу підземними водами найдрібніших частинок. Відбувається своєрідне «підкопування» підземними водами схилу. Процес такого «підкопування» схилу підземними водами одержав назву **суфозія** (лат. «*suffosio*» – підкопування). Суфозія на контакті водоносних порід з водотривкими призводить до порушення рівноваги розташованих вище порід, і вони поблизу поверхневого шару ніби осідають, що і спричиняє утворення зсуву. Частина гірських порід схилу, яка сповзла, називається обвальним тілом. Його поверхня називається обвальною терасою і нахилена у бік схилу.

При зсуві гравітаційне переміщення породи відбувається викривленою поверхнею сковзання з виразними уступами біля верхнього краю, і із зоною пластичної течії біля нижнього. Подібно до всіх процесів гравітаційного переміщення, зсувні переміщення прагнуть зменшити в окремих місцях середню крутизну схилу (*рис. 14.3*).

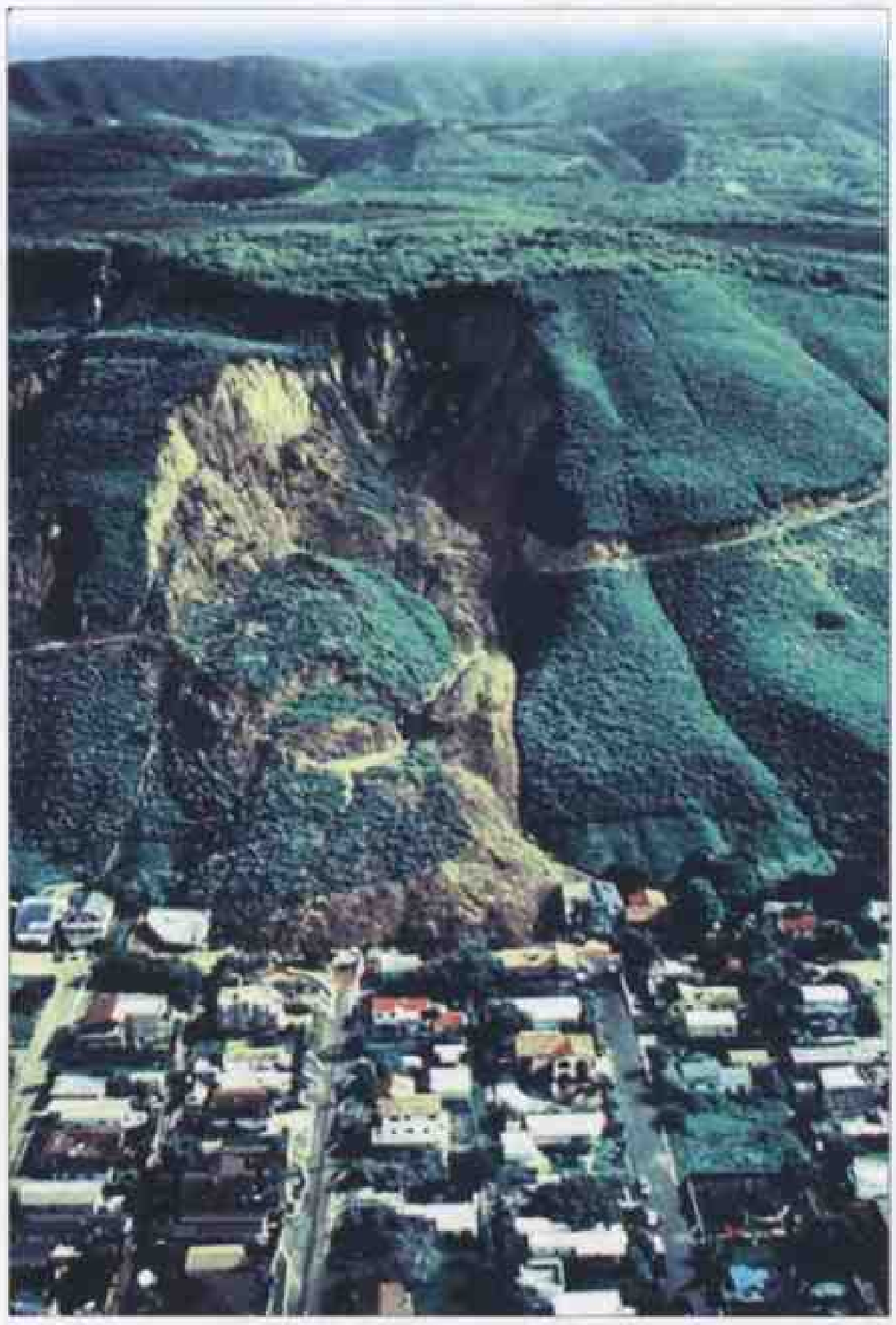


Рис. 14.3. Великий перетин схилу сприяв формуванню могутнього зсуву. La Conchita, 1995, Вентура, каліфорнійське побережжя (США)

Digitized by ABORIGINAL

Порушення рівноваги зумовлене як природними, так і штучними причинами: сильні дощі та інтенсивне танення снігу, яке збільшує зволоження порід та їхню масу; підмив схилів річковими водами або морським прибоєм; невмілий полив садів і городів, розташованих на схилах; нераціональне скидання зайвих вод; перевантаження схилів важкими спорудами і шосейними залізницями; підрізування схилів тощо. Зазначені причини підсилюють дотичні напруги, що сприяють переміщенню глин і суглинків.

Серйозні порушення рівноваги викликають неотектонічні рухи блоків земної кори по розривах і розломах, що розбивають схили височин, долин і западин (*рис. 14.4*). Особливо різке порушення рівноваги на схилах спостерігається в сейсмічних районах. Зсувні процеси на схилах долин проявляються багаторазово. У результаті зсувні тіла мають декілька ярусів, а вся поверхня схилу набуває горбистого рельєфу. Зсуви за механізмом діляться на групи. Найбільш просту класифікацію зсувів запропонував О. П. Павлов. Він виділяє:

1) деляпсивні (лат. «*delapsus*» – ковзання) – зсувне тіло спокійно зісковзує під впливом власної ваги; у зсувному тілі зберігається послідовність шарів порід схилу;

2) детрузивні (лат. «*detrusio*» – зіштовхування) – зсув залягаючих нижче порід відбувається під тиском відірваних блоків порід, які розташовані по схилу вище. Часто породи в залягаючих нижче блоках зминаються у складки, утворюють горби видавлювання (зсуви на Одеському побережжі Чорного моря).

Рис. 14.4. Блоковий зсув

Digitized by ABORIGINAL

Виділяються також інші типи зсувів, наприклад зсуви-потоки (зсуви глетчерного типу) – насичені водою потоки вивітрілої гірської породи (напівріджий стан) повільно сходять вниз по схилу. Зсуви-потоки широко розвинені в покривних лесоподібних суглинках на схилах гір Тянь-Шаню, Криму, Кавказу тощо.

Розміри зсувів різноманітні. Деякі з них захоплюють частину схилу довжиною в кілька кілометрів і шириною до декількох сотень метрів, інші захоплюють за собою лісові угіддя або присадибні ділянки, будинки, ділянки залізничних та автомобільних доріг.

Наукові дослідження у цій сфері охоплюють розробку теоретичних і методологічних основ моделювання та прогнозування геодинамічних процесів у береговій зоні моря й водоймищ, а також оцінку і прогнозування інженерно-геологічних процесів, які поширені на досліджуваній території. Розроблені та упроваджені нові методи і підходи до вивчення гірських порід як ґрунтів; вивчені кореляційні залежності між деякими властивостями ґрунтів; створені генетичні, загальні і регіональні класифікації ґрунтів; вивчається оптимальне навантаження ущільнення ґрунтів (Сергеєв Є. М.).

Для прогнозу і контролю розвитку зсувів проводять детальні геологічні дослідження і складають карти, на яких зазначені небезпечні місця.

Спочатку при картуванні методами аерофотозйомки виявляють ділянки скупчення зсувного матеріалу, які на аерофотографіях проявляються характерними і дуже чіткими малюнками. Визначаються літологічні особливості породи, кути схилу, характер рухів підземних і поверхневих вод. Ведеться реєстрація руху на схилах між опорними реперами вібрацій будь-якої природи (сейсмічних, техногенних тощо).

Якщо ймовірність виникнення зсувів велика, то здійснюються спеціальні заходи захисту від них (*рис. 14.5*). Заходи включають зміцнення зсувних схилів берегів морів, рік і озер підпірними і хвильовідбійними стінками, набережними тощо (Зелінській І. П.).

Сповзаючі ґрунти закріплюють палями, які розташовані в шаховому порядку, висаджують рослинність на схилах. Для стабілізації зсувів у мокрих глинах проводять попереднє осушення. Великим зсувам можна запобігти дренажними спорудами, що перекривають шлях поверхневим і підземним водам до зсувного матеріалу. Поверхневі води відводяться канавами, підземні – штольнями чи горизонтальними свердловинами. Незважаючи на великі затрати на ці заходи, їхнє здійснення дешевше, ніж ліквідація наслідків катастрофи, що може статися.

Digitized by ABORIGINAL

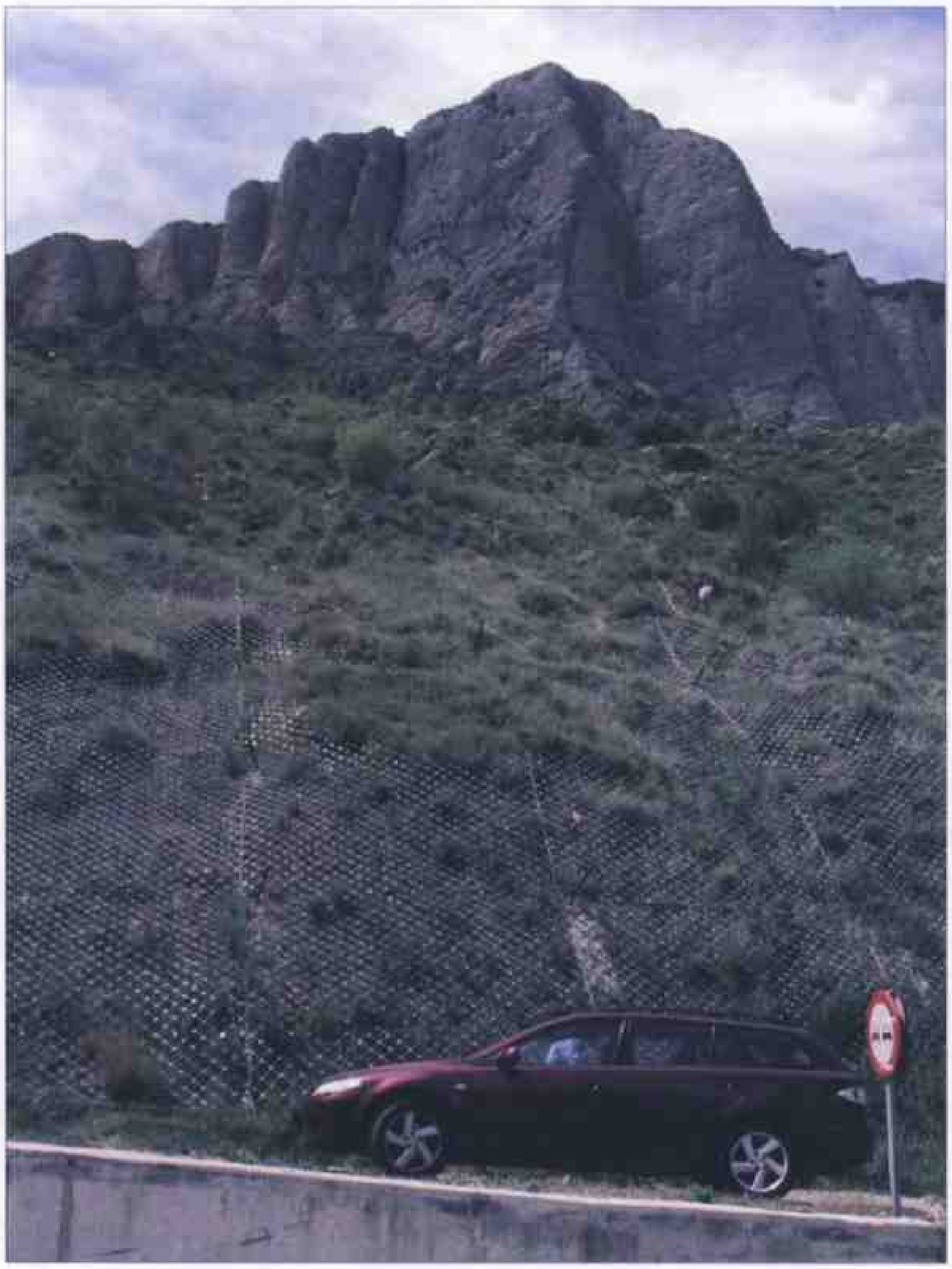


Рис. 14.5. Протизсувна сітка на крутому схилі вздовж шосе

ЗЕЛІНСЬКИЙ Ігор Петрович
(1933–1997)

Народився 16 липня 1933 р. Закінчив геологічне відділення Одеського державного університету ім. І. І. Мечникова в 1957 р. Зелінській І. П. – професор, доктор геолого-мінералогічних наук, лауреат Державної премії України, завідував кафедрою інженерної геології та гідрогеології, був ректором ОДУ ім. І. І. Мечникова (1987–1995 рр.), академік, віце-президент Міжнародної Академії наук Євразії.

І. П. Зелінський (тодішній начальник протизсувного управління) у 1962–1968 рр. ініціював будівництво протизсувних споруд на чорноморському узбережжі м. Одеси. Проводилося будівництво декількох черг хвилеломів. Паралельно, на відстані яка дорівнює в основному 200–300 м від моря, споруджували дренажні системи – галереї із залізобетонним облицьовуванням, віддалені від поверхні землі на 45–50 м. Призначаються вони для збору підземної води. По штольнях, що йдуть від галерей, вода скидається в море. Автор 120 наукових робіт з питань інженерної геодинаміки.

Digitized by ABORIGINAL

Ковзання і падіння

Обвали

Обвали – звичайне явище в тих місцевостях, де активно виявляються процеси ерозії схилів. Вони відбуваються у тому випадку, коли маси породи, що складають схили гір, втрачають опору внаслідок порушення рівноваги порід. Великі обвали найчастіше виникають в результаті поєднання декількох таких чинників: наприклад, на схилах гір, складених верствуватими водотривкими (глинистими) і водоносними породами (піщано-гравієві або тріщинуваті вапняки), що чергуються; особливо якщо ці пласти нахилені в один бік або пересічені направленими по схилу тріщинами. Майже таку ж небезпеку виникнення обвалів несуть в собі створювані людиною відвали порід поблизу шахт і кар'єрів. Руйнівні обвали у вигляді безладної купи уламків називають каменепадами; проте якщо блок переміщується деякою раніше існуючою поверхнею як єдине ціле, то таке переміщення вважається обвалом.

Зсуви-обвали схожі на обвали, але маса породи і включені в неї уламки швидше розбиваються на куски, ніж порода, яка переміщується у вигляді суцільного обвального тіла (*рис. 14.6*). Зазвичай вони сходять раптово і наслідки їх бувають катастрофічними: за декілька хвилин мільйони кубометрів матеріалу можуть перемістится на відстань у декілька кілометрів.

Рис. 14.6. Зсуви-обвали – безладно нагромаджені одна на одну глиби

У місці зародження зсувів-обвалів залишаються так звані «шрами», а нижче – безладно нагромаджені одна на одну брили.

Digitized by ABORIGINAL

В обвальних западинах виникають озера, інші утворюються в тимчасово перегороджених долинах; крім того, на неправильно горбистій поверхні після маси, що сповзла, залишається западина, яка також заповнюється водою.

Особливо сприятливі для формування зсувів-обвалів такі умови:

1) круті схили (прибережні кручі, береги річок, дорожні виїмки, каньйони, льодовикові долини);

2) м'які, легко ковзаючі, щільні породи (глина, вулканічний попіл і туф, серпентиніти, будь-які сильно вивітрені породи);

3) тріщинуваті або сильно зруйновані породи вгорі;

4) нахил (падіння) шарів осадових порід у напрямі схилу;

5) рясні дощі або танення снігу.

Зсуви-обвали попереджають і контролюють такими засобами:

1) зменшенням кута схилу;

2) терасуванням схилів;

3) перехопленням або відведенням поверхневих вод;

4) відведенням ґрунтових вод через тунелі, дренажні труби і колодязі;

5) облицьовуванням асфальтом, бетоном або каменем для захисту від води;

6) штучним ущільненням матеріалу;

7) будівництвом гребель з каменів і бетону, або запобіжних стінок для утримання матеріалу на місці.

Каменепади, зісковзування уламків і брил гірських порід

Вільне падіння або каменепад – основний процес, що формує відклади уламкового матеріалу біля підніжжя – розвинений в областях з розчленованим рельєфом. Продукти руйнування гірських порід можуть накопичуватися у вигляді мас конусоподібної форми до тих пір, поки не утворюється кут природного нахилу, характерний для такого матеріалу (максимальний кут природного відколу близько 30°). Коли кут нахилу досягає цієї величини, ніщо вже не перешкоджає руху уламків при подальших каменепадах. Уламки, ударяючись об поверхню осипу, можуть підштовхнути інші незцементовані уламки породи. Після цього частина або вся маса потривоженого матеріалу може скотитися чи зісковзнути вниз по схилу чи скелям до тієї точки, де рух знову на якийсь час припиняється.

Digitized by ABORIGINAL

Великі глиби або валуни, які скочуються та зісковзують в гірські річки і перегороджують їх, можуть продовжити свою подорож вниз після того, як річка поступово вимиє з-під них щебінь та уламки. Процес вимивання багато разів повторюється, рух поновлюється постійно кожного разу, коли брили втрачають рівновагу, і таким чином продовжується їх переміщення вниз. При цій формі перенесення велика кількість уламків, що обвалилася, піддається згладжуванню і перетворенню в річкові валуни.

Digitized by ASORIGINAL

Руденко Г. І., Адаменко О. М., Чепіжко О. В., Крочак М. Д.

РОЗДІЛ 15

ГЕОЛОГІЧНА ДІЯЛЬНІСТЬ ПОВЕРХНЕВИХ ТЕКУЧИХ ВОД

Поверхневі текучі води, рухаючись під дією гравітації з підвищених місць у понижені, проводять на своєму шляху величезну руйнівну, транспортну роботу, а також роботу по акумуляції відкладів. Відомо, що майже ⅔ земної кулі покрито суцільно водною оболонкою. Сонце нагріває цю величезну (понад 365 млн км^2) океанічну поверхню, внаслідок чого нею випаровується сотні тисяч кубічних кілометрів води. Багато води випаровується також безпосередньо з поверхні Землі та рослин. Водяна пара, піднявшись угору, утворює хмари. Останні, переміщаючись вище, охолоджуються і перетворюються в краплинні хмари, які виливаються на землю у вигляді дощу. Краплі дощу, що випали на земну поверхню, частково просочуються, а решта рухається вниз по схилу, поступово збираються в струмені, вони – у струмки, струмки – в річки. Основним кліматичним фактором є кількість і частота опадів. Чим більше опадів, тим річкова мережа густіша, а річкові долини більш розгалужені. Там, де немає опадів, річки не зароджуються зовсім.

Гідролог О. І. Воєйков назвав річки «продуктом клімату» і виділив три основні типи річок:

1) річки, які живляться майже повністю за рахунок талого снігу і льоду;

2) річки, що живляться тільки дощовою водою;

3) річки змішаного живлення.

Якість поверхневих вод залежить від поєднання кліматичних і геологічних факторів. Під текучими водами розуміють всі води поверхневого стоку на суші – від струмків до найбільших річок. Добре відомо, що поверхнева текуча вода – один із найважливіших геологічних факторів денудації суші та геоморфологічного перетворення поверхні Землі. Як і в інших екзогенних процесах, у діяльності текучих поверхневих вод виділено три складові:

1) руйнування;

2) перенесення (транспортування);

3) акумуляція матеріалу на шляхах перенесення.

За характером і результатами діяльності можна виділити три види поверхневого стоку вод: площинний схиловий стік; стік тимчасових руслових потоків; стік постійних водотоків – річок.

Digitized by ABORIGINAL

15.1. Площинний схиловий стік

У періоди випадання дощів і танення снігу вода стікає по схилах у вигляді суцільної тонкої плівки або густої мережі окремих струменів. Вони захоплюють найдрібніший елювіальний матеріал схилів і переносять його вниз. Біля підніжжя схилу цей матеріал накопичується. Процес площинного змиву отримав назву делювіального, а відклади, які формуються при цьому, називаються делювієм (лат. «*deluo*» – змиваю). Максимальна товщина делювію 15–20 і більше метрів, а ширина шлейфу може досягати сотні метрів. Під впливом площинного змиву постійно зменшується крутизна схилів, вони набувають згладжених обрисів й характерного увігнутого профілю (*рис. 15.1*). У вершині делювіального шлейфу відкладається відносно більш грубий матеріал – піщаний. У нижній частині шлейфу накопичуються тільки тонкі пилуваті й глинисті частинки. Процес делювіального змиву в однорідних породах приводить до формування похилого рельєфу схилів. Вододільні простори поступово знижуються. Делювіальні процеси на схилах, які складені кристалічними породами, проявляються головним чином у винесенні дрібноуламкових продуктів вивітрювання.

Рис. 15.1. Площинний змив

15.2. Діяльність тимчасових руслових потоків

Акумулятивна діяльність тимчасових водотоків проявляється в низинах яру чи при його виході з долини річки, де місцями утворюється конус виносу, складений різним несортованим уламковим матеріалом

Digitized by ABORIGINAL

руйнування корінних порід. На розвитку складної системи ярів позначаються новітні тектонічні рухи (підняття вододілів або опускання базису ерозії). Поверхня, від якої починається утворення яру, називається базисом (основою) ерозії. Базисом ерозії для яру служить рівень річки, до якої розвивається долина яру. Для річок базисом ерозії буде рівень поверхні моря або озера в місці впадання річки.

Тимчасові гірські потоки діють наступним чином. Їхні верхів'я розташовані у верхній частині гірських схилів і представлені системою збіжних вибоїн і вимоїн, які утворюють разом водозбірний басейн. Нижче, по схилу, вода рухається в єдиному руслі по каналу стоку. При виході на передгірну рівнину гірські потоки розгалужуються на численні рукави, швидкість руху зменшується, в результаті чого весь принесений уламковий матеріал відкладається. Так утворюється конус виносу тимчасового гірського потоку.

У таких конусах виносу місцями спостерігаються диференціація принесеного матеріалу і зональність його поширення. Нагромаджені уламки погано обкатані, оскільки шлях перенесення уламкового матеріалу невеликий. Зазначені особливості змусили геологів виділити нагромадження тимчасово діючих струмків і річок в особливий генетичний тип континентальних відкладів – пролювій (лат. «*proluo*» – промиваю). Термін «пролювій» введений О. П. Павловим, який під пролювієм мав на увазі відкладання тільки підвішених у воді часток, що осідають в «калюжах і озерцях» конусів, утворюваних у периферичній частині виносу. Такий же зміст у термін «пролювій» вкладав і О. К. Ланге.

ПАВЛОВ Олексій Петрович
(1854–1929)

Павлов О. П. – геолог і палеонтолог, академік Санкт-Петербурзької АН (1916 р.; член-кореспондент – 1905 р.), був професором Московського університету (1886–1929 рр.), заслужений діяч науки Росії, директор Геологічного інституту, засновник московської школи геологів, автор поняття «антропогенна ера». Як геолог і палеонтолог, він охоплював широке коло біологічних, фізико-хімічних, геолого-мінералогічних наук. У зв'язку з геологією уважно слідкував за астрономічними науками. Він глибоко усвідомлював планетний характер геологічної історії Землі, що вивчалася ним. Павлов був віце-президентом Московського товариства дослідників природи (з 1916). Французьке геологічне товариство відзначило його золотою медаллю ім. Годрі (1926). При безпосередній його участі створені Музей і Бібліотека Геологічного кабінету Московського університету.

Digitized by ABORIGINAL

15.3. Геологічна робота річок

Річки проводять величезну денудаційну і акумулятивну роботу, суттєво змінюючи рельєф. Живлення річок буває: снігове, льодовикове, дощове, змішане та за рахунок підземних вод. Для кожної річки протягом року характерне чергування періодів високого та низького рівня води.

Ерозія

Яроутворення

Початок утворення ярів пов'язаний, найчастіше, зі схилами долин річок. Якщо в межах схилу і його брівки є різні природні або штучні нерівності, то суцільна плівка води збирається в окремі стікаючі струмені, які вже руйнують схили з утворенням вимоїн і вибоїн. Такий процес на схилах називається розмив, або *ерозія* (лат. «*еродо*» – розмиваю). У подальшому такі вимоїни починають рости в глибину, в ширину, вниз, а також відбувається зворотній ріст нагору по схилу. В міру просування вершини зростаючого яру вглиб вододільного плато на його схилах утворюються нові вимоїни або вибоїни, які також перетворюються в яри (*рис. 15.2*). Виникає складна яружна система. І особливо глибока та розгалужена яружна мережа утворюється в районах розвитку пухких осадових гірських порід – лесів, пісків, алевролітів, глин.

Рис. 15.2. Процес формування яру

Утворення річкових долин

В утворенні річкових долин головна роль належить ерозії. Виділяють ерозію донну або глибинну, спрямовану на врізання потоку в

Digitized by ABORIGINAL

глибину породи, що складають дно русла, і ерозію бічну, яка веде до підмиву берегів і, в цілому, до розширення долини. Співвідношення глибинної та бічної ерозії міняється на різних стадіях розвитку річкової долини. На початкових стадіях переважає глибинна ерозія, коли водний потік прагне виробити свій поздовжній профіль рівноваги, який характеризується значними нерівностями.

Швидкість і величина донного і бічного розмиву, за інших рівних умов, залежать від складу порід, які складають долину. Особливо швидко розмиваються береги, які складені крихкими пісковиками, пісками, суглинками. Вода відриває від берегів частку породи за часткою і вимиває в основі схилу глибокий жолоб. У результаті залягаючі вище і позбавлені опори пласти порід обрушуються у воду цілими брилами, які потім швидко руйнуються і несуться далі. Береги, що складаються з твердих порід, протистоять розмивові більше, тому робота води тут сповільнюється, але не припиняється. Поступово ріка розмиває і їх, утворюючи величезні ущелини – каньйони. Долини таких річок – V-подібної форми, сформовані між майже вертикальними стінками у вузькому місці річкового потоку (*рис. 15.3*). Раптові повені пришвидшують розширення і поглиблення каньйону.

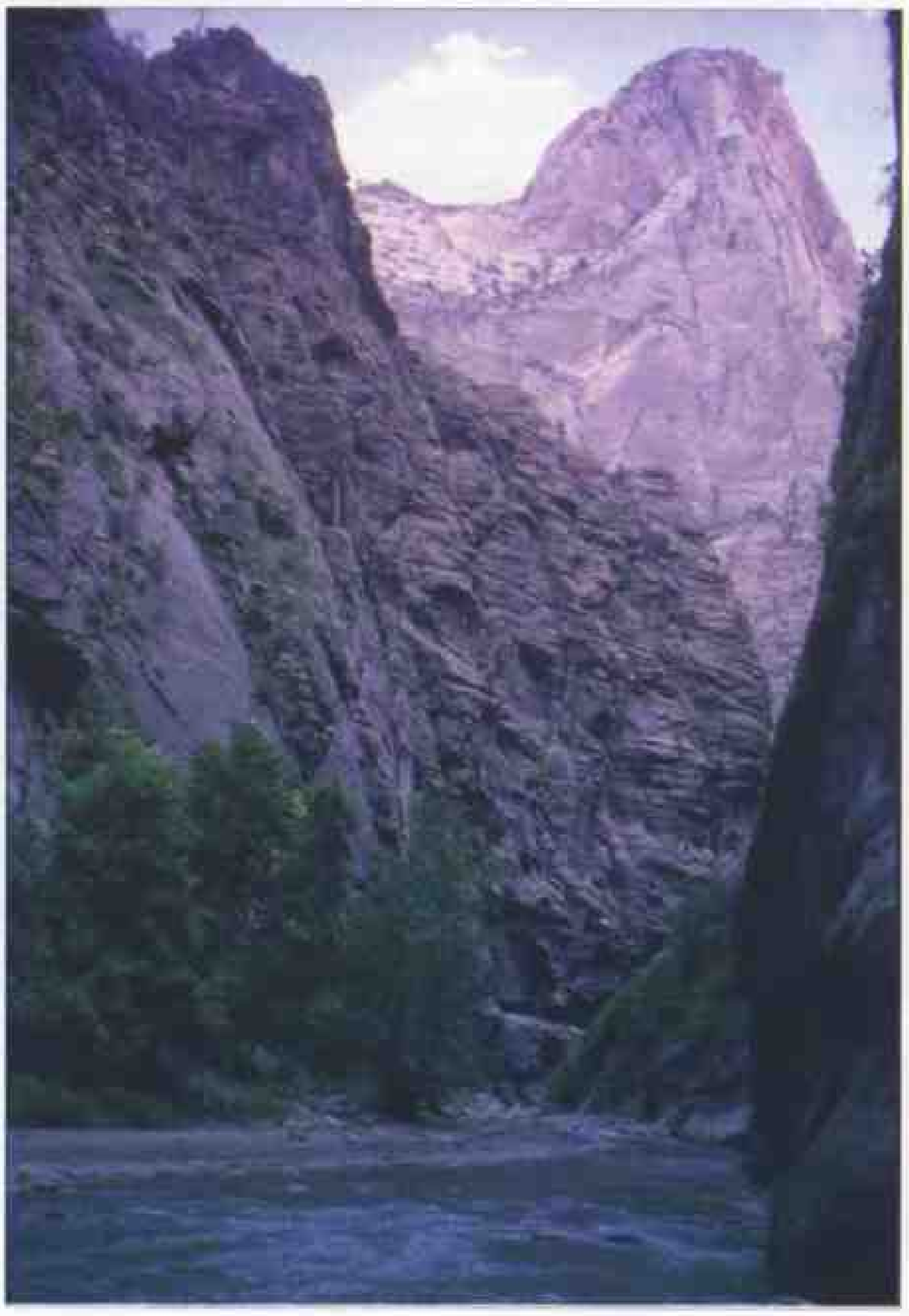


Рис. 15.3. Річкова долина V-подібної форми, Національний Парк, Штат Юта, США

Digitized by ABORIGINAL

Часто ріка зустрічає на своєму шляху гірські породи різної твердості. У цьому випадку в місцях розвитку більш твердих порід, що гірше піддаються розмиванню, з'являються перекати, пороги і більш великі поперечні уступи. На поперечних уступах у руслі ріки формуються водоспади. Уступи в долинах річок можуть бути пов'язані не тільки з виходом на окремих ділянках дна твердих порід, але й з опусканням розташованих нижче за течію ділянок долин по розломах у земній корі.

Будь-яка річка прагне згладити нерівності та уступи на дні до рівня моря чи озера, куди вона впадає. Рівень водного басейну, куди впадає річка, називається *базисом ерозії*. Він є загальним для всієї річкової системи. Поступово, в нижній частині долини нахил поздовжнього профілю зменшується, він, наближаючись до горизонтальної лінії, зменшує швидкість течії, і відповідно загасає глибинна ерозія.

Рис. 15.4. Великий Каньйон (Головний Каньйон), річка Колорадо в Північній Арізоні, США

Ріка Колорадо та її долина у вигляді каньйону добре демонструє прояв глибинної річкової ерозії. Великий Каньйон є одним із об'єктів Семи Природних Чудес Світу (*рис. 15.4*). Каньйон був створений рікою Колорадо в результаті потужної глибинної та незначної бокової ерозії мільйони років тому. Довжина його приблизно 446 км, ширина від

Digitized by ASORIGINAL

0,5 до 29,0 кілометрів і глибина досягає більше 1600 м. Ріка Колорадо і її притоки вирізали таку глибоку структуру внаслідок постійного здіймання Плато Колорадо. Цей підйом створював градієнт перепад висот від витоку річки до її гирла, що надавало потоку ріки Колорадо і її приток великої швидкості та енергії і посилювало його глибинну ерозію. Більш вологі умови протягом міжльодовикових періодів також збільшували кількість води в дренажній системі ріки Колорадо, що сприяло прискоренню глибинної ерозії. Коли основний рівень і напрям ріки Колорадо змінився (5,3 млн років тому), тоді відкрилася Каліфорнійська затока, що зумовило пониження основного рівня ріки. Це збільшило швидкість ерозії і створило сучасний вигляд Великого Каньйону (1,2 млн років тому).

Перенесення та акумуляція

Процес відкладення матеріалу, що переноситься річкою, має назву алювіального, а матеріал, відкладений річкою, – ***алювій*** (лат. «*alluvio*» – намив).

У відкладах дна річкової долини розрізняють русловий і заплавний алювії. Заплавний алювій усюди підстеляється русловим, оскільки останній в результаті послідовного переміщення русла вниз за течією заповнює всю основу долини.

Алювій річок, що мають різну швидкість течії і розмивають різні гірські породи, відрізняється за складом та розмірами уламків. Русловий алювій гірських річок представлений крупним уламковим матеріалом (валунами, галечником, гравієм), рівнинних – середньо- і дрібноуламковим (піском, супіском). Брили і щебінь, переміщуючись гірськими річками від витоків вниз за течію, згладжуються один об одного, а також через тертя об борти і дно русла, і перетворюються спочатку на валуни та гальку еліпсовидної форми, а потім, переміщуючись нижче до гирла річки, поступово стираються до розмірів гравію і піску.

Навіть у руслі швидкої гірської річки вже у верхньому її відрізку можна бачити алювіальні відклади – валуни, гальку, пісок, але цей матеріал в області глибинного розмиву лежить тимчасово. При наступній повені він весь або частково буде перенесений вниз за течією. Частина матеріалу, який переноситься річкою, накопичується в області бічного розмиву. Проте головна область акумуляції розташовується в нижньому відрізку долини, де нахил її ще більше згладжується, течія стає повільною і тому розмивати береги річка не може, за винятком часу повені.

Digitized by ABORIGINAL

При впадінні річки в море швидкість течії зменшується, і твердий матеріал, який вона принесла, відкладається з утворенням дельти.

Дельта – ділянка суші, відвойована річкою у моря, складена алювієм і має в плані, як правило, форму трикутника, розташованого вершиною вгору по річці. Русла річки в межах дельт розгалужуються, діляться на безліч тимчасових рукавів, що змінюють своє положення під час повеней. Прикладом дельти своєрідної форми типу «куряча лапка» з рукавами, що вдаються далеко в море, є дельта річки Міссісіпі (*рис. 15.5.*).

Рис. 15.5. Розгалужена система рукавів дельти р. Міссісіпі (космічна зйомка)

Алювій дельт рівнинних річок представлений глинами і пісками, які перешаровуються; у дельтах гірських річок зустрічаються галька та гравій.

При частій зміні базису ерозії (пониженні гирла чи піднятті витоків) на схилах річки утворюється система терас у вигляді уступів,

Digitized by ABORIGINAL

які тягнуться вздовж русла річки. Найвища надзаплавна тераса буде і найдавнішою. Нумерують тераси знизу вгору, називаючи наймолодшу відповідно першою надзаплавною терасою, наступну – другою і т. д.

Теоретичне і практичне значення діяльності річок

Вивчення діяльності річок має велике теоретичне значення. Склад алювію, кількість древніх надзаплавних терас і зміна їх висот уздовж долини річки дають можливість зрозуміти історію неотектонічного розвитку району і характер рухів, специфіку кліматичних особливостей тощо. Відносне перевищення надзаплавних терас однієї над іншою і над дном долини, глибина врізу на різних стадіях розвитку долини річки дають змогу скласти уявлення про амплітуду рухів земної кори. Та і саме порівняння різнопланових річкових долин може бути зумовлено різними особливостями глибинної тектонічної будови території. Вони часто приурочені до зон, ослаблених розломами чи прогинанням. Слід підкреслити те, що річки є головними постачальниками осадового матеріалу в Світовий океан.

З ерозійною і акумулятивною діяльністю річок пов'язане формування особливого типу родовищ цінних корисних копалини – алювіальних розсипних родовищ. Якщо розмиву річками піддаються корінні родовища або гірські породи, що містять важкі і хімічно стійкі мінерали в розсіяному стані, то останні переносяться на певну віддаль і відкладаються разом з іншими алювіальними відкладами. В процесі перенесення і перевідкладання, продукти розмиву сортуються за густиною. Легші мінерали подрібнюються і виносяться річками. У розсипах концентруються стійки мінерали з високою густиною. У першу чергу концентруються золото і платина, потім – вольфраміт, каситерит, магнетит, рутил, гранат, алмаз. Ці стійкі мінерали формують алювіальні розсипи – промислові розсипні родовища корисних копалини. Розсипи на заплавах і на річкових терасах представлені відкладами нижньої частини розрізу алювію у вигляді витягнутих смуг.

Особливо велике практичне значення мають розсипні родовища корисних копалини дорогоцінних металів – золота і платини. Зараз майже 25% світового золота добувають з розсипів.

Digitized by ABORIGINAL

РОЗДІЛ 16

ГЕОЛОГІЧНА ДІЯЛЬНІСТЬ ПІДЗЕМНИХ ВОД

Підземні води, або підземна гідросфера, як їх назвав Ф. П. Саваренський, є частиною гідросфери Землі та предметом вивчення особливої галузі геологічних знань, яка одержала назву ***гідрогеологія.*** У гідрогеології одночасно застосовується комплекс методів, запозичених від суміжних дисциплін: гідравліки, розвідувальної справи, геофізики, хімії. Однак: «...гідрогеолог повинен бути в першу чергу геологом» (Саваренський Ф. П.). За рахунок підземних вод в основному здійснюється водопостачання міст і селищ.

САВАРЕНСЬКИЙ Федір Петрович
(1881–1946)

Саваренський Ф. П. – геолог, доктор геолого-мінералогічних наук, професор геології СДУ (1917–1923), академік АН СРСР (1943). Займався гідрогеологічними та інженерно-геологічними дослідженнями. Йому належать оригінальні праці з проблем інженерної геології, гідрогеології і грунтознавства. Він автор перших підручників «Інженерна геологія» і «Гідрогеологія». Під керівництвом Ф. П. Саваренського складене перше зведення по підземних водах СРСР.

Значення води для людини особливо правильно оцінив О. П. Карпінський, вказавши на те, що гідрогеологія допомагає використанню «найбільш дорогоцінної корисної копалини».

До підземних вод належать води Землі, які містяться в надрах у рідкому, пароподібному чи твердому станах і заповнюють собою пори, порожнечі та тріщини в гірських породах. ***Підземними*** називаються всі води, що залягають нижче рівня земної поверхні. Об'єм їх до глибини 16 км становить близько 400 млн км^3.

16.1. Походження підземних вод

Підземні води утворюються, в основному, за рахунок інфільтрації атмосферних опадів. Випавши на поверхню Землі, атмосферні опади стікають по її нерівностях у річки та моря, випаровуються і просочуються у надра (інфільтруються) через пори і тріщини в породах, поповнюючи запаси підземних вод. Величина просочування води залежить від пропускання води породами, складу рослинності, розчленованості поверхні, експозиції схилів, розподілу опадів за сезонами року.

Digitized by ABORIGINAL

Породи, здатні утримувати воду за наявності вільного стоку, володіють великою вологоємкістю (водоємністю). Гірські породи за вологоємністю діляться на вологоємні (глини), слабо вологоємні (супіски), не вологоємні (галечник).

За походженням підземних вод розрізняють:

1) *інфільтраційні*, утворені в результаті проникнення атмосферних опадів у товщу гірських порід;

2) *конденсаційні*, утворені з парів атмосферного вологого повітря, яке проникає в ґрунт або породи, що виходять на денну поверхню, зазвичай в посушливих областях;

3) *седиментогенні*, утворені в результаті поховання осадками вод морського походження; вони високомінералізовані і сильно змінені під впливом тиску і температури;

4) *міжаморфогенні*, утворені в результаті дегідратації під дією температури і тиску на мінерали, що містять у своєму складі воду.

Вода в гірських породах може перебувати в пароподібному, рідкому і твердому стані, а також у зв'язаному (конституційному, гігроскопічному, плівковому і капілярному стані кристалізації) і вільному (гравітаційному) вигляді. Конденсація пароподібної вологи відбувається як на поверхні ґрунтів і скель, так і безпосередньо в порожнинах гірських порід. При вологості повітря, близькій до насичення, в порожнинах навколо частинок породи утворюється плівка води товщиною в одну молекулу. Це так звана ***гігроскопічна вода***. При повному насиченні утворюється плівка товщиною в декілька молекул. Це ***плівкова*** вода. Вона здатна перетікати від частинок з більшою товщиною плівки до частинок з меншою її товщиною.

Пара, потрапляючи з атмосфери в ґрунт, де температура нижча, конденсується і поповнює підземні води. Проте у природі конденсаційних підземних вод значно менше, ніж інфільтраційних.

Утворена шляхом інфільтрації або конденсації атмосферної вологи крапельно-рідка (гравітаційна) підземна вода переміщується в земній корі під дією сили тяжіння, поповнює запаси річок і морів. У місці виходу її на поверхню випаровується, підвищуючи вологість атмосфери, потім знову проникає в породи. Таким чином, підземні води, що утворилися за рахунок атмосферних опадів – одна з ланок ланцюга колообігу води в природі. Гравітаційна вода в порах порід може переміщуватися та виконувати механічну і хімічну роботу, тому власне ця вода і є підземною.

У зоні аерації розрізняють води:

Digitized by ABORIGINAL

1) *ґрунтові*, пов'язані з інфільтрацією атмосферних опадів і різних поверхневих вод, головним чином вони приурочені до ґрунтового шару;

2) *верховодку* – води, які утворюються на невеликій глибині на поверхні лінз і прошарків водотривких порід.

У зоні насичення розрізняють води:

1) *ґрунтові*, ті що залягають на першому водотривкому горизонті, який може бути представлений пористими породами (порові води), тріщинуватими (тріщинні води) або закарстованими (карстові тріщинні води), які підживляються атмосферними опадами через відсутність водотривкої покрівлі;

2) *міжпластові води* (ненапірні) не повністю насичують відклади між двома водотривкими товщами з областями живлення, які значно віддалені від водоносного горизонту і виходять на поверхню. Порода, насичена водою, називається водоносним горизонтом. За напрямом нахилу місцевості підземні води рухаються під дією власної ваги порами і тріщинами. Розвантаження цих вод відбувається у понижених ділянках рельєфу у вигляді витікаючих джерел;

3) *напірні підземні води* (артезіанські) залягають між двома водотривкими товщами, насичують весь водоносний горизонт і мають гідростатичний тиск. Великі скупчення напірних вод – артезіанські басейни, містяться звичайно в синкліналях чи прогинах. Артезіанські води здатні утворювати висхідні джерела або фонтанувати із свердловин, вони не забруднені.

16.2. Мінералізація підземних вод

Підземні води – це розчини складного складу, в яких міститься та чи інша кількість вуглекислого газу, іноді сірководень, метан й інші гази, а також розчинені солі та органічні речовини. Кількість розчинених компонентів прийнято називати загальною мінералізацією води. За ступенем мінералізації розрізняють води (В. І. Вернадський): *прісні* (сухий залишок до 1 г/л), *солонуваті* (1–10 г/л), *солоні* (10–50 г/л) і *розсоли* (50–550 г/л).

Жорсткість підземних вод. Серед прісних вод виділяють жорсткі з сухим залишком 0,25–1 г/л і м'які з сухим залишком менше 0,25 г/л. Жорсткість підземних вод визначається наявністю солей $Ca(HCO_3)_2$, $Mg(HCO3)_2$ $CaSO_4$, $MgSO_2$, $CaCl_2$; солоність – $CaSO_4$, $MgSO_4$, $CaCl_2$, $MgCl_2$, $NaHCO_3$ Na_2SO_4, NaCl; лужність – $Ca(HCO_3)_2$, $Mg(HCO_3)_2$, $NaHCO_3$.

Digitized by ABORIGINAL

Мінералізація підземних вод залежить не тільки від кліматичних умов, але і від ступеня розчинності гірських порід, з якими вони контактують на шляху від області живлення до області розвантаження (витікання); від температури води; наявності розчинених газів і солей; тривалості контакту з породами; від складу ґрунтів. З ґрунтів вода вимиває органічні речовини, розчиняє і виносить ті продукти, які утворюються при розкладанні органічних залишків: метан, сірководень, вуглеводні. Карбонатні, сульфатні, галоїдні та інші гірські породи збагачують підземну воду відповідними елементами, більшість з яких міститься у підземних водах в іонізованому стані. Хімічний склад підземних вод значно впливає на їхню здатність розчинювати. Істотну роль відіграє значення pH середовища або концентрація водневих іонів H^+. Залежно від співвідношення іонів H^+ і OH^- середовище може бути *нейтральним* (pH = 7), *кислим* (pH < 7) та *лужним* (pH > 7).

16.3. Геологічна робота підземних вод

Руйнівна діяльність підземних вод

Руйнівна діяльність підземних вод проявляється передусім у хімічному руйнуванні та вилуговуванні гірських порід, що пов'язано з вмістом у них кисню, вуглекислоти, різних органічних і неорганічних речовин. Механічний розмив не має великого значення.

Геологічні явища, пов'язані з розчиненням і розмивом водою гірських порід із утворенням у них великих ходів і порожнин, називають *карстовими* або карстом, а райони їх розвитку – карстовими областями. Карст займає понад 50 млн км^2 поверхні Землі.

Згідно з визначенням Ф. П. Саваренського (1934 р.), під карстом розуміють «явища, пов'язані з діяльністю підземних вод, виражені у вилуговуванні розчинних гірських порід і утворенні порожнин, що супроводжуються часто провалами і осіданнями покрівлі, утворенням лійкоподібних та інших западин на земній поверхні».

До інтенсивного карстування схильні карбонати (вапняки, крейда, доломіт), сульфати (гіпс, ангідрити) і галоїди. Тому виділяються три головні типи карсту: карбонатний, гіпсовий і соляний. Найбільш поширений карбонатний, менш – гіпсовий і соляний, оскільки гіпс та кам'яна сіль більш розчинні і не мають такого широкого поширення, як карбонати. Для карсту недостатньо наявності розчинних порід. Необхідна умова розвитку карсту – переміщення води і інтенсивна тріщинуватість, обумовлена неотектонічними рухами земної кори. Силою, яка спричиняє карстовий процес, є водообмін. Важлива і унікальна властивість

Digitized by ASORIGINAL

карстових водообмінних систем полягає в тому, що активна циркуляція вод призводить до прогресу у підвищенні проникнення порід, зміни структури водообміну і його посиленню.

Умови механізму утворення карсту:

– розширення первинних пор та каверн з утворенням мікропорожнин нанорельєфу в масиві, в якому розвивається карст;

– переробка тріщинуватості, літогенетичної внутрішньої пластової тріщинуватості і тектонічної тріщинуватості порід, у яких розвивається карст, з утворенням вибіркової порожнини і макропорожнини;

– переробка послаблених зон тектонічних порушень з утворенням зональної вибіркової системи порожнин.

Вода, рухаючись по поверхні вапняного масиву і зустрічаючи на своєму шляху тріщини, створює поглиблення у вигляді борозен, канавок, формує карові поля і проникає ними вглиб масиву. По дорозі вона розмиває і розчиняє породи. У результаті (частіше на перетині тріщин) утворюються карстові колодязі (у Криму глибина їх сягає 50 м) – розширені вертикальні тріщини. З поверхні колодязь – лійкоподібне заглиблення. Карстові шахти, утворені з колодязів, мають глибину до декількох сотень метрів. Шахти з розширеними гирлами, що мають декілька десятків метрів, називаються карстовими прірвами.

У місцях виходу карстових вод на денну поверхню утворюються ніші, гроти, які сполучені горизонтальними каналами і вертикальними ходами. Місцями канали різко розширюються до великих порожнин – печер. У процесі утворення печер велику роль відіграють підземні обвали. Печери складаються із розширених ділянок (залів), які сполучаються звуженими переходами (коридорами, каналами), відповідно до первинної системи тріщин у породі.

Найбільшу кількість печер вивчено у Гірсько-Кримській і Подільсько-Буковинській карстових областях. Саме тут переважають малі (довжиною до 100 м або глибиною до 20 м) і значні (довжиною 100–500 м або глибиною 20–100 м). До великих віднесено печери довжиною близько 500 м і/або глибиною понад 100 м. Таких печер в Україні відомо 60, що становить 5,5% від їх загальної кількості.

Карстові печери Криму

Карстові процеси поширені в гірській, передгірній і степовій частинах Криму. Гірський Крим належить до області альпійської складчастості і є відособленим антиклінорієм. Усього в Криму відомо

Digitized by ABORIGINAL

близько 800 печер, з них 50 оголошено пам'ятниками природи та взято під державну охорону (Н. А. Гвоздецький, В. М. Дублянський, Р. А. Максимович).

МАКСИМОВИЧ Георгій Олексійович
(1904–1979)

Максимович Г. О. – видатний геолог, карстознавець, професор, доктор геолого-мінералогічних наук. Він – автор нового терміну «карстознавство», що став назвою цілого напрямку в науці, засновник ряду найважливіших наукових напрямків у галузі карстознавства, динамічної геології, хімічної географії. Г. О. Максимович розглядав вчення про гідродинамічні зони як генетичну основу класифікації карстових явищ. Саме ним була написана найзнаменитіша двотомна монографія «Основи карстознавства».

Плоска вершинна поверхня Головної гряди Гірського Криму (уздовж Південного берега Криму) складена переважно міцними верхньоюрськими вапняками, які утворюють круті, часто прямовисні схили й обривисті борти каньйонів, що врізаються з країв. Вершинне плато є древньою поверхнею вирівнювання, яка зрізає круто похилі шари, що створює сприятливі умови для розвитку карсту. Карст Гірського Криму інтенсивно розвинений переважно у верхньоюрських вапняках – масивних і шаруватих нерозчинних домішках, які містять їх малу кількість (до 1–2,5%).

Рис. 16.1. Кизил-Коба – Червона печера

Digitized by ABORIGINAL

З печер Гірського Криму своєю величиною виділяється Кизил-Коба (Червона печера) на Довгоруківській яйлі (*рис. 16.1*). Це – цілий лабіринт із багаторівневих вапнякових печер, протяжністю 13,1 км і завглибшки 135 м. Вона складається з шести різновікових поверхів. Верхні поверхи насичені натічно-краплинними утвореннями. Двома нижніми поверхами протікає підземна річка, яка утворює декілька сотень проточних озер і ряд каскадів.

Серед форм карстового рельєфу найбільш поширені карстові лійки, колодязі, улоговини. У карстових областях зникають річки і озера, води утворюють горизонтальні ходи і печери. Річка, вступивши в район розвитку карсту, може піти під землю, не уповільнюючи своєї течії.

Утворююча діяльність підземних вод

Насичення мінеральними солями підземних вод призводить до випадання з розчину певних утворень. У печерах на стінах формуються натічні кірки, посеред печер – сталактити і сталагміти. Порожнини можуть поступово заповнюватися ними з вод, насичених кремнієвою кислотою, утворюючи кремнієві туфи (*гейзерити*). В місцях виходу на земну поверхню насичених вуглекислотою підземних вод відкладається вуглекисле вапно у вигляді вапняного туфу – травертину, а з залізом – маси бурого залізняку.

Стикаючись з гірськими породами, підземна вода розчиняє їх і мінералізується. Якщо вода виявляється пересиченою солями, частина з них випадає в осад. У першу чергу виділяються карбонати, потім – сульфати і далі – галоїди. Наприклад, з $Ca(HCO_3)_2$ утворюється мінерал арагоніт $CaCO_3$.

Умови карстових печер також сприяють випадінню бікарбонату з розчинів, що просочуються в них. На стінках вмираючих карстових печер утворюються натічні кірки різної потужності, а в порожнинах – стовпоподібні натічні форми, відомі під назвою сталактитів і сталагмітів (*рис.16.2*).

Сталактит – це утворення, типу крижаної натічної звисаючої із стелі печери згори донизу бурульки. Краплі води, що просочуються через вапняну товщу в порожнину печери, випаровуються, залишаючи солі осаду. Якщо води просочується багато, частина крапель падає на дно печери і тут же випаровується. Тоді подібне сталактиту утворення росте вгору на дні печери і називається воно **сталагмітом**. Швидкість росту сталактитів залежить передусім від величини притоку і хімічного складу води.

Digitized by ABORIGINAL

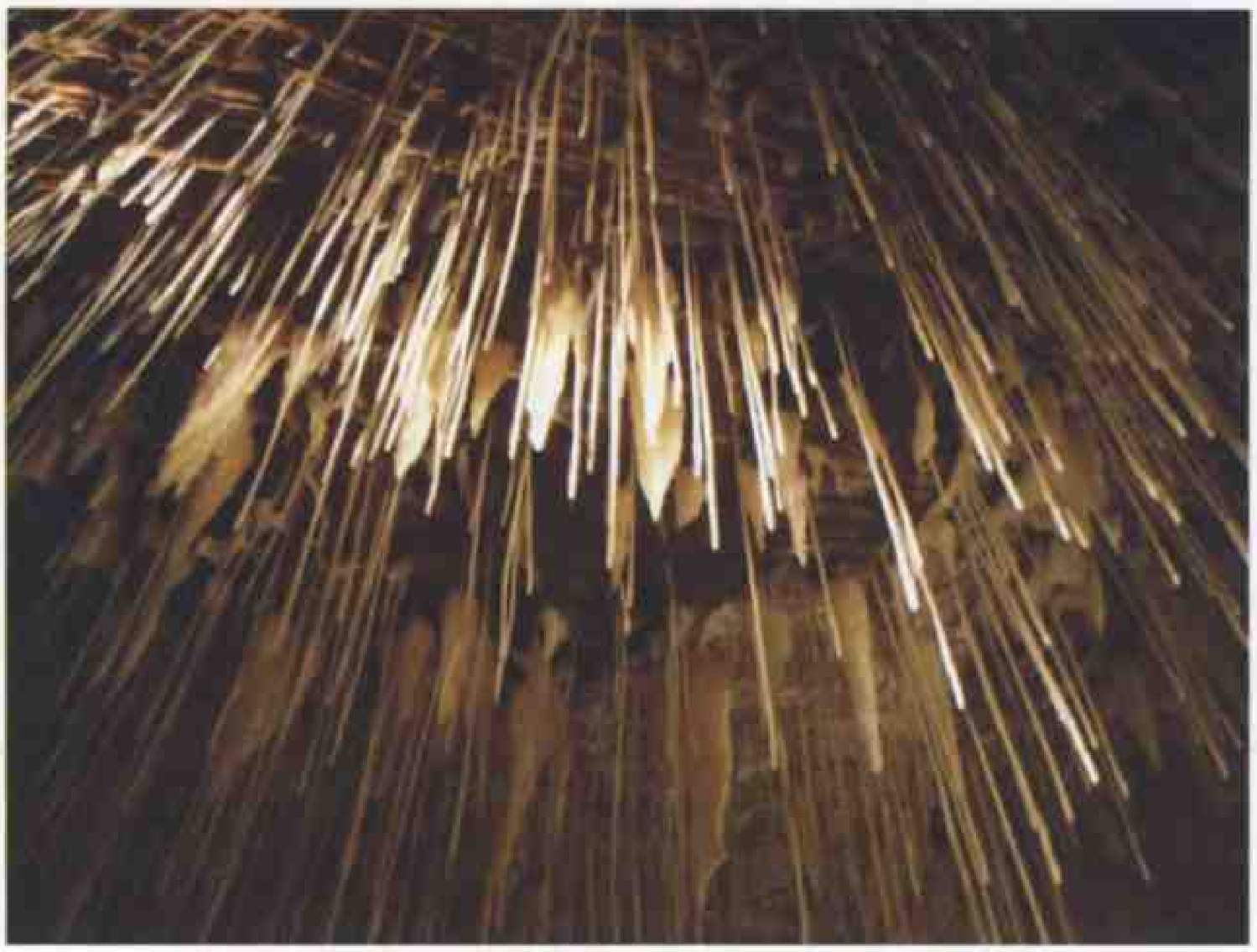


Рис. 16.2. Натічні утворення – сталактити

Зростаючись, сталактити і сталагміти утворюють щось схоже на колони (**сталагнати**), які немовби підпирають стелю печери. Таким чином може відбутися заповнення карстової порожнини і її цементація (*рис. 16.3, 16.4*).

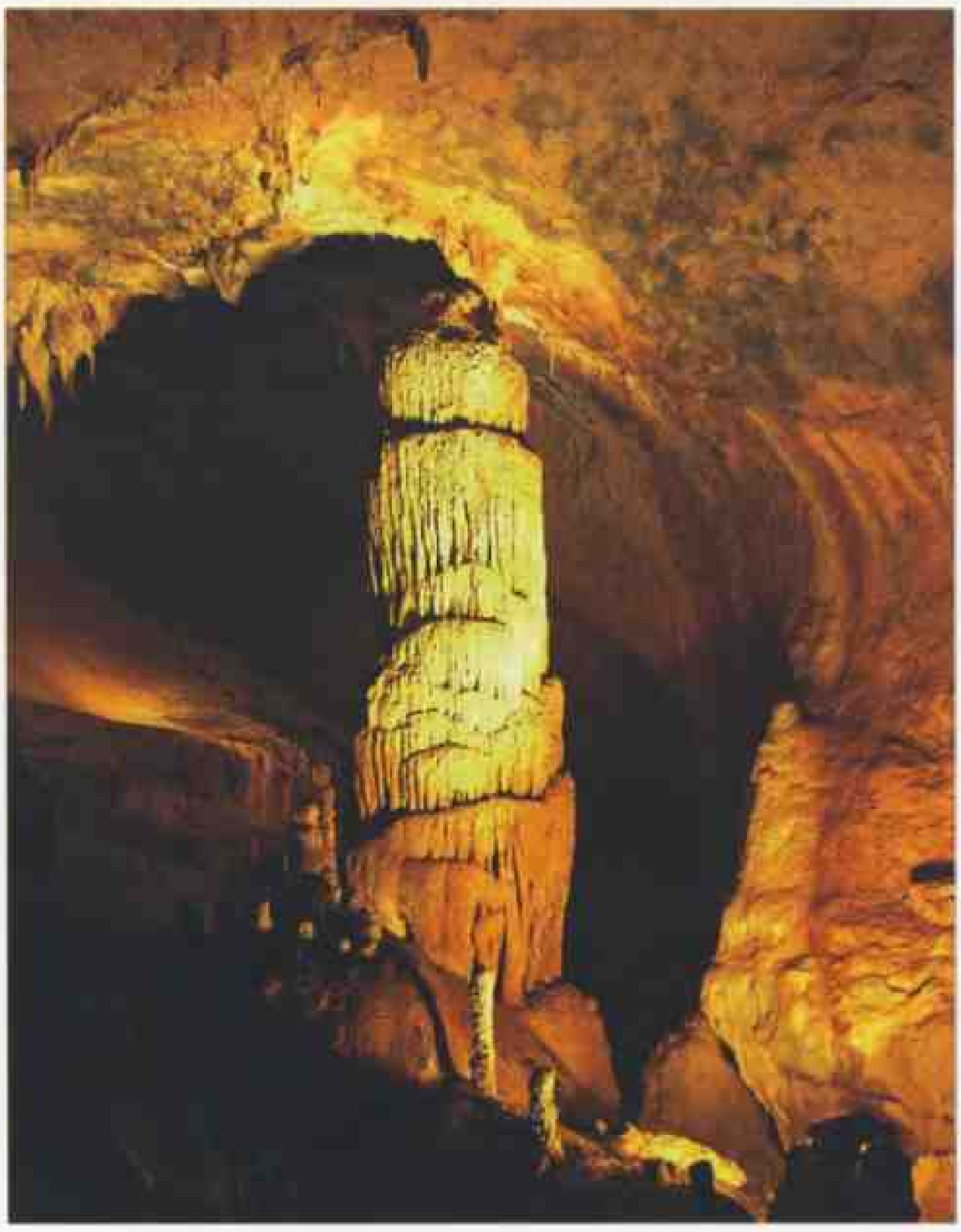


Рис. 16.3. Печера Мармурова – найвідоміша з печер Чатир-Даг. Натічні утворення – сталагміти

Digitized by ABORIGINAL

З карстовими порожнинами пов'язане накопичення ряду родовищ корисних копалин: розсипні родовища золота, алмазів і нікелю, родовища залізних, марганцевих і свинцево-цинкових руд, барію, вогнетривких глин, фосфоритів, нафти, бокситів, мінеральних вод тощо.

Рис. 16.4. Сталагнати – колони, утворені зрощеними сталактитами і сталагмітами

Підземні води виконують ще роботу по транспортуванню. Вони переносять різноманітні мінеральні сполуки з одних областей в інші і сприяють тим самим міграції мінеральних мас у земній корі. Завдяки активній діяльності підземних вод формуються вторинні родовища корисних копалин.

Digitized by ABORIGINAL

РОЗДІЛ 17

ГЕОЛОГІЧНА ДІЯЛЬНІСТЬ ОКЕАНІВ І МОРІВ

17.1. Морфоструктура повного профілю в області переходу від материка до океану. Хвилювання, припливи, морські течії

Роль океанічних басейнів у геології велика. Вони займають площу близько 361 млн км^2, що відповідає 70,8% поверхні Землі. В океані зосереджено 1,4 млрд км^3 води, близько 86% від загальної кількості води на Землі. Океанічні води служать головним джерелом вологи для атмосферних опадів, якими живляться річки і підтримується тваринне та рослинне життя. В океан постійно поступає осадовий матеріал, частина якого привноситься з суші, а частина має морське походження. Вся маса осадового матеріалу осідає на дно у вигляді різних мулів і врешті-решт перетворюється на осадові породи.

Геологічна діяльність океанів та морів значна і різноманітна. Вона визначається морфологією дна, геологічною і морфологічною будовою материків, кліматом, характером течій, хімічними і фізичними властивостями води, інтенсивністю тектонічних рухів, наявністю вулканічних проявів тощо.

Великі елементи рельєфу дна океанічних басейнів

Головні елементи рельєфу дна океанічних басейнів:

1) континентальні шельфи;
2) континентальні схили з підводними каньйонами;
3) континентальне підніжжя;
4) система серединно-океанічних хребтів;
5) острівні дуги;
6) ложе океану з абісальними рівнинами, позитивними формами рельєфу (головним чином вулканами, гайотами, атолами) і глибоководними жолобами.

Континентальні шельфи

Континентальні шельфи є окраїнами континентів, які занурені нижче від рівня моря приблизно до 200 м їхнього зовнішнього краю, звідки починається крутіше занурення морського дна. Загальна площа – близько 7 млн км^2, що становить майже 2% площі дна Світового океану.

Digitized by ABORIGINAL

Поверхня дна шельфів різноманітна. Місцями вона ускладнюється підводними руслами і грядами, замкнутими депресіями, підводними терасами і кораловими рифами. В одних місцях дно складене корінними породами, в інших – мулом, піском або галькою. Континентальні шельфи особливо чутливо реагують на відносні зміни рівня океану, що зумовлені тектонічними рухами, розмивом і пониженням суші, накопиченням осадків у акваторіях. Зміни обумовлені також втратою води, що йде на утворення льоду в льодовиках, або її поверненням в океан при їх таненні. Опускання берега або підвищення рівня моря можуть призводити до вторгнення моря на територію прибережних низовин *(явище трансгресії)*. І навпаки, при здійманні берега або пониженні рівня моря частина континентального шельфу може перетворитися на прибережну рівнину *(регресія морського басейна)*.

Континентальний схил і підводні каньйони

Від зовнішнього краю шельфу – брівки шельфу, дно опускається крутіше (хоча все ж таки достатньо плавно), утворюючи континентальний схил. Його ширина від 15 до 30 км. Континентальний схил разом із континентальним підніжжям занурюється до глибин близько 2 тис. м.

Улоговини на континентальному схилі, що частково продовжуються в область континентального підніжжя, називаються *підводними каньйонами*. Каньйони в багатьох місцях розсікають континентальний схил у вигляді глибоких (до 1200 м) V-подібних, схожих на долини, депресій з крутими стінками. У деяких з них є розгалужена або дендровидна мережа мілких каньйонів, аналогічна тій, яку створює система річкових долин з притоками на суші. У нижній частині каньйони досягають глибини 2–3 тис. м нижче рівня моря. Стінки каньйонів часто скельні, а донні відклади, розташовані у їх гирлі в межах континентального підніжжя, вказують на те, що каньйони відіграють роль лотків, по яких донний осадовий матеріал зноситься на велику глибину.

Механізм утворення каньйонів остаточно не встановлений. Його пов'язують з:

1) ерозійною діяльністю турбидітних потоків;

2) ерозійною діяльністю річок, які дренували континентальні околиці в епохи пониження рівня моря (тобто це – затоплені річкові долини);

3) ерозійною діяльністю припливних течій;

4) розривною тектонікою.

Digitized by ABORIGINAL

Континентальне підніжжя

Континентальне підніжжя є осадовим обрамленням підводних окраїн материків з похилою поверхнею в основі континентального схилу. Це обрамлення відсутнє на деяких ділянках океану біля небагатьох берегів і в прилеглих до глибоководних жолобів зонах. Континентальне підніжжя складене відкладами, які накопичилися на окраїнах ложа океану і є аналогом передгірських алювіальних рівнин, складених річковими відкладами біля підніжжя гірських масивів. Вважається, що континентальне підніжжя утворюється в результаті діяльності турбидітних течій і гравітаційного зміщення матеріалу з континентального схилу.

Сумарна площа континентальних шельфів і континентальних схилів приблизно в три рази перевищує загальну площу континентального підніжжя. Глибоководні басейни за зовнішньою границею континентального підніжжя займають близько 3/5 всієї поверхні земної кулі.

Серединно-океанічні хребти

Найбільш великими і високими формами рельєфу на дні ложа океану є серединно-океанічні хребти, які розташовані в центральних частинах усіх океанів. Вони підносяться над абісальними рівнинами на висоту 2–3 км. Загальна протяжність хребтів понад 70 тис. км. У межах цих структур відбувається формування нової океанічної кори в процесі спредингу. Гігантська система серединно-океанічних хребтів переходить з одного океану в інший, зливаючись в єдине кільце в південній півкулі Землі. Площа хребтів складає понад 30% площі ложа океану.

Для Атлантичного серединно-океанічного хребта, який має ширину до 1500 км, характерні сильно розчленовані схили і високі гребені, що підносяться над ложем океану на 1,5–4,5 км.

Серединно-океанічні хребти мають порівняно витриману форму і геологічну будову. Вони набагато одноманітніші, ніж гірські хребти на суші, адже останні утворюються в результаті комплексу процесів і перебувають на різному ерозійному рівні. Хребти розбиті поперечними і повздовжніми (глибинними) розломами. До осьових частин серединних хребтів приурочені вузькі (10–40 км) рифтові долини, глибиною 2–4 км. Ряд блоків Атлантичного хребта підняті над рівнем океану (вони утворюють острови). Складені серединно-океанічні хребти вулканічними породами – базальтами. З серединними хребтами пов'язані сильні землетруси (сейсмічно активні зони).

Digitized by ABORIGINAL

Серединно-океанічні хребти розділяються на швидко-спредингові і повільно-спредингові. Для хребтів із швидкістю розсовування плит 8–16 см за рік характерна відсутність рифту в центральній частині. Наочний приклад такого рифта – Східно-Тихоокеанське підняття. Повільно-спредингові хребти мають виразну центральну депресію – рифт, глибиною 4–5 тис. метрів.

Ложе Світового океану

Ложе Світового океану займає понад 75% площі Світового океану. Рельєф ложа океану загалом рівнинний, ускладнений похилими ізольованими підняттями і хребтами (також площинно-вершинними) з крутими, подібними до сходів, схилами. Крім хребтів, у межах ложа Світового океану є численні різноманітні за формою і розмірами плоскі підняття. Окремі з них сягають декількох сотень тисяч квадратних кілометрів і висоти 3 км над улоговинами.

1. **Океанічні улоговини** між підняттями мають ізометричні контури, і займають найбільшу частину ложа океану. Днища більшості з них в Атлантичному океані плоскі (абісальні рівнини), слабо нахилені (0,1–0,3°) у бік максимальних глибин. Максимальна глибина улоговин до 6 км. У Тихому океані дно улоговин горбисте. Висота горбів 100 м і більше, поперечник їх основи 1–10 км. Поверхня горбів вирівняна. Улоговини часто ускладнені широтними розломами. З переміщенням блоків земної кори на дні улоговин утворюються широтні ступеневидні уступи. Протяжність їх до 2–5 тис. км, із ними пов'язані інтенсивні прояви вулканізму і осередки землетрусів.

2. **Абісальні рівнини** – це найрівніші і найглибші (3–6 тис. м) ділянки океанічного дна, які є акумулятивними поверхнями, утвореними осіданнями матеріалу, винесеного турбидітними потоками з континентальних схилів і підніжжя, а також пелагічними осадками, що випали з товщі океанічної води. Абісальними рівнинами зайнято 30% площі океанічного дна, але морфологія їхньої поверхні в різних океанів істотно змінюється.

3. **Позитивні форми рельєфу**. Абісальні рівнини ускладнюються, окрім системи серединно-океанічних хребтів, вираженими в рельєфі дрібними і великими підняттями дна, розмірами від маленьких абісальних горбів і підводних гір до великих вулканічних споруд типу Гавайських островів. Два своєрідні різновиди підняття – гайоти і атоли – дають певне уявлення про горизонтальні і вертикальні рухи океанічного дна і тих його частин, які в даний час є абісальними рівнинами:

Digitized by ABORIGINAL

а) *гайоти* – це підводні гори з плоскими вершинами. Величезна кількість гайотів відкрита в центральному і західному секторах Тихого океану. Деякі з них дуже великі – шириною від 40 до 300 км, їх вершини містяться на глибинах 1–2 тис. м. Гайоти є, можливо, вулканічними горами, які мають форму усіченого конуса.

б) *атоли* – майже круглі коралові або водоростеві рифи, які обрамляють лагуну, яка з одного боку відкрита до океану. Вірогідно, що вони утворювалися на певній стадії його опускання і формування навколо конуса коралового рифу.

4. **Негативні форми рельєфу**. Глибоководні жолоби є головними негативними формами рельєфу ложа Світового океану. Система жолобів, їх співвідношення із серединно-океанічними хребтами, підняттями і зонами розломів розглядаються як єдиний механізм формування океанічного дна і земної кулі в цілому.

17.2. Робота моря

Руйнівна діяльність моря

Руйнівна діяльність моря отримала назву *абразії* (лат. «*abrasio*» – збривання). Морська абразія – процес потужного руйнування хвилями і течією морського берега. Море немовби прагне зрізати береги до свого рівня (*рис. 17.1*).

Рис. 17.1. Миси та бухти, утворені морською абразією. Штат Орегон, США

Близько 80% світового узбережжя – скелясте, частина його піддана істотній ерозії. Особливо яскраво руйнівна діяльність моря виявля-

Digitized by ABORIGINAL

ється біля обривистих берегів. До таких берегів підходять хвилі значної висоти і своєю водяною масою чинять на берегові породи великий тиск. Уламковий матеріал, яким насичені хвилі, посилює їх руйнівний вплив тим більше, чим більша енергія хвиль. При великих швидкостях хвилі можуть викидати окремі гальки на висоту до 50 м, пересувати величезні брили масою в декілька десятків і навіть сотень тонн. Під час сплесків, які виникають при ударі хвиль об скелі, вода насичується мільярдами бульбашок повітря. У межах останніх спостерігаються величезні перепади тиску, що в десятки разів збільшують руйнівну силу моря, особливо у тріщинах порід берегових обривів чи скель. Процес утворення і зникнення бульбашок у пінній частині морської хвилі називають кавітацією (лат. «*кавітас*» – порожнеча).

Морську абразію посилюють інші процеси і вони розділяються на активні і пасивні. Активні – морське хвилювання і обумовлена ним течія, а на приливних морях – припливні-відпливні коливання рівнів і викликані ними течії, тобто фактори, які мають достатню кінетичну енергію, щоб здійснювати перебудову берега і берегового схилу. Окрім того, до активних факторів належать деякі схилові і еолові процеси, господарська діяльність людини (*табл. 17.1*). Всі інші фактори – пасивні.

Таблиця 17.1

Основні фактори та умови розвитку морської абразії

Фактори	Умови розвитку
Геологічні	Рухи земної кори, направленість тектонічних структур, петрографо-мінералогічні комплекси гірських порід, умови їх залягання, фізико-механічні властивості ґрунтів, просадки, розчинення, розмокання, карстові явища
Кліматичні	Вивітрювання, кріогенні процеси, соліфлюкція, термокарст
Гідрометеорологічні	Вітрохвильовий і рівневий режими моря, режим течій, рух наносів, режим ґрунтових вод схилів берега, еолові процеси, утворення ярів, винос наносів річками
Геоморфологічні	Схилові процеси (зсуви, обвали), рельєф підводного берегового схилу, висота берега над рівнем моря (низькі і високі береги), орієнтування і форма берегової лінії (увігнуті, рівні, мисовидні, береги заток, острівні береги)
Біологічні	Заростання підводного берегового схилу водною рослинністю, заростання берегового схилу і надводних акумулятивних форм, діяльність худоби
Умови, які виникають внаслідок інженерної і господарської діяльності людини	Будівництво гідротехнічних споруд у береговій зоні, днопоглиблювальні роботи і налагодження морських каналів, вилучення наносів, облаштування відвалів на підводному береговому схилі

Digitized by ABORIGINAL

Внаслідок механічної абразії берегів утворюються два головні взаємозв'язані елементи абразійних берегів: *кліф і бенч*.

Кліф – обрив або крутий виступ корінних порід на березі моря, який утворився в результаті абразії (*рис. 17.2*). Відмічається кліф активний, що розвивається зараз, і кліф пасивний (відмерлий), зараз не підвладний дії хвиль.

Рис. 17.2. Абразійний кліф. Ісландія

Схилові процеси – осипи, обвали, зсуви – прискорюють відступ у бік моря границі берега, який складений корінними породами. На абразійних берегах кліф, бенч або підводний схил, тобто утворені дією хвиль форми рельєфу, складають так звану берегову зону.

За ступенем стійкості по відношенню до морської абразії виділяється 6 типів (або класів) порід (*табл. 17.2*).

Формування профілю рівноваги необхідна, але недостатня умова стабілізації контуру берега, оскільки важливо, щоб берегова лінія в плані отримала також рівноважний контур, який залежить від особливостей потоків наносів, що переносяться повздовж берега.

Digitized by ABORIGINAL

Таблиця 17.2

Розподіл порід за ступенем стійкості по відношенню до морської абразії

Типи порід	Вид абразії
Магматичні і деякі міцні метаморфічні породи	Абразія відбувається досить повільно
Більшість метаморфічних, ефузивних і зцементованих осадових порід	Абразія відбувається повільно, утворюються чітко виражені форми
Слабкозцементовані осадові породи глиняного та карбонатного складу	Породи слабко протистоять абразії, майже не залишають пляжеутворюючого матеріалу
Слабозцементовані осадові породи неоднорідного складу	Породи слабко протистоять абразії, залишають пляжеутворюючий матеріал у вигляді грубих уламків
Рихлі породи піщаного, піщано-глинястого, галько-гравійного складу	Сильно піддаються розмиву, залишають велику кількість наносів
Легкорозчинні породи: а) зцементовані, однорідні, хімічно чисті; б) глини і суглинки з добре розчиненим цементом.	Піддаються хімічній і механічній абразії

Якщо рівень моря тривалий час залишається постійним, кліф поступово відступає до такого положення, коли навіть штормові хвилі його не досягають. Він поступово стає похилим та вирівнюється. Уламковий матеріал хвильоприбійної тераси у смузі діяльності прибою ще перекочується і подрібнюється. Між хвильоприбійною терасою і скелястим берегом виникає **бенч** – покрита уламковим матеріалом смуга біля самого берега. Так створюється валунно-гальковий пляж (*рис. 17.3*).

Рис. 17.3. Бенч – валунно-гальковий пляж

Digitized by ABORIGINAL

Берег з абразійного переходить в акумулятивний, біля берега починається намивання подрібненого до гравію і піску уламкового матеріалу. Частина матеріалу переміщується вглиб моря (чим дрібніший матеріал, тим далі у бік моря він переміщується). За межами хвильоприбійної тераси поступово росте підводний осип, який і утворює підводну акумулятивну частину тераси.

Особливо інтенсивне руйнування берега і швидке зростання тераси спостерігається при поступовому опусканні материка і затопленні (трансгресії (від грец. «*trans*» – через; «*gress*» – рух)) його морем.

При відступі моря (регресії) хвилеприбійна тераса з'являється на поверхні і утворює морську терасу, яка складається з двох частин – абразійної і акумулятивної. На берегах, які переживають швидкі безперервні підняття, абразія майже не проявляється. Немає її і на похилих берегах, де набігаючі хвилі, внаслідок тертя об дно, втрачають силу і удари їх значно слабшають. Ці береги називаються *акумулятивними.*

Діяльність моря по транспортуванню матеріалу

Діяльність моря по транспортуванню матеріалу здійснюється морськими течіями, припливами і відпливами, вітровими хвилями, миттєвими потоками тощо. Морські течії в багатьох місцях настільки сильні, що перешкоджають осадженню привнесеного річками в моря і океани уламкового матеріалу і транспортують захоплений ними мулистий і дрібнопіщаний матеріал на тисячі кілометрів.

Велику роль в переміщенні теригенного матеріалу з шельфу в зону материкового підніжжя і ложа океану відіграють суспензійно-мутні (турбидітні) потоки. Каньйони, до яких приурочені їх прояви, розгалуженими верхів'ями немовби втягують у себе піщаний та алевритовий матеріал і несуть його до підніжжя схилу, де нагромаджуються грандіозні конуси винесення. При великій пухкості мулу (що свідчить про його швидке накопичення) і значних нахилах дна в каньйонах інтенсивно розвиваються обвальні явища і обпливання осадів. Сповзання осадків сприяє їх видаленню з каньйонів. Переміщення осадків, які особливо інтенсивні у верхів'ях каньйонів, спричиняють могутні суспензійні потоки, здатні переносити бетонні блоки і глиби гірських порід у зваженому стані масою більше тонни.

Digitized by ABORIGINAL

РОЗДІЛ 18

ПЕРЕРОБКА БЕРЕГІВ ВОДОСХОВИЩ

18.1. Руйнування берегів водосховищ

Руйнування берегів великих водосховищ відбувається під впливом тих самих факторів і умов, які визначають морську абразію. Оскільки це явище виникає у зв'язку з техногенною діяльністю людини і взаємодією штучно створених водоймищ та геологічного середовища, воно отримало нову назву – переробка берегів водосховищ. Цей процес більш інтенсивний і протікає швидше. При цьому немовби відбувається моделювання початкової стадії морської абразії, яка мала місце у морі декілька тисячоліть тому.

Створення водосховищ змінює природний хід формування схилів річкових долин. На зміну річковій ерозії приходить хвильова абразія. Загальним обов'язковим фактором берегового процесу стає дія водних мас водосховищ на берегові схили. Особливості режиму рівня води, який визначається господарським водозабором, обумовлюють специфічні гідрогеологічні обставини на узбережжі водосховищ.

За ступенем протистояння розмиву, розмочуванню і розчинності гірські породи діляться аналогічно їх відношенню до морської абразії. Переробка берегів водосховищ призводить до формування двох основних елементів берегової зони – берегового уступу (кліфу) і берегової відмілини. Процес відбувається за загальною схемою. При заповненні водосховища і утворенні озероподібного водоймища створюються сприятливі умови для виникнення вітрових хвиль (*табл. 18.1*).

На берегових схилах вітрові хвилі спочатку вимивають хвильоприбійні виїмки або жолоби. Частина найбільш мілкого уламкового матеріалу виноситься хвилями і хвильовими течіями в напрямі відкритого водоймища, тоді як більші за розміром частки накопичуються у прибережній смузі – починає утворюватися відмілина. Хвильоприбійні виїмки, жолоби, тріщини в нижній частині берегового схилу ослаблюють берег, внаслідок чого починають розвиватися схилові процеси (осипи, обвали, зсуви) і формується кліф. Продукти руйнації берега під впливом хвиль та хвильових течій відкладаються на відмілині, частково виносяться у відкриту водойму і навіть на інший берег. Пил і глиняні частки потрапляють у відкриту водойму, випадають на дно і беруть участь у замуленні водосховища.

Digitized by ABORIGINAL

Цей цикл постійно повторюється, кліф наступає в напрямку суші, ширина відмілин збільшується.

Фактори розвитку процесу переробки берегів:

а) сезонні і річні коливання рівня води;

б) початкова форма рельєфу водосховищ.

Таблиця 18.1

Розподіл порід за ступенем стійкості по відношенню до переробки берегів

Типи порід	Вид переробки берегів
Магматичні і деякі міцні метаморфічні породи, а також вапняки, доломіти, пісковики дуже зцементовані	Практично не розмиваються. Прибережна частина схилу покрита галькою та глибами
Породи, які дуже важко розмиваються. Зцементовані осадові породи, пісковики, опоки, аргіліти, мергелі	Переробка відбувається повільно, тільки при перемінному зволоженні і висушувані в місцях з ослабленими структурними зв'язками
Породи, що важко розмиваються. Слабозцементовані осадові породи глинянного складу	Велике значення мають процеси вивітрювання. Часто формуються круті схили
Породи, що середньо розмиваються. Різноманітні за петрографо-мінералогічним складом, пісковики і четвертинні глинисті відклади	Породи слабко протистоять переробці
Породи, що легко розмиваються. Лесові відклади	Дуже схильні до розмиву навіть у спокійній воді. Цей розмив визначає розмочування
Дуже легкорозчинні породи. Піски і супіски	Дуже схильні до розмиву

Береги водосховищ неодночасно проходять стадії та етапи свого розвитку. Навіть у межах однієї гідрологічної зони можуть бути ділянки берегів у стані динамічної рівноваги, абразивні береги з абразивними і з абразивно-акумулятивними відмілинами, акумулятивні береги тощо.

18.2. Охорона геологічного середовища у межах водосховищ

Створення водосховищ Дніпровського каскаду різко змінило гідрологічні і гідрогеологічні умови взаємодії акваторій з берегами. Процеси переформовування берегів активізувалися. Особливої гостроти ця проблема набула у зв'язку із значним освоєнням прибережної і берегової зон регіону, адже на берегах річок розташовані найбільші міста України, сотні населених пунктів.

Digitized by ABORIGINAL

Особливо великий вплив на народне господарство має переробка берегів під території міст і населених пунктів. Береги активно використовуються під житлову забудову, промислове будівництво, транспортні комунікації, зони рекреації. Руйнування берегів продовжуватиметься і збиток неминучий. Проблема його оцінки стоїть дуже гостро. Береги скрізь потрібно захищати від обвалювання, а гідростанції і водосховища будувалися й будуватимуться. Основним способом захисту берегів є будівництво дорогих берегоукріплювальних споруд (*рис. 18.1*). Середня вартість зміцнень берегів у містах становить 450–975 тис. грн за 1 км (в цінах 1991 р.). Захист прибережних сільськогосподарських угідь економічно неефективний: при 500 тис. грн вкладень на 1 км берега може бути захищене близько 5 га сільгоспугідь вартістю 100–120 тис. грн.

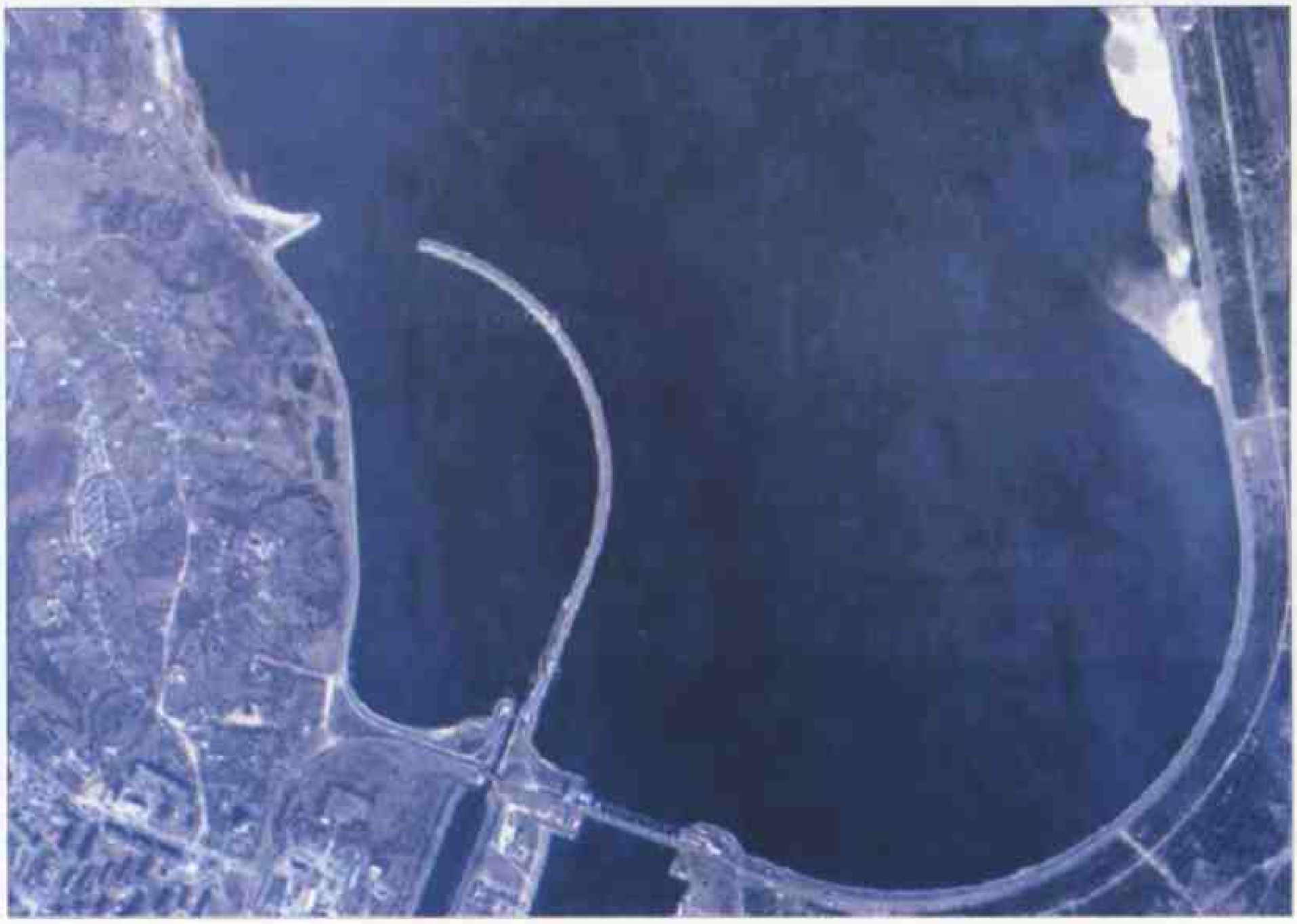


Рис. 18.1. Інженерний захист від руйнівного впливу хвиль на Київському водосховищі

Принципові підходи до вибору ділянок берегоукріплення зазнали істотних змін за ті 60 років, що минули з початку створення водосховищ Дніпровського каскаду. Основні принципи вибору ділянок для берегоукріплення визначаються з урахуванням ряду чинників: можливістю перенести об'єкти з території, здійснення альтернативних заходів, облік соціальних, економічних, екологічних та інших наслідків при різних варіантах.

Digitized by ABORIGINAL

Обґрунтоване рішення повинне базуватися на прогнозі береговпереробки. Переформовування берегів водосховищ і їх руйнування в нижніх б'єфах обумовлене різними, часто взаємозв'язаними чинниками, які визначають характер, розміри, інтенсивність і залишкову форму їх переробки і руйнування.

Останнім часом великого значення набувають заходи по охороні геологічного середовища у межах водосховищ, розробляються схеми заходів по зміцненню берегів для різних зонально-кліматичних і регіонально-геологічних умов та типів водосховищ. Основними чинниками, що обумовлюють процеси перебудови берегів, є гідрологічні, геологічні, гідродинамічні і технологічні. Їх «внесок» у руйнування різний. У зв'язку з цим захисні і укріпні заходи розрізняються в досить широкому діапазоні, і загальних рекомендацій в принципі бути не може.

Проте в основі будь-яких рекомендацій повинні бути розрахункові методи, або хоча б достовірні оцінки дій, перш за все гідрологічних і гідродинамічних. База будь-яких методів оцінки і розрахунку – визначення актуальних або усереднених в часі швидкостей перебігу різних видів.

Методи прогнозів береговпереробки постійно удосконалюються, враховують максимально можливу кількість чинників впливу, а їх зараз налічується близько сорока.

18.3. Вплив карстових процесів на стан дамби водосховищ

Карстові явища і процеси можуть істотним чином вплинути на параметри елементів проти фільтрації в основі і примиканні дамби. Крім того, зміна гідрогеологічних умов після наповнення водосховища може спровокувати як активізацію та інтенсифікацію існуючих карстових процесів, так і виникнення нових.

Дотепер щодо цього нагромаджено великий досвід, тож нині успішно ведеться будівництво дамб з карбонатними породами в основі. Дамб, які містять в основі гіпс і кам'яну сіль, значно менше. За наявності в основі гіпсу, що має велику розчинність у порівнянні з карбонатами, у ряді випадків відмовлялися від спорудження дамб. Наприклад, у Провансі (Франція) в процесі будівництва дамби на околиці гірського масиву Сіна-Бом були виявлені гіпсоносні мергелі, і будівництво було зупинене.

У ряді випадків будівництво дамб на гіпсоносних породах призводило до катастроф і аварій. Однією з причин руйнування дамби

Digitized by ABORIGINAL

висотою 63 м Сент-Френсіс (Каліфорнія, США) було розчинення гіпсу, який міститься в конгломератах основи. У результаті катастрофи загинуло 400 чоловік. Відомі катастрофічні випадки на дамбах Куаїл Крик і Тітон (США). В околицях Базеля на р. Бірс розчинення пластів гіпсу в основі дамби спричинило її розтріскування і просідання. Втрати води з водосховищ при невеликих дамбах з гіпсоносними породами в основі спостерігалися на р. Осі, в басейні р. Ангари, в США – у штатах Оклахома і Нью-Мексіко. Осідання спостерігалися в дамбах Сан-Фернандо, Драй Каньйон, Буено Вісту, Кастейк, Олів-Хилла, Ретлснейк в Каліфорнії (США), а також у Сентфордській дамбі (Техас, США). У США порожнини, що утворилися внаслідок розчинення гіпсу, виявлені в основі дамб Хондо, Макміллан, Авалон (Нью-Мексіко) і Редрок (Айова), а також на дамбі Фонтанеллю (Оклахома).

Аварійна ситуація виникла на Тбіліській бетонній дамбі, яка відокремлює водосховище від яру. Основа порід дамби складена пісковиками, аргілітами, алевролітами, що містять до 21% гіпсу. Заходи проти фільтрації на цій дамбі передбачені не були. Після року експлуатації, унаслідок вилуговування гіпсу, міцність порід основи знизилася, в дамбі з'явилися тріщини, відбувся зсув блоків. Після створення завіси цементації вказані явища були ліквідовані. Проблема захисту гіпсу від розчинення виникла при створенні Єреванської ГЕС на р. Раздан, Байпазінської ГЕС на р. Вахш, дамб Брентлі, Мозес Сандерс Тауе (США), Ель Ізіро (Венесуелла), Аллоз (Іспанія), Пебль де Пава (Гватемала), Хуошипо (Китай), Каза де Пієдра (Аргентина), Хесигхейм на р. Неккар (Німеччина), Монт Сенсіс (Франція). Такі ж проблеми виникли на існуючих і проектованих дамбах в Іраку: Докан, Дербенди-хан, Рава, Хіт, Мосул, Тартар, Хадіта і ін. Гіпс залягає в основі дамб Сен-Лоран в Каталонії, Жела на Сіцілії, Поекос в Перу. Необхідність проведення надійних заходів проти фільтрації для захисту гіпсу від розчинення вимагає розробки методів боротьби з розчиненням гіпсу в основі дамб і дна водосховищ.

Digitized by ABORIGINAL

РОЗДІЛ 19

ОЗЕРА І БОЛОТА

19.1. Озера, їх геологічна роль

Водоймища на поверхні материків, що не мають безпосереднього зв'язку з морями та океанами і мають поглиблену центральну область, де не може розвиватися прибережна рослинність, отримали назву **озера**. Вони зустрічаються на різних висотах, від найнижчої на Землі абсолютної відмітки на поверхні суші –408 м (Мертве море) і майже до найвищої (у Гімалаях). Так, абсолютна відмітка дзеркала води в Мертвому морі (озері) –392 м, у Каспійському –28 м, Байкалу +456 м, а численні озера Тибету розташовуються на відмітках вище 5 тис. м (оз. Арпорт-Цо +5465 м). Розміри акваторії озер змінюються від десятків і сотень тисяч квадратних кілометрів (Каспійське море і Великі озера в Північній Америці) до крихітних водоймищ площею декілька сотень квадратних метрів і навіть менше (Байкал – 31,5 тис. км^2, Каспійське море – 395 тис. км^2). Загальна площа озер на Землі близько 2,7 млн км^2, тобто 2% від площі суші.

Багато озер існують постійно, а інші (оз. Ейр в Австралії) – лише зрідка заповнюються водою. Не зважаючи на різноманітність, озера всіх типів мають ряд загальних фізичних, хімічних та біологічних характеристик і підкоряються багато в чому загальним законам. Тому вивченням озер у всьому їх різноманітті і в усіх аспектах займається одна наукова дисципліна – озерознавство, або лімнологія (від грец. «*limn*» – озеро, ставок і «*logos*» – слово, навчання).

Вивчення озер, їх режиму, історії розвитку, умов накопичення осадків і пов'язаних з ними корисних копалин – важливе геологічне завдання. Осадки, що накопичуються в озерах, дуже різноманітні і багато з них є цінною мінеральною сировиною для різних галузей народного господарства.

На відміну від морів, озера мають відносно невеликі розміри і розташовуються в більшості випадків у межах континентів. Вони не зв'язані, як правило, зі Світовим океаном, крім штучного їх з'єднання за допомогою каналів. Лише небагато з озер розташовуються поблизу морських берегів та є водоймами, які відшнуровані від морів і втратили з ними зв'язок у недавньому геологічному минулому – це реліктові (залишкові) озера.

Digitized by ABORIGINAL

Звичайно, найкращий шлях до розуміння природи озер полягає в тому, щоб розглядати їх не тільки як форми рельєфу, але і як водні екосистеми, в яких взаємодія всіх компонентів призводить до встановлення спостережуваних умов і де зміна однієї характеристики викликає більш-менш значні зміни в усіх інших компонентах екосистеми.

У цьому сенсі озера подібні до океанів, проте між ними існують і відмінності: озера менші за розмірами і більш вразливі до зовнішнього впливу, включаючи природні кліматичні зміни. Вік є однією з істотних відмінностей між озерами і океанами. Лише деякі з нині існуючих озер, такі як Танганьїка або Байкал, мають вік у декілька мільйонів років. Більшість озер, ймовірно, молодші – 12 тис. років, а створені людиною озера (штучні водосховища) налічують всього кілька десятків років.

19.2. Геологічна діяльність озер

Походження та типи озерних улоговин

Озерні западини можуть бути екзогенного і ендогенного походження. Всі вони в свою чергу розділяються на дамбові і улоговинні.

Льодовикова діяльність є найбільш ефективним чинником створення озерних улоговин. Покривні материкові льодовики, потужністю декілька кілометрів, що покривали в геологічно недавній час більшу частину Північної Америки і значну частину Північної Європи, різними способами формували озерні улоговини, тому більшість озер у цих районах мають льодовикове походження. Наприклад, багато озер приурочені до улоговин виорювання, які утворилися при русі льодовиків по різнорідній поверхні. При цьому льодовики зносили пухкі відклади. Тисячі озер, що заповнили такі улоговини, зустрічаються на території північної Канади, Норвегії і Фінляндії, де займають значні площі (*рис. 19.1*).

У гірських районах озера також часто утворюються в результаті загачування річок обвалами, рідше селевими виносами бічних притоків: Синевір у Карпатах, Сарезське, Яшилькуль, Вяздара і багато інших на Памірі; Карасу, Блакитні озера на Тянь-Шані; оз. Ріца і ряд інших на Кавказі. Сарезське озеро відрізняється від інших озер великими розмірами: його довжина сягає до 70 км, ширина – до 400 м, глибина – понад 505 м. Об'єм обвальної маси, яка утворила дамбу – 2200 млн м^3. У горах дуже поширені випадки виникнення озер в

Digitized by ABORIGINAL

результаті перекриття русла річок моренними валами льодовиків, які відступили. З найбільш великих моренних озер можна назвати озеро Зоркуль (Памір).

Рис. 19.1. Гірське озеро Соснове – місто Гровеленд (Groveland), Каліфорнія

Для долин рівнинних річок характерні старі озера. У гирлових частинах річок Волги, Сирдар'ї, Дону, Лєни та інших існують численні дельтові озера. Дельтові озера і річки, які живляться водами проток, називаються *ериками*, а озера, що живляться водами моря, – *култучними*. Дельтових озер багато на берегах Середземного, Північного, Балтійського та інших морів. В історичний час завдяки дельтовим запрудам деякі морські бухти перетворилися на озера (озеро Лохве в Шотландії).

Вулканічна діяльність. Кратери вулканів можуть служити вмістилищами для озер у періоди їх тимчасового спокою або після припинення діяльності. Приклади приурочених до кратерів озер численні як в Росії (на Камчатці та на Курильських островах), так і в інших країнах. У вулканічних районах озерні улоговини можуть також формуватися у результаті витікання з-під холоднішого поверхневого лавового горизонту гарячої лави, що сприяє просіданню верхніх утворень (так утворилося оз. Йєллоустон), або у випадку підгачування річок і струмків лавою або грязьовим лавовим потоком при виверженні вулканів – так виникли улоговини багатьох озер в Японії і Новій Зеландії.

Digitized by ABORIGINAL

Вулканічна діяльність призводить до утворення різноманітних озерних улоговин – від невеликих кратерів округлої форми з низькими бортами до великих та глибоких кальдер, які формуються при виверженні магми через бічний, розташований поблизу вершини вулкана кратер, що спричиняє обвалення вулканічного конуса. Наочним прикладом кордильєрного озера є оз. Крейтер в Орегоні, що утворилося при виверженні вулкана Мазама близько 6 тис. років тому. Це живописне озеро майже округлої форми, має глибину 608 м (сьоме в світі за глибиною). Посеред озера розташований острів Уїзард, який виник в результаті пізнішого виверження. Озера подібного типу зустрічаються в Японії і на Філіппінах.

Карові озера розташовані на схилах гір у верхів'ях льодовикових долин – трогів. Для них характерні підвішені у бортах трогу улоговини, що формою нагадують амфітеатри. В утворенні лож таких озер беруть участь і процеси морозного вивітрювання (*рис. 19.2*).

Рис. 19.2. Льодовиковий кар і карові озера (Західні Саяни, Росія)

Фіордові озера мають витягнуту форму, круті береги і U-подібний поперечний профіль. Вони займають пониження на дні річкових долин, які перероблені і ще більше заглиблені великими льодовиками, фактично, це затоплені трогові долини. Наочні приклади озер такого типу – Лох-Несс в Шотландії і багато озер Норвегії. Частково

Digitized by ABORIGINAL

льодовиковими процесами була сформована група озер, що радіально розходяться з одного центру в Озерному окрузі на північному заході Англії. Схоже походження мають і великі озера північної Канади – Атабаска, Велике Ведмеже і Велике Невільницьке. Глибина останнього сягає 640 м. Навіть улоговини Великих озер, що мають складний генезис, пережили дію льодовиків.

Карст і суфозія. Карстові озера утворюються, коли розчинні мінерали і гірські породи (вапняк, гіпс і кам'яна сіль) виносяться у розчиненому виді водою, причому формуються або улоговини на поверхні, або підземні порожнини, покрівля яких потім провалюється. Ці озера не обов'язково бувають дрібними: наприклад, оз. Жірот у Французьких Альпах має глибину 99 м при площі всього 57 га.

У районах розвитку карсту зустрічаються озера, приурочені до печер (Кунгурські), до карстових улоговин і лійок (в Архангельській, Володимирській, Горьківській, Новгородській та інших областях Росії).

На півдні Західного Сибіру є озера, приурочені до западин просідаючо-суфозійного походження, а в районах розвитку вічномерзлих ґрунтів – термокарстові озера.

Флювіальні процеси. В результаті діяльності річок озера утворюються декількома способами: «водобійні» колодязі виникають у підніжжя водоспадів; западини виробляються в скельних породах текучими водами під впливом процесу ерозії (коли «висвердлюються» ями за рахунок обертового тертя уламків та іншого абразивного матеріалу у вирах); перегороджуються русла річок під час винесення річкових наносів та їх акумуляції іншими річками.

Еолові процеси. В улоговинах еолового походження зустрічаються озера, що підгачуються еоловими пісками або ув'язнені серед дюн. Розрізняють також приурочені до улоговин видування дефляційні озера, які поширені в аридних або семіаридних районах Техасу, Південної Африки і Австралії. Походження дефляційних озер, іноді званих «*плаями*», не до кінця з'ясовано, але, можливо, вони іноді формуються за рахунок сумісної дії вивітрювання і розкопування ґрунту тваринами, які використовують їх для водопою.

Берегові процеси. По берегах морів озера нерідко приурочені до міждюнних понижень. Живляться вони частково за рахунок морської, частково – за рахунок атмосферної води, причому одне з джерел живлення переважає. Дюнні озера є по берегах Балтійського, Каспійського, Аральського, Середземного, Північного та інших морів,

Digitized by ABORIGINAL

а також по берегах океанів. При переміщенні повздовж берегової лінії наносів морські бухти можуть відчленовуватися піщаними барами і перетворюватися в озера. Якщо такий бар залишається стабільним, новоутворене солоне озеро з часом опріснюється.

Біля берегів Чорного, Каспійського та інших морів є озера, які утворилися відокремленням ділянок бухт морськими косами і пересипами (озера Сасик і Саки у м. Євпаторія, численні озера такого типу в районах м. Одеси і Керченського півострова). Багато бухт зараз перебуває ще в стані заток, але зі збільшенням розмірів насипів вони поступово перетворюються в озера.

Тектонічні процеси. Численні озера займають тектонічні провали (*грабени*), як, наприклад, Байкал, Іссик-Куль, Телецьке в Росії; Вікторія, Ньяса і Танганьїка – в Африці. Озера тектонічного походження характеризуються великими глибинами.

Байкал розташований у Східному Сибіру і справедливо вважається одним із чудес природи (*рис. 19.3*). Це найглибше (1637 м), найдавніше озеро на Землі, вік якого перевищує 25 млн років. При довжині більше 600 км і ширині від 27 до 79 км, Байкал вміщує колосальний об'єм води – 23 тис. км^3, що перевищує об'єм усіх Великих Американських озер разом узятих. Байкал містить 20% світових запасів поверхневих прісних вод. Дивовижна чистота води Байкалу обумовлена малою кількістю зважених речовин і підтримується завдяки ендемічному планктонному рачку – *епішуре*. Прозорість води Байкалу досягає 40 метрів. До Байкалу впадають більше 300 річок, найбільша притока – річка Селенга. Витікає з Байкалу тільки одна річка – Ангара. На Байкалі 22 острови, найвідоміший – острів Ольхон.

Деякі озера приурочені до западин змішаного походження: моренно-обвального (озеро Капкаташ у Ферганському хребті), обвально-тектонічного (озеро Саричелек в Чаткальському хребті) тощо.

Техногенні процеси. Щорічно на поверхні Землі все більше і більше створюється штучних озер. Це – з метою зрошування, для отримання електроенергії чи регулювання стоку вод у річках, які міліють в міжсезонний період. Прикладом таких озер можуть служити створені ряд водосховищ на річках Дніпро, Волга та ін., а також численні штучні дамбові озера і ставки на багатьох дрібніших річках.

З діяльністю людини пов'язані і озера, які приурочені до вироблених кар'єрів (*рис. 19.4*).

Digitized by ABORIGINAL

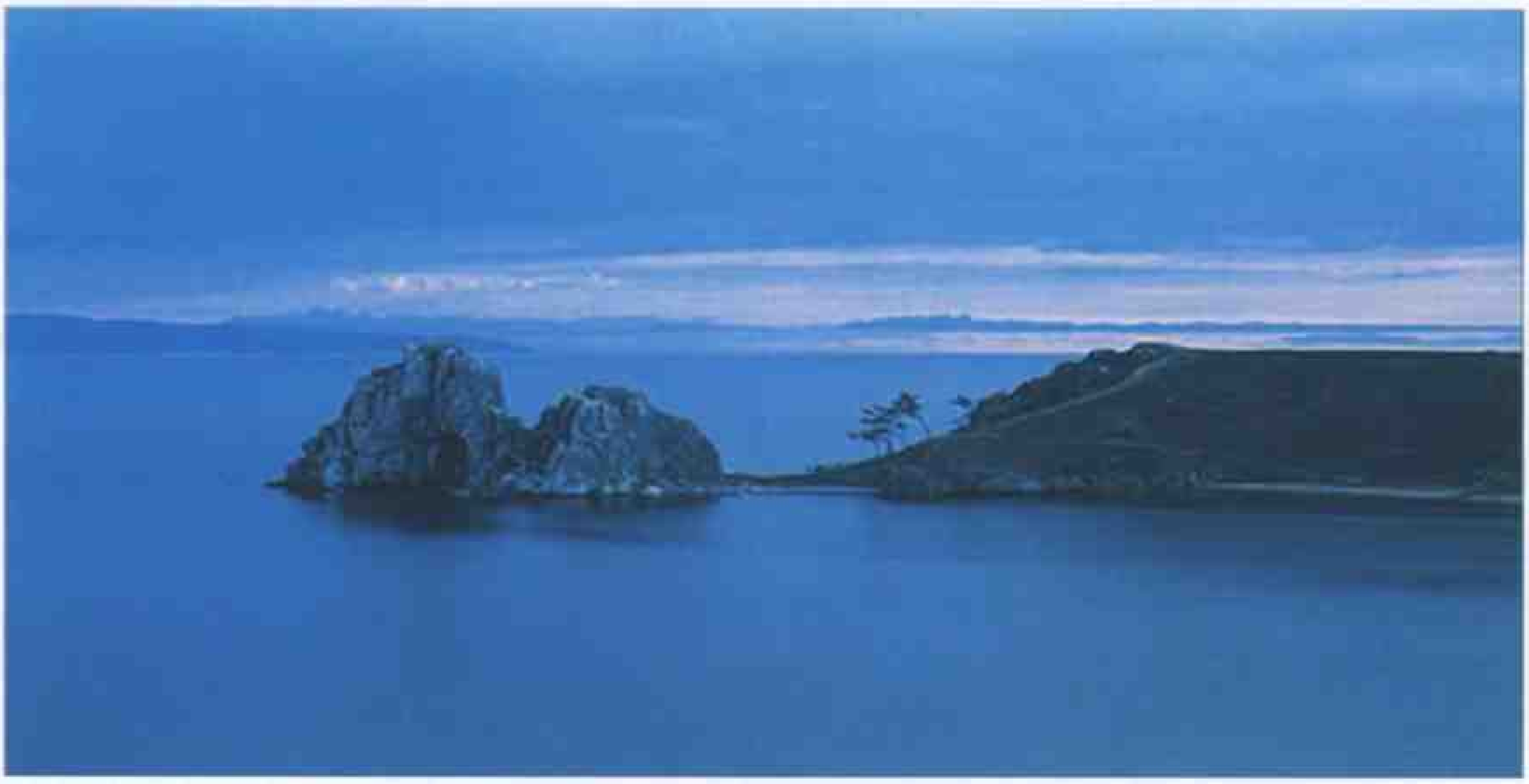


Рис. 19.3. Озеро Байкал

Рис. 19.4. Озеро в затопленому кар'єрі

Водний режим

Водний режим озер і кліматичні умови визначають певною мірою мінералізацію води. Вода в них може бути прісною, як в оз. Верхньому, або солоною, як у Мертвому морі. Проточні озера, як правило, *прісні*, особливо в умовах вологого клімату; у такі озера поверхневим і підземним

Digitized by ABORIGINAL

шляхами поступає багато прісної води, а випаровується мало. В умовах посушливого клімату, де випаровування досягає колосальних розмірів, а вода, що впадає в озера, нерідко має підвищену мінералізацію, озера солонуваті або навіть солоні. До *солонуватих* відносять такі озера, у воді яких міститься солей від 0,1 до 2,5%; озера, у воді яких солей більше 2,5%, відносяться до *солоних*.

Найбільша мінералізація води в безстічних озерах спостерігається у місцях, віддалених від гирл впадаючих у них річок. Наприклад, у Каспійському морі в 75 км від гирла Волги мінералізація дорівнює 0,14%, у середній частині Каспію – 1,4%, а в затоці Кара-Богаз-Гол – до 28,5%, тобто, це мінералізація, яка властива солоним самоосадовим (солеродним) озерам.

Істотним аспектом водного балансу озер є темпи водообміну. Ця характеристика визначається або часом повної зміни води в озері (в роках), який виражається через відношення об'єму озера до річного стоку води з нього, або через зворотну величину – коефіцієнт водообміну водойми. Час повної зміни води може бути дуже коротким – один тиждень і менше, що відповідає коефіцієнту водообміну 50 разів на рік – у водосховищ, розташованих на річках вище за дамби, але може бути і тривалим – до 500 років, з річним коефіцієнтом водообміну 0,002 (як у оз. Верхнє). Водойми з коротшим циклом повної зміни води (відповідно, з високими коефіцієнтами водообміну) швидше очищаються від забруднюючих речовин і в цілому мають нижчі їх концентрації.

Глибина озер змінюється від декількох десятків сантиметрів (оз. Ельтон – 80 см) до декількох сотень метрів (оз. Танганьїка – 1435 м, оз. Байкал – 1637 м). За водним режимом озера поділяються на проточні (живляться атмосферними опадами, підземними водами і річками) і такі, що віддають воду в інші водойми або річки (Ладозьке, Онезьке, Байкал та ін.) і такі, що живляться атмосферними опадами, підземними водами, річковими водами, але вони витрачають воду тільки на випаровування (Каспійське, Аральське, Балхаш, Іссик-Куль та ін.).

Основні види геологічної діяльності озер

Геологічна діяльність озер виявляється в руйнуванні, перенесенні і акумуляції.

Руйнівна діяльність озер і робота по транспортуванню осадків аналогічна роботі, яка проводиться морем, тільки масштаби цієї

Digitized by ABORIGINAL

роботи (навіть великих озер) в багато десятків і сотень разів менші, ніж ми це бачимо на берегах моря.

В озерах, так само, як в океанах і морях, спостерігаються рухи водних мас у вигляді вітрових, припливних і відпливних хвиль та течій.

Припливні явища в озерах надзвичайно малі. Максимальна висота спостережуваних припливів у Каспійському морі – 3 см, в Байкалі – 1 см. На деяких великих озерах у тиху погоду спостерігаються своєрідні рухи дзеркала води, що викликаються змінами атмосферного тиску: біля одного берега спостерігається дуже повільне підвищення водного дзеркала на декілька сантиметрів, а біля протилежного – таке ж пониження.

При цьому коливається вся маса води, а дзеркало озера здається абсолютно гладеньким. Ці повільні, без утворення хвиль коливання поверхні води в озері одержали назву *сейші*. Останні також спостерігаються при відновленні рівня води після вітру.

Течії у ряді озер добре вивчені. Так, наприклад, в Каспійському морі течія, що йде проти годинникової стрілки, утворює кругообіг уздовж берегів за рахунок пануючих тут вітрів і притоку води з Волги, яка має іншу густину, ніж морська вода. Течія захоплює товщу води у декілька метрів. Швидкість її 0,3–0,4 м/сек. Течії з Каспійського моря в затоку Кара-Богаз-Гол обумовлені нижчим рівнем води в затоці через інтенсивне її випаровування.

Істотну роль в руйнівній і транспортуючій діяльності озер виконують вітрові хвилі. У великих озерах (Каспійське, Аральське, Байкал, Онезьке) хвилі досягають іноді висоти 2,0–3,0 м. Як і в морях, але менш потужно, вітрові хвилі проводять абразійну роботу в берегових уступах (кліфах).

Абразійна робота озер залежить від складу порід берегів. Наприклад, північно-західна частина узбережжя Онезького озера складена найдревнішими кристалічними породами, руйнується дуже слабко, а південна і південно-східна частини узбережжя представлені осадовими девонськими пісковиками і глинами, які руйнуються набагато інтенсивніше. Як наслідок – на берегах озера спостерігаються далеко висунуті в море миси з прямовисними схилами, розділені дугоподібними затоками з низькими берегами. На кінцях мисів яскраво виражена руйнівна робота хвиль, а в бухтах – утворююча.

Хвильова абразія виявляється і на штучно створених озерах (водосховищах), особливо в перші роки після введення їх в експлуатацію.

Digitized by ABORIGINAL

Утворююча діяльність озер, в основному, залежить від їх водного режиму, мінералізації води, розмірів озер, особливостей рельєфу і клімату районів їх розташування. Цими чинниками визначається співвідношення механічних, хімічних і органогенних осадків, що формуються в озері.

Механічні відклади представлені гальками, гравієм, піском чи мулами. Формуються вони як за рахунок уламків, що утворюються в процесі абразійної діяльності озер, так і за рахунок привнесеного в озера річками теригенного матеріалу. Значна кількість привнесеного річками матеріалу визначається енергією водного потоку; гірські річки приносять в озеро гравійно-гальковий матеріал, рівнинні – піщано-мулистий. Привнесений матеріал накопичується, в основному, в гирлах, дельті, які з часом можуть повністю заповнити озерну западину. Найшвидше припиняють своє існування безстічні озера. Навіть найбільші з них заповнюються осадками протягом 10–15 тис. років і менше.

Заповнення відкладами проточних озер відбувається по-різному, залежно від їх розмірів і глибини. Неглибокі озера накопичують грубий матеріал, а мулистий виноситься витікаючими з озер річками. Річки, які витікають з глибоких озер, несуть фактично прозору воду. Прикладом може бути багатоводна річка Ангара, що витікає з Байкалу.

Грубоуламковий матеріал (валуни, галечник), що утворюється в процесі абразії, відкладається вздовж крутих берегів у межах хвильоприбійної тераси, далі від берега він змінюється спочатку гравієм, потім піском; за межами прибережної зони (*літоральної*), у перехідній (*субліторальній*) і частково в глибинній зонах озера (*профундальній*) відкладаються теригенні намули.

За даними М. М. Страхова, що встановив основні закономірності накопичення осадових порід в озерах Росії, грубоуламковий матеріал (валуни, галечник, гравій, пісок), наприклад, в озері Байкал зустрічається у вузькій прибережній смузі до глибини 100 м і лише в прилеглій до дельти річки Селенги і деяких інших річок області (в озеро впадає 336 річок і лише одна – річка Ангара – витікає з нього), галечники і піски випадають на великій глибині. У більш глибоководних частинах озера розвинені глинисто-алевритові, а ще глибше – пелітові мули. Мулисті осадки в непроточних озерах відкладаються на менших глибинах (у Каспійському морі – починаючи з 15–20 м, в Аральському – з 5–10 м, у Балхаші – з 3 м).

Digitized by ABORIGINAL

Хімічні і органогенні осадки мають велике значення, в основному, в безстічних озерах, у проточних вони відіграють меншу роль, а нерідко зустрічаються лише у вигляді домішок до механічних осадків.

У піщаних відкладах Байкалу спостерігаються, наприклад, залізисто-марганцеві конкреції. У більш глибоководних частинах озера розвинені діатомово-глинисті мули. Останні часто збагачені залізом, містять марганець і фосфор. У донних відкладах Байкалу відомі також скупчення вуглецю органічного походження (товщиною до декількох сантиметрів). Широко розвинені в озерних відкладах карбонати Ca і Mg у відкладах Байкалу відсутні, що обумовлено низькою температурою його води. Вода в Байкалі прісна (солей не >0,01%), тому нестійкий біогенний кальцит дуже швидко розчиняється. Накопичення осадків у інших проточних озерах загалом близьке до описаного, відрізняючись в деталях залежно від фізико-географічних особливостей тієї зони, де розташовується озеро, від його глибини, від характеру принесеного і винесеного річками матеріалу.

Мілководні простори навіть проточних озер (особливо помірної зони) заростають вологолюбною рослинністю – очеретами, осоками, водоростями. Відмираючі рослини падають на дно водойми, і на них, в свою чергу, розвивається багата і своєрідна флора бактерій (сапрофіти). Таким чином, на дні озер накопичується своєрідна суміш мінерального і органічного мулу – *сапропелю* (гнилистий мул). Широко сапропелітові відклади розвинені в озерах тайгово-лісової зони, потужність відкладів сягає 20 м і більше. Сапропеліти, в міру заболочування озера, перекриваються торфами. Сапропелітові копалини представлені сапропелітовим вугіллям і горючими сланцями.

В озерах унаслідок відмирання рослинних залишків, багатих жирами, можуть утворитися бітумінозні корисні копалина. Якщо в озера поступають збагачені органічними кислотами і солями заліза річкові і ґрунтові води (особливо це спостерігається в зоні розвитку стародавніх льодовиків), то на дні озер на глибинах від 1 до 10 м відкладається залізняк у формі бурого, чорнуватого і зеленуватого матеріалу, або горошин лимоніту (бобова руда). В утворенні останнього беруть участь і бактерії. Цей залізняк має іноді практичне значення. Озерна руда поширена в північній частині Європи і Північній Америці. Серед домішок, крім лимоніту, тут

Digitized by ABORIGINAL

зустрічаються оксиди марганцю і фосфору. В озерах тропічної зони відкладається бобовий боксит.

Осадки солонуватих безстічних озер. Осадконакопичення Каспійського моря і Балхаша схожі з осадконакопиченням Аральського моря. Але відклади Балхаша, розташованого в передгірській зоні, більш різноманітні. Вони представлені галькою, гравієм, піском, різними мулами, зокрема глинисто-вапняковими і вапняково-доломітовими, торфами та ін. У прибережній частині озера Балхаш відкладається великий уламковий матеріал, привнесений в озеро гірськими річками, далі у напрямі до центральних частин розміщуються піски, мули. У донних відкладах Балхаша накопичуються вапняки, мергелі, доломіт і з'єднання Fe.

У солоних (солеродних, самоосадових) озерах переважаюче значення мають хімічні осадки. Влітку більшість цих озер майже повністю випаровується; на поверхні вони покриваються суцільним шаром солі або її плівкою, яка в міру зростання товщини занурюється на дно, утворюючи новий осад. Матковий розсіл *(рона)*, що залишився, перебуває у тісній взаємодії з новоосадами; при подальшому випаровуванні з нього випадають кристали солей, при поповнені озера водою, солі, що випали в осад, переходять в розчин. У дощове літо осадків солі може і не утворитися. У посушливі роки самоосади солі зростають; товщина новоосаду може в такі роки досягати двох і більше десятків сантиметрів.

З усіх самоосадових озер найбільш поширені хлоридні, рідше зустрічаються сульфатні, ще рідше – карбонатні. Хлоридні озера широко поширені в усіх зонах, але особливо багата ними північно-західна і Середня Азія (від Каспійського моря до крайніх меж Хангая). Найбільша кількість озер цієї групи зустрічається в Криму, в пустельних областях Середньої Азії і на півдні Західного Сибіру – в Кулундінському степу понад 3 тис. озер (частина з них реліктові, частина утворилася за рахунок вилуговування солей з порід або шляхом розчинення корінних порід). Влітку в цих озерах випадають осадки гіпсу і кухонної солі, а взимку – гідрогаліту.

У сульфатних озерах влітку випадають гіпс, кухонна сіль, мірабіліт тощо, взимку – мірабіліт.

У карбонатних (содових) озерах улітку випадають кухонна сіль, мірабіліт, а взимку, коли розчинність солей падає, – мірабіліт і сода (Na_2CO_3). Чисто содові озера зустрічаються в Росії, Угорщині,

Digitized by ABORIGINAL

Мексиці, США. Озера, в яких відкладається бура, називаються буратними. Такі озера відомі в Тибеті, Непалі, в США (у живленні їх беруть участь термальні води).

Хімічні і органогенні осадки озер – цінна сировина для хімічної, харчової та інших видів промисловості, грязі їх використовуються в медицині.

19.3. Болота

Болотами називаються перезволожені ділянки земної поверхні, зайняті специфічними рослинами, при відмиранні яких утворюється торф, або рослинними залишками у вигляді торфу чи сапропелю. При цьому умовно ділянки, в межах яких товщина торфу в неосушеному вигляді менша 30 см, а в осушеному – менша 20 см, відносять до забо-лочених земель, а якщо товщина торфу вища вказаних цифр – то до боліт.

Розрізняють два основні типи боліт: вододільні, або *верхові* і долинні, або *низинні*.

Верхові болота розвинені на широких рівнинних вододілах, складених породами, які слабко проводять воду. Живляться вони тільки за рахунок атмосферних опадів. Вода в них надзвичайно бідна мінеральними солями, тому тут розвивається особлива болотяна рослинність (сфагнум, зозулин льон тощо). Залишки болотяної рослинності утворюють торф'яні накопичення, які характеризуються високою калорійністю і малою зольністю.

Долинні, або **низинні** болота живляться не тільки атмосферними опадами, але річковими і ґрунтовими водами, які містять значну кількість мінеральних речовин, тому на просторах цих боліт розвиваються очерети, осока, чагарники чорної вільхи, мох. Торф'яники, що утворюються тут, мають велику зольність і меншу калорійність. У деяких з них, окрім торфу, накопичується також і сапропель. У низинних болотах спостерігаються відклади залізняку (сидерит і лимоніт). Разом із залізняком у відкладах боліт зустрічаються утворення марганцю, фосфору (останні елементи входять до складу мінералу вівіаніту).

Є болота змішаного живлення. Розвиваючись протягом тривалого геологічного часу, і верхові, і низинні болота стають місцями накопичення торфу, який потім перетвориться в різне за складом вугілля (*рис. 19.5*).

Digitized by ABORIGINAL

Рис. 19.5. Торф'яне болото

Основна частина торф'яних боліт у Східній Європі поширена на півночі, північному заході і заході європейської частини (Карелія, Полісся). Це зумовлено, як відомо, тим, що для цих районів властиві відповідні кліматичні, геологічні і географічні умови: надлишок вологи, рівний рельєф, залягання на невеликій глибині водонепроникних гірських порід, водовмісні піщані відклади. На Крайній Півночі також спостерігається надлишок зволоження, проте через низьку температуру торф не накопичується.

Хімічні і органогенні осадки озер – це цінна сировина для хімічної, харчової та інших видів промисловості. Багаті на мінеральні та органічні речовини грязі дуже широко застосовуються в медицині. Сапропеліт використовується також як природне добриво.

Digitized by ABORIGINAL

РОЗДІЛ 20

ГЕОЛОГІЧНА ДІЯЛЬНІСТЬ ЛЬОДОВИКІВ

Льодовики – це природні маси кристалічного льоду, що виникли на поверхні Землі в результаті накопичення і подальшого перетворення твердих атмосферних опадів (снігу). Необхідною умовою утворення льодовиків є поєднання низьких температур повітря з великою кількістю твердих атмосферних опадів, що властиве для холодних країв високих широт і вершинних частин гір.

Сучасні льодовики займають 16 млн км^2, що становить 10% усієї земної суші, причому 99,5% зайнятої льодовиками площі припадає на полярні країни, а 0,5% – на високі гори. Площі зледеніння в даний час скорочуються на всій поверхні Землі. Враховуючи потужність сучасних льодовиків, учені підрахували, що близько 30 млн км^3 вологи немовби законсервовано в цих льодовиках.

20.1. Утворення льодовиків

Льодовики утворюються, головним чином, за рахунок накопичення снігу і подальшого його перетворення. Неодмінною умовою накопичення снігу є велика кількість атмосферних опадів, значна частина яких випадає при температурі нижче 0°, тому скупчення його на поверхні Землі можливі тільки при негативних середньорічних температурах. Для з'ясування умов формування льодовиків у низьких широтах найбільшу зацікавленість являє снігова границя, або снігова лінія. Під сніговою границею розуміють деяку смугу земної поверхні, в межах якої середня річна кількість твердих опадів дорівнює кількості їх танення. Вище снігової лінії сніг навіть влітку зберігається усюди, а нижче – може зберігатися тільки окремими невеликими плямами у пониженнях рельєфу. Вічний сніг може накопичуватися тільки вище снігової лінії. Висота її залежить від ряду причин: широти і висоти місцевості над рівнем моря, кількості опадів, експозиції схилів гірського хребта тощо. На північному полюсі (і на південному) температура нижче нуля тримається цілий рік, тому висота снігової лінії на рівні океану; на Новій Землі – 600 м. У Південній Гренландії висота снігової лінії над рівнем моря досягає 900 м, в Альпах – 2700–2800 м, на Західному Кавказі – 2700 м, на Східному Кавказі – 3500–3800 м, у Гімалаях – 5500–6000 м.

Digitized by ABORIGINAL

Найсприятливішими формами рельєфу в гірських районах для накопичення снігу є циркоподібні улоговини і вирівняні майданчики у верхніх частинах гір. Сніг тут протягом тривалого часу перетвориться спочатку у *фірн*, а потім у *глетчер* (глетчерний лід). При цьому різко змінюються фізичні властивості твердої води. Кубічний метр свіжого снігу важить 85 кг. Фірн – зернистий сніг (розмір зерен – 0,5–5 мм у верхніх шарах фірну, на глибині 6 м – 10–100 мм). Кубічний метр фірнового снігу важить до 600 кг. З часом, під дією процесів підтавання, сублімації і тиску товщі снігу, потужність якого з кожним роком усе більше зростає, зернистий фірн поступово перетворюється спочатку на білий фірновий лід, а потім на блакитний зливний глетчерний лід. Глетчерний лід складається з великих зерен розміром від горошини до курячого яйця. Вага 1 $м^3$ глетчерного льоду становить 900–960 кг.

20.2. Рух льодовиків

Характерною особливістю льоду є його пластичність. Ступінь пластичності зростає при пониженні температури і при збільшенні тиску. В нижній частині льодовика лід має велику пластичність, внаслідок чого може немовби виповзати з-під вище розташованої товщі. Глетчерний лід, виповзаючи з-під свого фірнового покриву, тече подібно до пластичної речовини при великих потужностях, незалежно від рельєфу місцевості. Для того, щоб появився пластичний рух на похилому (до 1°) схилі, необхідна товщина льоду 60–65 м, але на крутих схилах (45° і більше) досить потужності 1,5–2 м.

Швидкість руху льодовиків загалом невелика: від декількох десятків міліметрів до декількох десятків сантиметрів на добу і рідко сягає 3–7 м/добу (великі Памірські і Гімалайські льодовики). Льодовики Гренландії рухаються зі швидкістю від 5 до 20 м/добу, а більші покривні льодовики – до 40 м/добу.

Різна швидкість льодовика призводить до виникнення напруг його в тілі і до утворення направлених під кутом до його країв тріщин. Тріщини можуть утворюватися і з інших причин. Наприклад, при виході льодовика з вузької ділянки долини в широку або з ділянки з похилим дном долини в ділянку з крутим дном. При розширенні долини льодовик, подібно річці, прагне розтектися по ній. При цьому в тілі льодовиків виникають поздовжні тріщини. При збільшенні нахилу ложа льодовика в його тілі виникають

Digitized by ABORIGINAL

поперечні тріщини. Тріщини на поверхні мають ширину в декілька метрів, а глибина їх сягає 100 м і більше. Коли льодовик, минувши дуту ділянку, виходить на ділянку долини з похилими бортами, поверхня його вирівнюється і тріщини сходяться своїми краями.

20.3. Типи льодовиків

Льодовики розрізняються за розмірами, формами, положенням над рівнем моря та іншими особливостями і діляться на три основні типи:

1) материкові, або покривні;
2) гірські;
3) проміжні, або змішані.

Класичні приклади нині існуючих материкових льодовиків – крижані покриви Антарктиди і Гренландії. Площі, які зайняті покривними (материковими) типами льодовиків, дорівнюють 99,5% усієї їх площі.

Материкові льодовики

Антарктичний льодовик

Антарктида займає площу близько 15 млн км^2, з них близько 13,2 млн км^2 покрито льодом. Крижаний покрив утворює величезне плато заввишки до 4 тис. м. За даними сейсмічних досліджень, підлідний рельєф відрізняється великою складністю, наявністю хребтів і широких низин, опущених на десятки і сотні метрів нижче рівня Світового океану. Потужність Антарктичного крижаного покриву змінюється від декількох сотень метрів біля гір або краю материка до 4 тис. м і більш в центральних частинах, особливо в межах низовинних рівнин (Шмідта та ін.). За винятком небагатьох гористих місцевостей, льодовик покриває весь материк, заповнює берег і поширюється в навколишні моря, утворюючи величезні маси шельфового льоду, який частково лежить на шельфі, а частково тримається на плаву. В окремих місцях граничних зон Антарктиди, там де рельєф розчленований, льодовиковий покрив розділяється на окремі вивідні потоки: рухомі, в скелястих або в крижаних схилах. Від країв вивідних і шельфових льодовиків відколюються величезні крижані глиби – *айсберги* (нім. *«Eisberg»* – льодова гора), площа деяких з них досягає 50–100 км^2 (*рис. 20.1*).

Digitized by ABORIGINAL

Рис. 20.1. Айсберги біля узбережжя Антарктиди

Гренландський льодовик

Гренландія займає трохи більше 2 млн км^2, з яких близько 80% покриті материковим льодовиком. Центральна частина льодовикового плато (області живлення) характеризується абсолютними висотами близько 3 тис. м, до крайових частин висота знижується на тисячі і декілька сотень метрів. Максимальна потужність льодовикового покриву Гренландії, за сейсмічними даними, близько 3400 м, середня – близько 1500 м. У гористих околицях Гренландії спостерігаються міжгірські долинні льодовики, наймогутніші з яких виходять в море на різні віддалі, перебуваючи на плаву (*рис. 20.2*).

Рис. 20.2. Льодовики Південної Гренландії: вигляд з космосу

Digitized by ABORIGINAL

Гірські льодовики

Гірські льодовики, або льодовики альпійського типу, розвинені у високих молодих горах з гострими зубчастими гребенями: в Альпах, на Кавказі, Памірі, в Гімалаях, Тянь-Шані та ін. Гірські льодовики, порівняно з льодовиками двох інших типів, відносно дрібні. Вони вінчають або вершину гори – зіркоподібні, або займають поглиблення на схилах гір – висячі чи карові, або рухаються по дну долин – долинні.

Гора Ельбрус – це дві вершини погаслого вулкана – Східна висотою 5621 м над рівнем моря, Західна – 5642 м. Схили від висоти 3500 м, в основному, покриті льодовиками (їх 77), площа яких 144,5 км^2. Льодовики прорізані тріщинами й у нижній частині обриваються з утворенням льодопадів (*рис. 20.3*).

Рис. 20.3. Гора Ельбрус

Карові, висячі і зіркоподібні льодовики – ізольовані та дрібні. Перші з них займають дрібні чашоподібні заглиблення на схилах гір – кари; зважаючи на малу потужність, вони не мають стоку. Другі формуються в западинах на крутих гірських схилах і виходять з них невеликими язиками, треті – займають вершини гір і мають декілька язиків. Різновидом їх є льодовики вулканічних конусів.

Найбільші серед гірських льодовиків за розмірами – долинні льодовики, характерною особливістю яких, як правило, є наявність

Digitized by ABORIGINAL

чітко вираженої області живлення (фірновий басейн) і області стоку (льодовиковий язик). Межа між цими двома частинами льодовика носить назву *фірнової лінії*.

Серед долинних льодовиків розрізняють:

а) прості, що складаються з одинокого льодовика;

б) складні – з двох-чотирьох льодовиків;

в) деревовидні – з декількох льодовиків;

г) саквові – складаються з двох долинних льодовиків на протилежних схилах хребта, але мають одну і ту ж область живлення.

Льодовикові плоскогір'я утворюються в горах з платоподібними або плоско-випуклими вершинами. Найбільше такі льодовики розвинені у Скандинавських горах, тому називаються вони також «скандинавськими». Ці льодовики лежать суцільною масою, спускаючись по краях височин у вигляді висячих і долинних льодовиків, або сходять поступово нанівець (*рис. 20.4*). Їх площі досягають іноді декількох сотень квадратних кілометрів. Льодовики на плоских вершинах є в Центральному Тянь-Шані.

Рис. 20.4. Вид на льодовик Свартисен (Норвегія)

Проміжні льодовики

До проміжного типу відносяться так звані передгірські льодовики і льодовики плоскогір'я. Передгірські льодовики одержали назву по розташуванню біля підніжжя гір. Вони утворюються в результаті

Digitized by ABORIGINAL

злиття численних гірських льодовиків, які виходять на передгірську рівнину і розтікаються в сторони і вперед, створюючи єдиний великий льодовиковий шлейф на великих площах.

20.4. Руйнівна діяльність льодовиків

Льодовикове руйнування

Важливе значення має пластичний або в'язко пластичний рух льоду, який звичайно спостерігається в нижній частині льодовика. Такий рух можливий при значній товщині льоду, яка створює навантаження на його нижні шари, і при достатній його чистоті. При пластичній течії періодично накопичуються горизонтальні напруги, які перевищують пружність льоду, внаслідок чого виникають горизонтальні зриви, вздовж яких розміщені вище частини крижаного покриву «просковзують» по залягаючим нижче. На контакті льодовика з ложем (неоднорідним за рельєфом і складом гірських порід) відбувається сковзання брил. Верхня, крихка частина льодовика розбита численними тріщинами (що йдуть іноді на значну глибину) на брили різного розміру.

При русі льодовиків здійснюється ряд взаємопов'язаних геологічних процесів:

1) руйнування гірських порід підльодовикового ложа з утворенням різного за формою і розмірами уламкового матеріалу;

2) перенесення уламків порід на поверхні і в тілі льодовиків, а також вмерзлих у придонні частини льоду уламків, або переміщування їх волочінням по дну;

3) акумуляція уламкового матеріалу в процесі руху льодовика.

Весь комплекс вказаних процесів і їх результати можна спостерігати в гірських льодовиках, особливо там, де льодовики раніше простягалися на багато кілометрів далі їх сучасних границь. У сучасних покривних льодовиках дослідження процесів стосується, в більшості випадків, тільки їх крайових частин. Про геологічну діяльність покривних льодовиків можна скласти уявлення за четвертинними (антропогеновими) зледеніннями, що неодноразово покривали широкі простори Європи і Північної Америки за останні 800 тис. років.

Руйнівна робота льодовиків називається *екзарацією* (від лат. «*exaratio*» – виорювання). Особливо інтенсивно вона виявляється при великих потужностях льоду. Відбувається захоплення і виламування різних блоків гірських порід, їх дроблення та обточування.

Льодовики, рухаючись поверхнею Землі, проводять велику руйнівну роботу. Захоплені льодовиком уламки породи ще більше

Digitized by ABORIGINAL

підсилюють його руйнівну діяльність. За допомогою вмерзлих в його придонну частину уламків льодовик виорює, стирає, дробить, полірує поверхні гірських порід. Глиби і щебінь залишають на поверхні підльодовикових корінних порід борозни, подряпини, шрами довжиною до декількох метрів і шириною до декількох сантиметрів, за якими можна встановити напрям руху льодовика. Зустрічаючи на своєму шляху скелі із жорстких гірських порід, льодовики згладжують їх і вирівнюють з боку руху льодовика. Схил, звернений до льодовика, в результаті стає похилішим, а з протилежного боку, де згладжуюча діяльність льодовика слабкіша, схил крутий. Такі скелі (іноді великих розмірів) називаються *баранячими лобами*. Групи дрібних баранячих лобів, які утворюють ряд згладжених асиметричних виступів і поглиблень, називають *кучерявими скелями*. Баранячих лобів і кучерявих скель удосталь є в Карелії, на Кольському півострові та у Фінляндії.

З діяльністю льодовиків пов'язане утворення цирків у вершинній частині гір і специфічних форм льодовикових долин-відвершків, що розвиваються в більшості випадків ерозійними гірськими долинами. Льодовики, рухаючись цими долинами, проводять інтенсивну екзарацію їх бортових стінок і ложа. В результаті долина розширюється, заглиблюється і набуває U-подібної форми з плоским дном. Така долина називається *троговою*, або *трогом* (*рис. 20.5*).

Рис. 20.5. Трогова долина в Альпах

Digitized by ABORIGINAL

Льодовикове осадкоутворення

Транспортування і акумуляція

Продукти вивітрювання, які впали з гірських схилів, що оточують фірновий басейн і долину, по якій рухається льодовик, а також продукти підльодовикового вивітрювання і уламки, захоплені льодовиком у процесі його руйнівної роботи, транспортуються ним. Іноді уламки покривають глетчер повністю. Весь переміщуваний і відкладений льодовиком уламковий матеріал називається *мореною*. До складу морен входить різнорідний уламковий матеріал – від тонких глинистих частинок до великих валунів і брил. Існує два типи морен (гляціальних відкладів) – рухомі і відкладені.

Рухомі морени. Рухомі морени мають різне розташування. У гірських льодовиках виділяються:

1) *поверхневі* морени – бічні по краях долинного льодовика, утворюються за рахунок підрізання ним бортів долини, а також у результаті вивітрювання і гравітаційних процесів зі схилів гір (осипів, обвалів) і *серединні* – виникають у результаті об'єднання бічних морен при злитті льодовиків;

2) *внутрішні* морени можуть утворюватися як в областях живлення, так і при сповзанні льодовика в результаті проникнення уламкового матеріалу по тріщинах в його тіло;

3) *донні* морени утворюються за рахунок екзарації і захоплення продуктів руйнування ложа.

Відкладені морени. Серед відкладених виділяються три типи морен:

1) основна (донна);
2) абляційна;
3) кінцева (крайова).

Основні морени – найбільш поширені льодовикові відклади. Матеріал їх представлений продуктами вивітрювання, які впали з бортів фірнового басейну чи були відірвані краями льодовика з бортів, продуктами підльодовикового вивітрювання і уламками, відірваними льодовиком від ложа при його русі. Оскільки льодовик своєю вагою перетирає матеріал, який сам несе, то донна морена разом з великими уламками (щебенем і згладженими валунами) містить пилуваті й гли-нисті частинки. Основні морени формуються після відступу льодовика чи його танення за рахунок матеріалу донної, внутрішніх поверхневих та бокових морен і покривають тільки ту площу, яку займав льодовик.

Digitized by ABORIGINAL

Внутрішні морени представлені уламковим матеріалом, рухомим у тілі льодовика. Складаються вони з гострокутних уламків – продуктів вивітрювання, що накопичилися в сніговій масі області живлення, а також тих, що потрапили в тіло льодовика при обході ним підвищення і за рахунок поверхневих морен, уламки яких попадають по тріщинах у тіло льодовика. Внутрішня морена може утворитися і в тому випадку, якщо у верхній частині гірських долин спостерігається злиття окремих льодовикових язиків. Причому один з них – головний – настільки великий і настільки врізаний у свою долину, що впадаючі в нього бічні льодовики накладаються своїми кінцями на його поверхню.

У випадку, коли льодовики зливаються, мають приблизно однакові розміри і течуть по однаково врізаних долинах, вони з'єднуються своїми краями, де розміщені **крайові морени**. Оскільки крайові частини кожного льодовика несуть бічні морени, то в місці злиття двох льодовиків ці морени також зливаються в одну спільну – **серединну морену.** Бічні морени розташовані з боків льодовика. Матеріал їх накопичується з уламків осипів і обвалів, а також матеріалу, одержаного в процесі руйнівної дії льодовика на борти долини, якою він рухається.

При стаціонарному положенні льодовика уламковий матеріал, який він несе, накопичується на його краю, утворюючи **кінцеву морену**. Чим триваліший час стаціонарного положення, тим вищий підковоподібний (за формою язика льодовика) вал кінцевої морени. Іноді висота його у материкових льодовиків досягає декількох десятків метрів. Якщо льодовик при відступі зупинявся на довгий час кілька разів, то на шляху його відступу формується декілька валів кінцевих морен, які розміщені впоперек трогу вигинами вниз по схилу.

20.5. Ґрунтовий (підземний) лід і багаторічна (вічна) мерзлота

У всіх країнах з холодною зимою ґрунт періодично промерзає з поверхні, і в ньому утворюється ґрунтовий лід, який заповнює пори ґрунту. Глибина промерзання тим більша, чим нижчі зимові температури і чим тонший зимовий сніжний покрив, який захищає ґрунт від крайнього переохолодження. У більшій частині помірного поясу, де середні річні температури позитивні, промерзання має сезонний характер і ґрунт знову відтає влітку. Це явище має назву **сезонної мерзлоти**.

В областях, де середньорічна температура негативна, у нижніх зонах сезонної мерзлоти, в зоні постійних температур, що відповідають

Digitized by ABORIGINAL

середнім річним, гірські породи залишаються мерзлими цілий рік. Вода, що знаходиться в їх порах, весь час залишається в твердому стані у вигляді ґрунтового або підземного льоду. В такому випадку говорять про багаторічну, постійну, або «вічну» мерзлоту. Багаторічна мерзлота широко поширена в субполярному і холодно-помірному кліматі, особливо в Канаді, на Алясці і в Східному Сибіру. В цих областях вертикальний розріз ґрунту і підґрунтя в схемі мають нижчезазначені особливості.

Верхня частина його (потужністю від декількох сантиметрів до 1,5–2 м) має назву діяльного шару. Це шар сезонної мерзлоти, який за літо відтає, а взимку замерзає. Влітку діяльний шар цілком насичений водою або містить воду в своїй нижній частині над водотривкими постійно мерзлими шарами. Це так звані надмерзлотні води.

Води в рідкому стані можуть залягати у вигляді лінз, усередині зони багаторічної мерзлоти, що пов'язані з нерівномірним розподілом у ній температур. Ці води називаються міжмерзлотними.

Міжмерзлотні, а іноді і надмерзлотні води можуть з часом отримати напірні властивості. Ці властивості можуть бути дуже значними.

В інших випадках напірні води виливаються на поверхню Землі й утворюють наледеніння часто значних розмірів. Товщина останніх досягає 5–7 м. Їхня площа може сягати кілька квадратних кілометрів.

Прорив підмерзлотних чи міжмерзлотних вод може бути викликаний діяльністю людини, наприклад зведенням споруд, опалювальних взимку. Під такими будовами мерзлота підтає, і це може відкрити доступ до поверхні залягаючих нижче напірних вод.

Digitized by ABORIGINAL

НОРМАТИВНІ НАВЧАЛЬНІ ЕЛЕМЕНТИ З ЧАСТИНИ ІІ

1. Екзогенні геологічні процеси.
2. Ендогенні геологічні процеси.
3. Вивітрювання.
4. Денудація. Акумуляція.
5. Кори вивітрювання.
6. Корисні копалини, пов'язані з корами вивітрювання.
7. Ґрунти і ґрунтоутворення.
8. Геологічна робота вітру.
9. Коразія і дефляція.
10. Еолові відклади.
11. Гравітаційне переміщення.
12. Кріп, або повільна течія.
13. Швидка течія.
14. Ковзання і падіння.
15. Текучі води – геологічна діяльність.
16. Геологічна робота річок.
17. Яроутворення.
18. Утворення річкових долин.
19. Перенесення та акумуляція.
20. Геологічна діяльність підземних вод.
21. Походження підземних вод.
22. Води у зоні аерації.
23. Води у зоні насичення.
24. Мінералізація підземних вод.
25. Руйнівна діяльність підземних вод.
26. Механізм утворення карсту.
27. Карстові печери Криму.
28. Утворююча діяльність підземних вод.
29. Геологічна діяльність океанів та морів.
30. Головні елементи рельєфу океанічних басейнів.
31. Континентальні шельфи.
32. Система серединно-океанічних хребтів.
33. Ложе Світового океану.
34. Руйнівна діяльність моря.
35. Головні елементи абразійних берегів.
36. Переробка берегів водосховищ.
37. Основні елементи берегової зони водосховищ.
38. Озера, їх геологічна роль, діяльність озер.
39. Походження та типи озерних улоговин.
40. Водний режим озер.
41. Геологічна діяльність озер.
42. Руйнівна діяльність озер.
43. Утворююча діяльність озер.
44. Болота.
45. Формування льодовиків.
46. Рух льодовиків.
47. Материкові льодовики.
48. Гірські льодовики.
49. Типи морен.
50. Ґрунтовий (підземний) лід.
51. Багаторічна (вічна) мерзлота.
52. Льодовикове осадкоутворення.
53. Морени рухомі.
54. Екзарація.
55. Карові, висячі і зіркоподібні льодовики.
56. Самоосадові озера.
57. Сапропель, торф.
58. Термокарстові озера.

Digitized by ABORIGINAL

ЗАПИТАННЯ ДЛЯ САМОПЕРЕВІРКИ

1. Дайте загальні відомості про динаміку геологічного середовища під впливом екзогенних геологічних процесів і факторів.
2. Дайте загальні відомості про динаміку геологічного середовища під впливом ендогенних геологічних процесів і факторів.
3. Вивітрювання порід як комплексний процес фізично-хімічної зміни речовини.
4. Денудація, головні фактори та умови протікання процесу.
5. Яка рельєфоутворююча роль денудації?
6. Назвіть основні процеси нагромадження пухких мінеральних і органічних відкладів на земній поверхні й на дні водоймищ.
7. Охарактеризуйте розвиток екзогенних геологічних процесів у реальному вимірі часу.
8. Палеогеографічна обстановка часу формування кор вивітрювання і зв'язок з ними різноманітних корисних копалин.
9. Дайте характеристику формуванню, походженню, хімічному складу чорнозему, принципам класифікації і методам дослідження цих ґрунтів.
10. Розкажіть про важливу роль гравітаційного переміщення у геологічних процесах, що виникають під дією сили тяжіння.
11. Які відмінності дефляції і коразії, форми вітрового руйнування гірських порід?
12. Яка дія ендогенних та екзогенних процесів у формуванні рельєфу?
13. Визначіть два основні генетичні типи еолових відкладів – еолові піски й еолові леси.
14. Яка природа походження та основні заходи боротьби з селями і потужними кам'яними потоками?
15. Проаналізуйте складний комплекс чинників утворення потужних зсувів гірських порід.
16. Дайте характеристику трьом основним типам річок, кліматичним і геологічним факторам їх формування.
17. Великий Каньйон як один із об'єктів Семи Природних Чудес Світу – його характеристика, процеси утворення і розвитку.

Digitized by ABORIGINAL

ЧАСТИНА ІІІ

ГЕОЛОГІЧНА ІСТОРІЯ ЗЕМНОЇ КОРИ. ТЕКТОНІЧНІ ГІПОТЕЗИ. ІСТОРІЯ ФОРМУВАННЯ РЕЛЬЄФУ ЗЕМЛІ

Digitized by ABORIGINAL

РОЗДІЛ 21

ГЕОЛОГІЧНА ІСТОРІЯ ЗЕМЛІ. ДОКЕМБРІЙ (4560–570 МЛН РОКІВ ТОМУ). ФАНЕРОЗОЙСЬКИЙ ЕОН (570–0 МЛН РОКІВ ТОМУ). ПАЛЕОЗОЙСЬКА ЕРА (570–245 МЛН РОКІВ ТОМУ)

21.1. Докембрійська Земля

Докембрій (криптозой) вважали своєрідною геологічною *terra incognita,* що невідомо коли розпочалася і не залишила після себе жодних викопних слідів. Тільки в 1956 р. визначили вік Землі і порід докембрію – понад 4000 млн років. Відтоді було виявлено скам'янілості, визначено вік порід, сформована точка зору на походження Сонячної системи. Відомо, що в ранній історії Землі відбулося чимало катастрофічних змін. Первісне нарощування суходолу і відокремлення мантії від ядра, що супроводжувалося метеоритними бомбардуваннями, завершилось утворенням місячного вигляду Землі. Після формування земних сфер утворилися первинна атмосфера та океани, де виникло і розвивалося життя. Однак нові метеоритні бомбардування, що залишили глибокі сліди на поверхні Місяця, спустошили і Землю, спричинивши розплавлення земних порід. Атмосфера й океани утворилися 3800 млн років тому. Збереглися й сліди перших викопних біологічних форм, хоча тодішні біологічні форми потерпали від браку кисню і надмірної кількості інтенсивного ультрафіолетового опромінення, оскільки над ними не було захисного озонового шару. Атмосфера й океани не одразу набули свого нинішнього вигляду та складу. Температури на поверхні поволі знижувалися, поступово накопичувався кисень, зростала кількість фотосинтезуючих мікроорганізмів, що виділяли кисень; збільшувався і захисний озоновий шар – цьому сприяло випаровування води, внаслідок чого кисень та озон піднімалися у верхні шари атмосфери.

Докембрій ділиться на два акрони: архейський і протерозойський. Внаслідок процесів у надрах Землі в одних місцях утворювалися нові гірські породи океанічного дна, а в інших – вони руйнувалися. Також зростали плити континентів й почали рухатися літосферні плити. Тоді ж почали розвиватися різноманітні морські мікроорганізми. Подальші вулканічні виверження, падіння уламків космічних тіл і кліматичні зміни спричинили появу зледенінь. Але, попри негативні наслідки, саме ці події сприяли еволюції.

Digitized by ABORIGINAL

Океани й континенти

У глибокому археї на Землі існували первинна атмосфера і первісний океан, які виникли в результаті дегазації порід магми. Поступово вода океанів розчиняла різні сполуки, у ній підвищувався вміст солі. Диференціація речовини надр зумовила формування верхньої частини земної кори. Внаслідок безперервних подальших вулканічних виверженъ та зміни продуктів вулканізму в поверхневих умовах виникали нові поверхневі породи. Земна кора розкололася на кілька літосферних плит, які розпочали дрейф по поверхні Землі, вони сходилися й розходилися.

Первісне життя

Найдавніші сліди життя на Землі, які збереглися у вуглецевмісних рештках метаморфічних порід у Гренландії, датуються віком 3800 млн років. Найдені рештки належать організмам, ймовірно, водним прокаріотам (бактеріям), що поглинали променеву енергію Сонця. Невідомо, як ці перші життєві форми пережили руйнівні метеоритні бомбардування: не виключено, що життя зароджувалося двічі, або ж його було занесено на Землю з космічними тілами.

Близько 3460 млн років тому ці фотосинтезуючі мікроорганізми зростались на теплих мілководдях у горбки, які називають строматолітами, тоді як інші мікроорганізми, що поглинали хімічні речовини, розвивалися біля підводних гарячих джерел. Хімічні викопні рештки свідчать, що перші еукаріоти (організми, клітини яких мали ядро) утворилися близько 2700 млн років тому, хоча вік перших викопних слідів їх існування – 2200 млн років.

Насичення атмосфери киснем

Близько 2700 млн років тому примітивні фотосинтезуючі організми почали виробляти кисень, який спочатку окислював залізо в океанах, потрапляючи в атмосферу лише частково. 2200 млн років тому кількість кисню не перевищувала 1% від нинішніх показників (сьогодні кисень становить 21% від об'єму атмосфери), а 1900 млн років тому рівень кисню вже досяг 1,5%. Мікроорганізми з низьким умістом кисню пристосовувались до нових умов, зариваючись в осадові породи. Коли рівень кисню досяг 2%, почалося формування озонового шару, який затримував зовнішнє ультрафіолетове випромінювання, особливо шкідливе для ДНК. Близько 1900 млн років тому озоновий шар повністю сформувався. У насиченій киснем атмосфері, захищеній озоновим щитом, склались сприятливі умови для бурх-

Digitized by ABORIGINAL

ливого розвитку нових життєвих форм, і Землю заселили фотосинтезуючі організми.

Життя багатоклітинних

Ниткоподібні мікровикопні організми з Мічигану (США) *Gypania* налічують 2200 млн років. Вони належать до перших викопних решток еукаріотів. Ці організми, ймовірно, мали багатоклітинну структуру, хоча чіткі скам'янілості перших багатоклітинних датуються віком 1200 млн років, вони належать до червоної водорості *Bangiomorpha*, найденої у Північній Канаді. Багатоклітинна будова цих мікроскопічних організмів свідчить про їх певну спеціалізацію. Близько 1000 млн років тому, наприкінці протерозойської ери, в розвитку еукаріотів стався «великий вибух» – склалися умови, сприятливі для появи більших за розмірами і різноманітніших організмів. З'явилися багатоклітинні, здатні до статевого розмноження (у Китаї знайдені викопні зародки віком 600 млн років). Раніше вважалося, що саме розвиток функції статевого розмноження з обміном генетичного матеріалу спричинив таке розмаїття. Тепер відомо, що це припущення хибне, оскільки бактерії теж обмінюються генетичним матеріалом. Можливо, причиною є здатність багатоклітинних до зростання, хоча деякі їх клітини вже виконували певні функції. Віком приблизно 580 млн років датуються викопні рештки перших великих тварин (едіакарської фауни) і перших панцирних (*Cloudina*), рештки яких були знайдені в утворених 555 млн років тому морських відкладах у Намібії.

Крижана Земля

Сьогодні є чимало доказів на підтвердження теорії про те, що в докембрії Земля зазнавала великих материкових зледенінь. Льодовикові шапки простягалися від полюсів до тропіків. Доказом того, що в низьких широтах теж було зледеніння, є залишки там льодовикових відкладів. Результати досліджень магніто-орієнтованих мінералів у складі докембрійських льодовикових відкладів на всій земній кулі свідчать, що 730–580 млн років тому було кілька зледенінь – Стуртіанське і Варангіанське (в періоди між ними льодовики відступали), і що найперше з них – Гуронське – сталося близько 2450–2200 млн років тому. Цю теорію підтверджує наявність типових відкладів ущільнених морен – тилітів, характерних для низьких широт, та карбонатних відкладів, що залягають безпосередньо над льодовиковими утвореннями. Наявність в океанах осадових залізистих утворень свідчить про переважання тоді характерних для льодовикових епох умов кисневого голодування.

Digitized by ABORIGINAL

Причину цього явища точно не з'ясовано. Існує думка, що зледеніння були пов'язані з процесом утворення континентів у тропічних областях, внаслідок збільшення кількості відбитого від планети світла і, як результат – глобального похолодання.

М'якотілі аномалії

Едіакари – це докембрійські викопні рештки представників групи морських організмів. Вони жили 580–543 млн років тому і вважаються першими відомими тваринами. Довжина їх тіла сягала понад 2 м, а самі вони нагадували сучасних медуз, хоча їх спорідненння з сучасними групами організмів не встановлено. Форми едіакар були різні (плоскі, дископодібні й листоподібні), деякі мали дископодібні відростки, інші ж були вкриті химерними візерунками. Відомо більше 100 видів цих м'якотілих організмів. Едіакари з'явилися після останнього зледеніння і розвивалися після танення льодовиків.

21.2. Палеозойська ера

Палеозой означає «стародавнє життя». На початку палеозою з'явилися численні панцирні викопні й почали розвиватися наземні рослини. Але внаслідок величезної катастрофи наприкінці пермського періоду з лиця Землі було стерто 90% видів існуючих на той час організмів.

Тектоніка плит

У результаті руху літосферних плит форма континентів змінювалася, утворювалися нові океани, а дно давнього океану зазнавало процесів субдукції. У палеозойську еру більшість материків північної півкулі з'єдналися, утворивши континент Лавразію. А з часом з південної півкулі на північ змістився континент Гондвана і, зіткнувшись з Лавразією, утворив суперконтинент – Пангею, який наприкінці палеозою простягався від полюса до полюса.

Кембрійський розквіт

У середині XIX ст. на підставі викопних знахідок вважалося, що життя зародилося на початку кембрію з появою різноманітних морських організмів – губок і трилобітів з мінералізованими панцирами та іншими твердими частинами скелетів. Але тепер відомо, що життя виникло набагато раніше, оскільки викопні сліди перших панцирних тварин виявлено в породах пізнього докембрію. Однак і досі вважається, що масово різноманітні панцирні з'явилися на початку кембрію. Основна частка цих викопних – це крихітні молюски

Digitized by ABORIGINAL

і панцирні членистоногі (тварини з парними зчленованими кінцівками). Ймовірно, тоді і справді відбувся бурхливий розквіт життя. Однак деякі вчені це заперечують. Найпевніше тому, що у багатьох організмів з'явилися панцирі й тверді частини тіла, захищені краще, ніж м'які. Викопні знахідки кембрійського періоду в Китаї, в канадському Берджес-Шейлі й на півночі Гренландії свідчать, що вже тоді існувало безліч членистоногих, як і ареалів різних тварин. Можливо, ці організми існували і в пізньому докембрії, а кембрійський розквіт лише підтверджує їхню життєстійкість. Втім, до кембрійського періоду належать численні викопні знахідки, які свідчать про появу основних груп морських безхребетних, чимало з яких згодом вимерли (археациати, трилобіти, конодонти і граптоліти). Останні знахідки в Китаї підтверджують, що в кембрії з'явились і перші рибоподібні тварини із зачатками хребта (жорстким хрящем – так званою спинною струною). Але всі життєві форми зустрічалися тільки в морях; у прісних водоймах і на суходолі організмів ще не було. Вірогідно, що мікроорганізми встигли вже заселити і ці середовища.

Життя в морі

Оскільки в скам'янілостях збереглися мінералізовані тверді частини (панцирі, кістяки й зуби), важко об'єктивно судити про ті чи інші форми життя. У морській фауні кембрію, ордовику і силуру переважали організми, яких нині немає або їх кількість істотно зменшилась. Найпоширеніші були панцирні брахіоподи, подібні до двостулкових молюсків, але не схожі на них за структурою. Двостулкові молюски і ліпариси існували й тоді, але особливо поширені були їхні плавучі родичі – цефалоподи (кальмароподібні тварини), як і повзучі трилобіти, плавучі конодонти та граптоліти, що нині вимерли. У теплих морях і на мілководдях існували коралові рифи, губки, листоподібні тварини – так звані бріозони, вапнякові водорості, членистоногі та черви. Втім, після них збереглися лише нірки.

Льодовиковий період

Знахідки у вигляді відшліфованого льодовиками каміння, винесених льодовиками брил та інших льодовикових відкладів у породах пізнього ордовика в Північній Америці, судячи з усього, пов'язані з суровим кліматом. Однак дослідження залізистих мінералів та частинок, зорієнтованих магнітним полем Землі в ордовицький період, свідчать, що ці породи сформувалися ближче до Південного полюса, а потім поча-

Digitized by ABORIGINAL

ли рухатися разом із континентальними плитами під дією тектонічних процесів. Африка і Південна Америка, обидві складові частини суперконтиненту Гондвана, були вкриті льодовиками і полярними льодовими шапками. Різка зміна клімату і зниження рівня моря наприкінці ордовика призвели до масового вимирання тварин і 50% видів морських організмів.

УОЛКОТТ Чарльз Дуліттл
(1870–1927)

Уолкотт Чарльз Дуліттл (Walcott Charles Doulittle) народився 31 березня 1850 р., Нью-Йорк-Мілс (Онайда, Нью-Йорк). Помер 9 лютого 1927 р. у Вашингтоні, США. Палеонтолог, геолог. Іноземний член-кор. РАН по розряду біологічному Фізико-математичного відділення з 2 грудня 1895 р., почесний член – з 3 січня 1925 р.

У 1892 р. палеонтолог Чарльз Уолкотт, знаменитий тим, що він відкрив сланець Берджесс, виявив у пісковиках поблизу Хардінга (штат Колорадо) фрагментарні залишки безщелепної риби. Вік цих пластів налічував близько 450 млн років. З тих же порід були витягнуті інші цікаві залишки хребетних істот, зокрема луска гнатостоми – схожого на акулу хижака, забезпеченого щелепами.

Американський палеонтолог Чарльз Уолкотт зібрав близько 70 тис. викопних видів середнього кембрію в Берджес-Шейлі і в канадських Скелястих горах. У знайдених викопних збереглися м'які частини тіла, за якими можна скласти уявлення про морське життя тих часів. Ч. Уолкотт очолював американську Службу геологічної розвідки, був секретарем Інституту Смітсона у Вашингтоні (США).

Життя на суходолі

Скам'янілі сліди прісноводних членистоногих та спор примітивних мохоподібних рослин, виявлені в ордовицьких відкладах, свідчать про вихід життя з води на суходіл. У силурі з'явилися пряморослі (судинні) рослини – рініофіти, такі, як *Cooksonia,* які існували лише у водному середовищі, та дрібні членистоногі, котрі живилися розкладеними рештками собі подібних. У ранньому девоні виникло величезне розмаїття наземних рослин і тварин, а в пізньому девоні перші ліси вкрили низинні припливно-відпливні зони узбережжя, що кишіли рибою. У деяких риб уже сформувалося по дві пари кінцівок (це були перші четвероногі), і в пошуках корму вони вибиралися на суходіл, хоча розмножувались у воді.

Ранні суходільні четвероногі були саламандро-подібними тваринами завдовжки 1 м. Відомо, що в період розмноження вони поверталась у воду. Ближче до середини кам'яновугільного періоду почали розвиватися групи земноводних тварин і тих, що більше нагадували пла-

Digitized by ABORIGINAL

зунів. Вони були завдовжки 2–3 м і нагадували крокодилів та ящірок. У період від пізнього кам'яновугільного до пермського часу з'явилося чимало різних видів плазунів, які заселили суперконтинент Пангею. Деякі з них, напевно, еволюціонували в динозаврів, інші – в черепах і ссавців.

Характерна для кожного континенту послідовність нашарувань осадових гірських порід свідчить про те, що в палеозої відбулися різкі зміни клімату – від охолодження морських вод в ордовику й поширення пустель у девоні до утворення тропічних морів у кам'яновугільний період (в ранню епоху), тропічних дощових лісів (у середню і пізню епохи) та формування пустель у пермський період. Послідовні зміни клімату пояснюються не кліматичними коливаннями, а рухом континентів, спричиненим зміщенням літосферних плит з континентами. Так, між ордовицьким і пермським періодами Північна Америка (на Лаврентійській плиті) змістилася з Південної півкулі у Північну.

Наприкінці пермського періоду, в результаті найбільшого масового вимирання, зникло 90% живих організмів (60% існуючих родів). Серед вимерлих груп були корали, трилобіти і водяні скорпіони. Значно зменшилася кількість багатьох суходільних тварин і таких організмів, як голкошкірі криноідеї (морські лілії), брахіоподи та молюски.

Геологи намагалися знайти якусь тому причину. Було висунуто припущення, що масове вимирання наприкінці пермського періоду спричинене падінням гігантського метеорита. Вимирання збіглося з потужними викидами лави та вулканічних газів у Сибіру (сибірські трапи), що вплинули і на глобальну зміну клімату. Крім того, доведено, що у той період в океанах бракувало кисню, внаслідок чого були розірвані живі ланцюги і вимерло багато груп тварин. Причиною пізньопермського вимирання могли стати раптові потужні викиди вуглекислого газу із замерзлих згромаджень метану – газових гідратів, що залягали пластами криги на океанічному дні.

Digitized by ABORIGINAL

РОЗДІЛ 22

ФАНЕРОЗОЙСЬКИЙ ЕОН (570–0 МЛН РОКІВ ТОМУ): МЕЗОЗОЙСЬКА (245–65 МЛН РОКІВ ТОМУ) І КАЙНОЗОЙСЬКА (65–0 МЛН РОКІВ ТОМУ) ЕРИ. ГІПОТЕЗИ ПРО ФОРМУВАННЯ І РОЗВИТОК ЗЕМЛІ

22.1. Мезозойська ера

Мезозойська ера (або «середнє життя») тривала 187 млн років, включаючи тріасовий, юрський та крейдовий періоди. Мезозой знаходиться між двома епохами вимирання (друга відома як крейдове вимирання). Мезозой ще називають ерою плазунів, оскільки в ті часи їх було найбільше: динозаври панували на суходолі, іхтіозаври і плезіозаври – в морях, а птерозаври – в повітрі.

Життя в морі

Вимирання і руйнування палеозойських рифів у кінці пермського періоду вплинуло на розвиток морського життя: з'явились нові коралові рифи і морські тварини, були відновлені живильні ланцюги. Поруч з брахіоподами еволюціонували більш життєстійкі – двостулкові і черевоногі молюски. Саме тоді з'явились кісткові й хрящові риби, зокрема акули – головні хижаки. Водні простори опанували нові морські плазуни, черепахи й крокодили, які жили поруч із вимерлими згодом плезіозаврами, дельфіноподібними іхтіозаврами та мезозаврами.

Життя на суходолі

Життя рослин

Наприкінці пермського і на початку тріасового періоду зникли палеозойські рослини (папороті, плауни і хвощі), натомість з'явилися нові групи, включаючи хвойні, що розмножувалися за допомогою насіння з шишок. Хвойні, а також цикадові та саговникові бенетити переважали в юрський і крейдовий періоди. Більшість цикадових, які теж мали насіннєві шишки, поширилися навіть у полярних областях, коли ті ще не були вкриті кригою. У крейдовий період почали розвиватися квіткові (покритонасінні) рослини. Вони мали деякі особливості, які властиві іншим мезозойським рослинам – квіткові репродуктивні структури, що їх мали бенетити (незапліднене насіння містилося в них у плодолистику).

Динозаври

Протягом 150 млн років, з пізньотріасової епохи до кінця крейдового періоду, на суходолі панували плазуни. До найпоширеніших

Digitized by ABORIGINAL

груп належали динозаври, об'єднані в 900 родів: від двоногих, завбільшки з ворону, до найбільших чотириногих зауроподів завдовжки до 34 м.

У 1842 р. було встановлено, що динозаври належали до груп вимерлих плазунів, які пересувалися на зігнутих ногах (на відміну від сучасних плазунів, у яких лапи широко розставлені). Чимало великих динозаврів живилися рослинами, оскільки мали довгу шию, що давало їм **змогу** дотягуватися до верхівок мезозойських дерев. У ті ж часи жили й такі велетенські м'ясоїдні хижаки, як юрські алозаври завдовжки до 12 м.

Протягом мезозою динозаври заселили більшу частину доступних місць проживання. Існували два типи динозаврів: перші за будовою таза були подібні до птахів, другі нагадували плазунів. До останнього типу належала група так званих маніраптораноських динозаврів (деякі з них були оперені), причому до однієї з крейдових груп цих дрібних хижаків, ймовірно, належали й предки птахів.

Ссавці і птахи

Ссавці (4250 видів) і птахи (9 тис. видів) належать до двох груп теплокровних хребетних, поширених у кайнозойській ері. Хоча плазунів тоді теж не бракувало (6 тис. видів), більшість із них були менші за ссавців. Викопні знахідки підтверджують, що ссавці і птахи походять від плазунів раннього мезозою. Судячи із скам'янілих слідів, обидві ці групи поширилися лише після крейдового вимирання, коли зникли деякі ранні ссавці і багато представників найрозвиненіших груп пернатих. Проте відразу після мезозойської ери, в палеоценову епоху, з'явилося багато різних груп ссавців і птахів. Викопні знахідки підтверджують, що представників цих груп було значно більше, ніж їхніх предків у пізньокрейдову епоху.

Примітивні мезозойські ссавці були різні – розміром від землерийки до великих щурів, однак більшість їх вимерла. Сумчасті та яйцекладні монотремеси вижили, зокрема в Австралії та у Північній і Південній Америці.

Зміни клімату

У мезозої ще не існувало полярних льодовикових шапок, і глобальні температури були високі (в середньому 19°С), однак рівні вуглекислого газу коливалися, дедалі знижуючись протягом мезозойської і кайнозойської ер.

65 млн років тому, наприкінці крейдового періоду, під час крейдяного вимирання, клімат почав змінюватися. За деякими даними

Digitized by ABORIGINAL

саме на той час припав короткий період глобальних пожеж, в яких загинуло багато тварин, а потім, ймовірно, настало тривале потепління, якому сприяли і викиди парникових газів, що виділялися з лави під час Деканських виверженъ, після яких в Індії утворився цілий гірський масив – плато Декан.

Вимирання

Наприкінці крейдового періоду вимерло близько 50% видів. І серед них – динозаври (не враховуючи птахів), морські й літаючі плазуни та амоніти (панцирні й кальмароподібні тварини). Їх зникнення збіглося з падінням велетенського метеорита в Карибському морі, неподалік від півострова Юкатан, у Чиксулубі (Мексика), а також з Деканськими лавовими виверженнями. Ці події значною мірою вплинули на земний клімат, хоча більшість тварин вимерла, ймовірно, все-таки після метеоритного удару.

22.2. Кайнозойська ера

Кайнозойська ера триває 65 млн років, аж до наших днів (кайнозой означає «нове життя»). У той час з'явилися різноманітні сучасні кісткові риби, квіткові рослини, запилювальні комахи, птахи і ссавці, в тому числі примати.

Розкол літосферних плит і вулканізм

Рух літосферних плит у кайнозої вплинув на еволюцію життя. Дрейф континентів, формування гір і височин уздовж західної межі обох Америк спричинило зміни клімату, а в Південно-Західній Азії – формування Гімалаїв і Тибетського нагір'я, сприяло появі мусонів. Унаслідок розколу плит і вулканізму утворилися Північна Атлантика і Східно-Африканська зона розломів, де розвивалось чимало приматів.

Кайнозойський вулканізм зумовив утворення височин і розломів. Так, у ранньому кайнозої між Гренландією і Норвегією виникла Ісландська куполоподібна область завширшки 2 тис. км і заввишки 2 км, утворився розлом, через який виверглася лава. Північну частину розлому затопило водами Атлантичного океану, причому цей процес триває в Ісландії і донині. Таке куполоформування відбувалося і в Африці, там теж утворився розлом (у сучасній Ефіопії), через який виверглася базальтова лава (31–28 млн років тому), а в Північній Америці (сучасна Колумбія) стався викид лави (15 млн років тому).

Digitized by ABORIGINAL

Волтер АЛЬВАРЕС
(нар. 1940 р.)
і
Луїс АЛЬВАРЕС
(1911–1988)

Американський геолог Волтер Альварес виявив у крейдяно-кайнозойській морській глині велике скупчення рідкісного елементу іридію. У 1980 р. він разом з батьком Луїсом Альваресом, Нобелівським лауреатом з фізики, висунув гіпотезу, що така кількість іридію могла потрапити на Землю тільки з позаземним тілом (наприклад, з великим метеоритом). Потім Альвареси висунули припущення, що динозаври вимерли внаслідок катастрофи, спричиненої метеоритним ударом.

Життя в морі

Після вимирання у крейдовий період життя в морях та океанах поступово набрало нинішніх форм – від рифоутворюючих організмів до вищих хижаків. Однією з еволюційних подій став розвиток різноманітних сучасних кісткових риб після вимирання великих морських хижих плазунів. Від них збереглися тільки черепахи, деякі види крокодилів, ігуан та змій, переважно невеликих розмірів. Велике значення мала поява морських ссавців, зокрема китів і дельфінів (китоподібних) серед хребетних, які з суші повернулися до життя в морському середовищі. Від різноманітних еоценових ссавців походили і деякі види, які згодом вимерли. Від них 35 млн років тому виникли сучасні кити.

Життя на суходолі

На початку кайнозойської ери ссавці зайняли ареали плазунів, які вимерли наприкінці крейдового періоду. Проте між новими ссавцями існували і значні відмінності. Так, в Австралії і Південній Америці збереглися сумчасті та яйцекладні ссавці, в решті регіонів переважали плацентарні. Їхні більші і розвинутіші малята досить довго живилися через плаценту, перебуваючи в материнському лоні. Від сумчастих еволюціонували як рослиноїдні, так і м'ясоїдні хижаки різних видів, які з часом розвинулися в плацентарних гризунів, гіпопотамів, коней, собак і великих кішок. А оскільки кількість різноманітних і більш розвинених плацентарних дедалі зростала, вони помалу витіснили сумчастих. Після виникнення суходолу між Північною і Південною Америкою плацентарні й сумчасті почали мігрувати з одного континенту на інший.

Серед ранніх кайнозойських плацентарних ссавців були землерийкоподібні комахоїдні, але невдовзі з'явились і більші рослиноїдні

Digitized by ABORIGINAL

(завбільшки з овець), що живилися гілковим кормом і коренеплодами. А в пізньому пліоцені почали розвиватися носорогоподібні рослиноїдні та хижаки завбільшки з собак. Кількість сімей плацентарних зросла з 21 у пізньому крейдовому періоді до 111 в ранньому еоцені. Невдовзі всі ареали на Землі зайняли плацентарні: моря заселили видри, тюлені й кити, а суходіл – найрізноманітніші ссавці, від землерийок до велетенських рослиноїдних, зокрема, 8-метровий гігантський носоріг *Indricotherium, який* згодом вимер, і численних хижаків, тоді як у повітрі переважали кажани. Зміни клімату та умов довкілля впливали і на еволюцію ссавців, а також призвели до скорочення лісів та розширення лук, що, в свою чергу, сприяло розвиткові запилюючих комах, співочих птахів і травоїдних ссавців. Окрім того, ці зміни вплинули і на еволюцію гомінідів (вищих приматів і людей).

Утворення гір

Протягом кайнозойської ери на Землі утворилися чотири основні гірські пояси: Анди, Скелясті гори, Альпи і Гімалаї. Поява Андів – класичний приклад процесів гороутворення. Анди виникли в результаті сходження Тихоокеанської і Південноамериканської літосферних плит, що супроводжувалося підсуненням першої плити під другу, а також частими землетрусами й вулканічними виверженнями.

Альпійсько-Гімалайський пояс сформувався внаслідок зіткнення Африканської та Індійської плит з Європейською та Азіатською відповідно. Як наслідок зміщення Африки на північ закрилася західна частина океану Тетіс. При цьому його відклади були стиснені, вони ущільнились і піднялись, утворивши численні складки та розломи – так з'явились Альпи. Відокремлення Індії від Африки й Антарктиди в мезозої спричинило субдукцію східного узбережжя Тетісу та його приєднання до Азії. Цей процес розпочався 20 млн років тому. При зіткненні Індостанської платформи з Азіатським материком знову відбулося стиснення й ущільнення порід, що супроводжувалося підняттям, утворенням складок і розломів – так виникли Гімалаї. А в результаті подальшого зміщення Індії на північ нижня частина Індійської платформи, імовірно, опустилася під Тибет, унаслідок чого він ущільнився й піднявся, але без утворення складок. Виникнення такого високого й великого нагір'я призвело до помітної зміни клімату в регіоні і формування південно-східних азіатських мусонів.

Digitized by ABORIGINAL

Походження людини

Люди, мавпи і лемури належать до ссавців, яких у 1758 р. шведський натураліст Карл Лінней вперше об'єднав в одну групу. Судячи з викопних знахідок, ранні мавпоподібні ссавці походили від дрібних комахоїдних, таких як землерийкоподібні *Purgatorius,* що жили в ранньому палеоцені. А в ранньому кайнозої в Північній Америці та Європі виникла група білкоподібних дереволазних тварин (плезіадапіформів).

Слідом за ними з'явилися довгоп'ято- і лемуроподібні примати, які поширилися в Африці та Азії разом з двома групами вищих приматів – чіпкохвостих, вузьконосих мавп і великих приматів. З останньої групи в Африці і походять гомініди. 18 млн років тому (в ранньому міоцені) серед них виник безхвостий мавпоподібний *Proconsul,* який умів лазити по деревах і пересуватися на чотирьох лапах. У пізньому міоцені з'явилося безліч різних приматів, які розділилися на африканську, європейську та азіатську гілки, при тому, що деякі примати збільшились і в розмірах. Від африканських вищих приматів походять горили, шимпанзе і люди. Першими від них відділилися горили (6–8 млн років тому), а в шимпанзе і людей лишився один спільний предок, який, згідно з молекулярним годинником, жив 5–7 млн років тому.

Поширення гомінідів

Хоча викопних слідів наших далеких родичів (гомінідів) майже не залишилося, за останні півстоліття в результаті пошуків на півдні Африки та уздовж Східно-Африканської зони розломів були виявлені деякі сліди їхньої еволюції. Нещодавня знахідка викопного черепа з характерними людськими ознаками (він належав гомінідові, названому *Sahelanthropus)* підтверджує, що його вік – 7 млн років. А судячи з кісток ніг *Orrorin,* яким 6 млн років, цей гомінід мав уже вертикальну ходу, тобто пересувався на двох ногах, але довести це вдалося лише після того, як було виявлено летолійські сліди. 3 млн років тому ці ранні родичі людини, ймовірно, були схожі на невеликих – майже 1 м на зріст – двоногих мавп (австралопітекових) з маленьким мозком. Згодом вони розділилися на дві гілки: великощелепних гомінідів, які живилися рослинами й дрібними тваринами та дрібнощелепних рослиноїдних та м'ясоїдних з більш розвиненим мозком, які вже користувалися знаряддями. До останніх належали ранні члени нашого роду – *Homo.*

Digitized by ABORIGINAL

Ознаки людини

Судячи з викопних людських кісток і знарядь з каменю, наші предки набували властивих людині ознак поступово – протягом 4 млн років. Головною ознакою людини прийнято вважати пряму ходу, однак австралопітеки звелися на ноги 4 млн років тому. Натомість примітивні знаряддя з'явилися лише 2,6 млн років тому, найімовірніше за часів *Homo habilis*. Втім, не виключено, що ці знаряддя виготовили австралопітеки, адже шимпанзе, як відомо, теж користуються кам'яними знаряддями. Вперше великий мозок, більший, ніж у мавп, відзначається у *Homo habilis:* його об'єм становив 650 $см^3$. Близько 1,8–1,9 млн років тому ранній предок людини – *Homo erectus* – вищий, рухливіший і з більшим мозком, уперше залишив Африку, а близько 1,6–1,7 млн років тому він перебрався до Східної Азії. Неандертальці *(Homo neanderthalensis)* та їхні попередники належали до перших родичів людини, чий мозок за об'ємом можна порівняти з мозком сучасних людей (670–860 $см^3$). Вони заселили Європу та Азію 230 тис. років тому і жили там протягом 100 тис. років. Це були вправні мисливці.

Ймовірно, вони вже вміли розмовляти, хоча мова не була складною. Деякі з них ховали своїх померлих родичів, уміли виготовляти прикраси – своєрідні символічні атрибути культури, що свідчить про розвиток свідомості в ранніх предків сучасної людини. Однак на зміну неандертальцям з інших територій прийшли сучасні люди (*Homo sapiens)*. Вони з'явилися в Африці близько 120 тис. років тому, а останні знахідки в Південній Африці та Конго свідчать, що вже 70–75 тис. років тому *Homo sapiens* користувались складними кістяними знаряддями і робили символічні предмети з дерева.

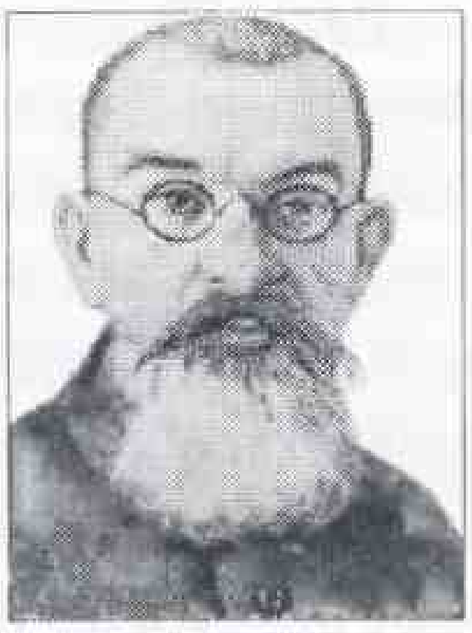
Льодовикові періоди

У недалекому геологічному минулому на Землі настало глобальне похолодання (льодовиковий період). Судячи з усього, це сталося в середині міоцену – близько 16 млн років тому, коли одночасно з похолоданням посилювалася засуха в екваторіальних регіонах, територія лісів зменшувалася, а луків – збільшувалася. Близько 10 млн років тому почалося формування Антарктичного льодовикового щита. В результаті величезні маси води перетворилися на сніг і лід, а це призвело до зниження рівня Світового океану. Є також свідчення того, що близько 3 млн років тому настав період різкого похолодання. Зледеніння в Північній півкулі посилилося приблизно 2,7 млн років тому.

Digitized by ABORIGINAL

Справжня причина тодішнього глобального похолодання викликає суперечки, хоча є припущення, що це сталося внаслідок зміни циркуляції океанічних течій, спричиненої, ймовірно, рухами літосферних плит і об'єднанням Північної та Південної Америк. Температури океанічних течій впливають на температури і вологість атмосфери. В четвертинний період, що розпочався 1,8 млн років тому і триває досі, льодовикові епохи чергувались з міжльодовиковими потеплінням. У наш час – черговий період міжльодовикового потепління.

В Україні льодовикові відклади вивчав видатний дослідник природи П. А. Тутковський.



ТУТКОВСЬКИЙ Павло Аполлонович
(1858–1930)

Тутковський П. А. – український геолог, академік АН України (1919) і АН Білорусі (1928). Народився в 1858 році в містечку Липовець Київської губернії. Закінчив курс у Київському університеті по природному факультету (1882). У 1896–1904 рр. викладав у київських гімназіях; з 1904 по 1913 рік – інспектор, директор народних училищ на Волині.

З 1884 по 1902 рік проводив геологічні дослідження за дорученням київського товариства природодослідників у Київській, Волинській, Подільській, Херсонській і Таврійській губерніях.

З 1914 р. – професор Київського університету. Брав активну участь в організації Української Академії наук, українських університетів. 1919–1930 рр. – голова фізико-математичного відділу УАН. З 1926 р. – організатор і перший директор Науково-дослідного інституту геології. 1918–1921 рр. – голова природничої секції Українського наукового товариства в Києві.

Внесок П. А. Тутковського в науку різнобічний – він працював практично в усіх галузях науки про Землю. Багато його праць присвячено питанням мінералогії, петрографії, палеонтології, стратиграфії, регіональній і динамічній геології, четвертинним відкладам і проблемам четвертинного періоду, геоморфології, фізичній географії, етнографії та етнології, займався гідрогеологією. Надрукував понад 700 наукових праць і статей з геології, мінералогії, палеонтології, гідрології та фізичної географії, а також видав підручник з описової мінералогії, чимало розвідок присвятив вивченню корисних копалин, крає- і ландшафтознавству, природному районуванню, науковій бібліографії та термінології.

Характерною особливістю його наукової творчості було те, що більшу частину його багатої спадщини було присвячено Україні. В. І. Вернадський називав П. А. Тутковського кращим знавцем неорганічної природи України. Найголовніші результати його наукових робіт: нова гіпотеза про механізм утворення шаруватих і масивних вулканів, мікропалеонтологічна характеристика крейдових, палеогенових і неогенових відкладень Південної Росії.

Digitized by ABORIGINAL

Наступ льодовиків

Обширні крижані покриви почали розвиватися в Північній півкулі близько 2,6 млн років тому після утворення Арктичної льодовикової шапки і згодом поширилися далеко на південь – до нинішніх Нью-Йорка в Північній Америці та Бірмінгема, Копенгагена і Дніпропетровська в Європі. Багатолітня мерзлота простягалася до Чорного й Середземного морів, а гірські льодовики сягали навіть тропіків. Водночас мали місце часті коливання клімату, коли в міжльодовикові періоди відбувалося потепління, яке часом перевищувало нинішнє. Наприклад, 125 тис. років тому в Англії під час такого потепління жили слони і гіпопотами. Періодичність кліматичних коливань спочатку становила близько 40 тис. років, але близько одного мільйона років тому змінилася на 100-тисячорічний цикл, що було пов'язано зі змінами глобального кліматичного циклу.

Життя пристосовується до змін

Одна з переваг статевого розмноження і пов'язаною з ним зміною генофонду через мутацію полягає в тому, що це дозволяє організмам пристосуватися до нових умов, зокрема клімату. Льодовикові періоди супроводжувалися похолоданням, тож у тварин розвинулися адаптивні ознаки, що допомагали їм виживати. Це і теплоізоляція (волосяний та шерстяний покрив, пір'я), і жирові запаси за браком корму, і маскування, особливо в снігах (білі шуби у песців, зайців і білих ведмедів).

У пристосованих до холоду тварин і людей розвинута кремезна статура і короткі кінцівки, завдяки чому зменшується площа відкритих ділянок тіла і збільшується об'єм для тривалого збереження тепла. Рослини протистоять низьким температурам тим, що встигають розмножуватися, зав'язувати насіння та розсіювати його впродовж кількох теплих місяців. Мерзлі ґрунти обмежують проростання коріння, тому такі дерева, як карликова береза, верба та ялівець, рятуючись від сильних вітрів, стелилися понад землею.

Переселення людей

За археологічними і біомолекулярними даними, сучасні люди почали кочувати по Африці 120 тис. років тому, а 100 тис. років тому вони рушили на північ і 90 тис. років тому досягли Західного Середземномор'я, де вперше зустрілися з неандертальцями. Через 30 тис. років вони дійшли до Китаю, а 50 тис. років тому дісталися Австралії. Такі темпи можуть видатися швидкими, але якби навіть люди

Digitized by ABORIGINAL

здолали цю відстань (20 тис. км) йдучи узбережжями, то швидкість їх пересування становила б менше, ніж 1 км за рік.

Вкрита льодовиками Європа була головною фізичною і кліматичною перешкодою на шляху людей, тому вони освоїли її лише 40 тис. років тому, а перехід у північно-східному напрямку через Сибір на Аляску виявився ще важчим. 18 000–10 200 років тому за низького рівня моря на місці Берингової протоки існував «міст» суходолу, по якому люди мали змогу перебратися в Америку, а 12 500 років тому вони вже дісталися Чилі. Останнє переселення – на острови Тихого океану, включаючи Нову Зеландію, – відбулося лише тисячу років тому.

Останнє вимирання

12 тис. років тому, наприкінці останнього льодовикового періоду, відбулося глобальне вимирання мегафауни – тварин з великою вагою, у т. ч. мамонтів. З приходом сучасних людей (40 тис. років тому) зникли неандертальці, хоча в Європі вони співіснували з прибульцями близько 10 тис. років. За результатами аналізів ДНК, попри збіг у часі і спільну територію, ці два людських види не схрещувалися між собою. Достеменна причина вимирання мегафауни (зміни клімату або умов довкілля, винищення людьми або все разом) викликає суперечки. Останні дані, здебільшого з Австралійсько-Азіатського регіону, де кліматичні зміни були зовсім незначні, свідчать, що тварини почали вимирати після приходу людей-мисливців. Винятком є Африка, де сучасні люди досить довго співіснували з великими ссавцями, хоча сьогодні, із зростанням народонаселення, вимирання загрожує і великим африканським тваринам.

22.3. Основні геотектонічні гіпотези формування Землі

Будова і формування Землі, земної кори та її окремих структурних елементів у різних частинах земної кулі неоднакові, що свідчить про наявність принципових відмінностей у їх формуванні. Так, у морфологічному плані значними елементами земної кори є континенти і океанічні западини. Земна кора на континентах досягає потужності 70–80 км і складена трьома шарами – осадовим, гранітно-гнейсовим та грануліто-базитовим. У межах океанічних западин земна кора невеликої потужності (менше 10 км) представлена тонким осадовим шаром, шаром базальтових лав та шаром габроїдів з прошарками ультраосновних порід. Такі принципові відмінності в будові континентів і океаніч-

Рудько Г. І., Адаменко О. М., Чепіжко О. В., Крочак М. Д.

Digitized by ABORIGINAL

них западин не можуть пояснюватися лише вертикальними різнонаправленими рухами.

У динамічному плані в земній корі присутні як деформації розтягання, так і деформації стискання. Однак одночасне проявлення цих двох типів деформацій у тих самих ділянках земної кори суттєво ускладнюють пояснення їх рухомих сил. У тектонічному плані значними елементами земної кори на континентах є активні рухливі області – геосинклінальні пояси і стабільні відносно малорухливі області – платформи. Вияснення механізмів рухливих сил, які пояснюють ці морфологічні, динамічні і тектонічні відмінності в будові і розвитку різних ділянок земної кори, – надзвичайно складна проблема, яка сьогодні остаточно не розв'язана. Деякі аспекти цієї проблеми розглянуті в окремих геотектонічних гіпотезах, які подаються нижче. За характером основних рухливих сил, які частково дають пояснення процесам розвитку земної кори, виділяють:

1) гіпотези зміни об'єму Землі;
2) гіпотези горизонтального дрейфу континентів;
3) гіпотези, які базуються на внутрішній диференціації речовини Землі.

Гіпотези змінного об'єму Землі

Серед гіпотез змінного об'єму Землі виділяють:

1) гіпотезу контракції Землі;
2) гіпотезу розширення Землі;
3) пульсаційну гіпотезу.

Гіпотеза контракції Землі була розроблена в 1852 р. французьким геологом Елі де Бомоном і розвинена в подальшому Е. Зюсом, Г. Огом, Г. Штіле, О. П. Карпінським та ін. Ця гіпотеза базується на «гарячому» походженні Землі, її поступовому застиганні і зменшенні об'єму. Кора, яка утворилася на поверхні Землі, при її застиганні і зменшенні об'єму, зминалася в складки, розколювалася і подрібнювалася. Згідно з такими уявленнями, зони зминання кори відповідають зонам складкоутворення, а по великих розломах в корі відбувається провалювання окремих блоків з утворенням океанічних западин.

Як доказ скорочення внутрішнього об'єму Землі наводяться дані про зім'яття порід у сучасних гірських системах. Підраховано, що Альпи, ширина яких сьогодні становить 250 км, у момент формування створюючих їх гірських порід мали ширину 600–1200 км. При стисканні Землі ці горизонтально залягаючі пласти зібралися в складки, а ширина Альп відповідно набула сучасної величини. Під-

Digitized by ABORIGINAL

раховано, що, згідно з контракційною гіпотезою, тільки стискання Землі в Альпійській структурі зменшило її об'єм на 3% і радіус на 19 км. Якщо ж врахувати інші гірські споруди Землі, то при їх стисканні радіус Землі повинен був зменшитися на сотні кілометрів.

Фізичне обґрунтування такого скорочення об'єму Землі, згідно з контракційною гіпотезою, сьогодні відсутнє. Крім цього, сучасні дані засвідчують про «холодне» походження Землі з її подальшим розігрівом, який, зрозуміло, не міг супроводжуватися зменшенням її об'єму. Згідно з цією гіпотезою, важко пояснити різні потужності як земної, так і океанічної кори, утворення рифтів; не зрозуміло, чому складкоутворення найбільш інтенсивно проявляється на ділянках потужної континентальної кори; періодичність у епохах складчастості та ряд інших питань.

Але в останні роки одержано дані, згідно з якими процеси контракції, можливо, відіграють незначну роль у формуванні літосфери. Так, встановлено, що фактичне сповільнення обертання Землі менше розрахункового, що і пов'язується з дією тільки припливного гальмування. Вважається, що це може бути пов'язано із зменшенням розміру Землі, при якому відбувається деяке збільшення швидкості її обертання. За цими розрахунками радіус Землі зменшується на 4,5 см протягом століття. Іншою ознакою, яка підтверджує гіпотезу контракції Землі, є зменшення в історії розвитку Землі процесів вулканічної діяльності, поліморфними переходами олівіну в шпінель, у процесі якого відбувається зменшення об'єму олівіну на 10–15% тощо. Отже, сучасні дані допускають можливість існування процесів стискання літосфери під дією сил контракції, проте не в таких масштабах, як це передбачає контракційна гіпотеза.

Гіпотеза розширення Землі була висунута в кінці XIX ст. М. Рідом, а потім доповнена Б. Ліндеманом, М. Тетяєвим, Л. Едьедом, У. Кері та ін. У відповідності з цією гіпотезою, в первинному стані Земля мала густину 9,13 г/см^3, а не сучасні 5,52 г/см^3, а її радіус дорівнював 5430 км, а не 6371 км, як сьогодні. При цьому вся планета була покрита потужною земною корою, аналогічною сучасній континентальній корі. У результаті розігріву і розширення Землі виникли глобальні розломи, і окремі ділянки земної кори розсунулись, що призвело до створення сучасних континентів. Гіпотеза передбачає збільшення поверхні нашої планети за останні 345 млн років більше ніж у 2 рази.

Однак, передбачене збільшення поверхні нашої планети не має фізичного обґрунтування і тим більше, що самі геологічні дані супере-

Digitized by ABORIGINAL

чать гіпотезі. Отже, значне збільшення планети повинно було б супроводжуватися різким зменшенням швидкості її обертання, тобто часовим збільшенням доби і, відповідно, зменшенням днів у році. Крім цього, збільшилася б величина сили тяжіння, що повинно було б відбитися на еволюції рослин і тварин, але таких слідів у геологічному літописі не встановлено. Одночасно ця гіпотеза не дає пояснення причин походження складчастості і періодичності тектонічних процесів.

Пульсаційна гіпотеза була розроблена американським геологом В. Бачером і доповнена В. А. Обручевим і М. А. Усовим. За цією гіпотезою Земля періодично то стискається, то розширюється, тобто в своєму розвитку «пульсує». В цілому, згідно з цією гіпотезою, переважає стискання, що супроводжується скороченням розміру Землі. В епохи розширення розвиваються вертикальні рухи, формуються розломи в земній корі, проявляються магматичні процеси. Для епох стискання властиве складкоутворення, згасання вулканічних процесів.

Однак і ця гіпотеза не має фізичного обґрунтування. Вона також не в змозі пояснити, чому складкоутворення притаманне, в основному, потужній континентальній корі, чому в геосинклінальних областях зони стискання часто розвиваються поряд із зонами розтягування та ін. Одночасно, в порівнянні з попередніми гіпотезами, пульсаційна гіпотеза в деякій мірі дає пояснення періодичності епох складчастості, деякі пояснення стискання і розтягування окремих ділянок земної кори тощо.

Гіпотези внутрішньої диференціації речовини Землі

Гіпотези внутрішньої диференціації речовини Землі базуються на розігріві окремих глибинних ділянок літосфери під впливом відповідних факторів, головна роль серед яких відводиться радіоактивному розпаду деяких хімічних елементів і їх ізотопів, що зумовлює виділення колосальної теплової енергії. Серед цих гіпотез найбільш достовірними є:

1) гіпотеза радіоактивних циклів;
2) гіпотеза термогравітаційної диференціації;
3) ізостатична гіпотеза.

Гіпотеза радіоактивних циклів

Гіпотеза радіоактивних циклів була запропонована вченим Д. Джолі в 1929 р. Головною рушійною силою геотектонічних процесів Д. Джолі вважав динаміку розігріву і остигання блоків земної кори під впливом радіоактивних елементів, які, розплавляючи окремі ділянки літосфери,

Digitized by ABORIGINAL

спричиняли переміщення окремих блоків. При цьому Д. Джолі головну роль відводив вертикальним переміщенням. У відповідності з гіпотезою Д. Джолі, під континентами нагромаджується глибинне радіогенне тепло, яке періодично спричиняє розплавлення базальтового шару, «просідання» гранітних блоків, трансгресію моря на континентах, інтенсивну тепловіддачу і остигання. При цьому скорочення розмірів гранітних блоків обумовлює складкоутворення і підняття окремих блоків, відповідно викликає регресію моря. У подальшому весь цикл радіогенного розігрівання і пов'язаних з ним просідань, скорочення розмірів і підняття блоків повторяється через 30–50 млн років.

Характерно, що Д. Джолі в своїй гіпотезі віддавав хоч і незначну, але належну роль горизонтальним переміщенням по розплавленому базальтовому шару під дією сил місячного та сонячного притягування.

Безперечною перевагою гіпотези Д. Джолі є спроба пояснення періодичності геотектонічних процесів. Однак ця гіпотеза містить і ряд недоліків. Так, було встановлено, що температура плавлення базальтів вища, ніж граніту, періодичний процес розігріву хоча і можливий, але повинен швидко припинитися, сили місячно-сонячного притягування недостатні для переміщення окремих блоків і континентальних глиб та ін.

Гіпотеза термогравітаційної диференціації

Термогравітаційна гіпотеза була висунута в 1942 р. російським ученим В. В. Бєлоусовим. Головну роль науковець відводив вертикальним рухам земної кори. Радіогенний розігрів і формування магми спричинюють диференціацію її речовини і підняття легких компонентів гранітного складу в верхні частини кори. При цьому в ділянках радіогенного розігріву відбуваються розтягнення і розриви з утворенням гірських систем і пов'язаних з ними прогинів. Пізніше В. В. Бєлоусов дійшов висновку, що головним фактором еволюційного розвитку земної кори є гравітаційна диференціація, а радіогенне тепло є лише додатковим джерелом самого процесу.

Активною зоною диференціації речовини В. В. Бєлоусов вважає астеносферу, де відбувається виплавлення базальтів у вигляді краплин, які, з'єднуючись між собою, утворюють більших розмірів відокремлення – астеноліти. Розплавлений базальт, як більш легка речовина порівняно з навколишньою речовиною астеносфери, по відповідних розломах верхньої мантії піднімається вгору, досягаючи земної кори, і навіть її поверхні. При цьому підйом астенолітів супроводжується піднятям земної кори. Одночасно з більш легкими астенолітами формуються

Digitized by ABORIGINAL

більш важкі антиастеноліти, які, занурюючись, спричиняють опускання земної кори. Особливого значення у своїй гіпотезі В. В. Бєлоусов надає проникності земної кори відносно базальтових астенолітів, які піднімаються з астеносфери. Отже, сам характер проникності земної кори і визначає весь режим її динаміки. Так, при розсіяній проникності, базальтовий розплав, що піднімається, пронизує літосферу густою сіткою каналів. Ультраосновна магма, що піднімається одночасно, змінює частину речовини кори на більш важку, що сприяє її опусканню. Цей етап В. В. Бєлоусов відносить до геосинклінального режиму. Одночасно в цей період відбувається закриття попередньо утворених каналів і утворення «зосередженої» проникності, яка пов'язується з окремими системами глибинних розломів. Проникнення астенолітів викликають диференційоване вертикальне переміщення окремих блоків земної кори. При цьому тепло і підвищення тиску спричиняють метаморфізацію вміщуючих порід і їх гранітизацію. Відповідно в цих умовах висхідні рухи переважають над низхідними.

БЄЛОУСОВ Володимир Володимирович
(1907–1990)

Народився 17 жовтня 1907 р. у Москві. Член-кореспондент АН СРСР (1953), завідувач відділу геодинаміки інституту фізики Землі АН СРСР (з 1944), професор МГРІ (з 1943) і МДУ (з 1953).

Основні його роботи присвячені тектоніці, тектонофізиці і загальним питанням геофізики. Розробив нові методи вивчення історії коливальних рухів земної кори і застосував їх для пізнання геологічної історії Кавказу і Східноєвропейської платформи; виявив характерні риси розвитку цих регіонів і застосував встановлені ним закономірності для Землі в цілому. Бєлоусов В. виділив декілька типів складчастості і розробив концепцію розвитку земної кори, засновану на уявленні про первинність вертикальних рухів земної кори.

Був ініціатором створення міжнародної організації – «Проект верхньої мантії» і головою її комітету (з 1960). Нагороджений трьома орденами, а також медалями. В. В. Бєлоусов – іноземний член геологічного товариства Франції (з 1955), Американського геологічного товариства (з 1958), Королівської Академії наук Швеції і Лондонського геологічного товариства (з 1960), іноземний член Національної італійської Академії наук (з 1987).

В. Бєлоусов також був президентом Міжнародної геодезичної і геофізичної спілок.

Підсумком наукового життя вченого, його завершальним кредо – вершиною наукової думки в рамках фіксизма – можна вважати останні монографії «Основи геотектоніки» і «Структурна геологія».

Digitized by ABORIGINAL

Застигання магматичних мас супроводжується інтенсивною денудацією, спричиняє стабілізацію кори, вирівнювання поверхні рельєфу і перехід усього процесу до платформного режиму. Періодичність самого процесу розвитку земної кори В. В. Бєлоусов пояснює періодичним виплавлянням рідинних компонентів з мантії. Отже, у відповідності з цією гіпотезою, геотектонічні процеси обумовлені тільки вертикальними коливальними рухами, механізм яких пов'язаний з диференціацією речовини мантії. Завершення ж цієї диференціації і обумовлює перехід геотектонічного процесу до платформного режиму – більш стабільного режиму розвитку земної кори. До недоліків гіпотези В. В. Бєлоусова відносять відсутність пояснення горизонтальних переміщень окремих блоків земної кори.

Ізостатична гіпотеза

Згідно з ізостатичною гіпотезою розвиток земної кори пов'язаний з ізостатичною рівновагою окремих блоків літосфери і в'язкої астеносфери, на якій ці блоки плавають. За законом Архімеда, більш високим блокам (таким як гірські споруди) відповідають більш глибокі «корені», що опускаються в астеносферу. Дія екзогенних факторів є причиною перерозподілу навантажень в окремих блоках і відповідно порушення рівноваги. Так, розтоплення масивного льодовика на території Скандинавського півострова спричинило зменшення навантаження на окремі блоки і відповідне їх підняття. Ізостатична гіпотеза підтверджується сейсмологічними даними, у відповідності з якими підвищеним блокам літосфери відповідають більші глибини залягання поверхні Мохоровичича.

Гіпотези горизонтального дрейфу континентів

Цей напрямок зародився на початку XX століття в Німеччині. В подальші роки минулого століття він розвивався, уточнювався і набув досить широкого поширення і визнання серед більшості геологів. Гіпотези базуються передусім на горизонтальних переміщеннях величезних мас гірських порід, які входять до складу земної кори. Серед них виділяють:

1) гіпотезу горизонтального дрейфу континентів;
2) гіпотезу підкорових течій;
3) гіпотезу глобальної тектоніки плит та ряд інших.

Гіпотеза горизонтального дрейфу континентів

Гіпотеза горизонтального дрейфу континентів була висунута в 1915 р. німецьким ученим А. Вегенером. Вивчаючи контури окремих

Digitized by ABORIGINAL

континентів, він звернув увагу на дивну подібність берегів Африканського континенту та Південної Америки. Ще більш разюча подібність була встановлена ним же в геологічній будові цих близьких за формою областей. Так, Капські гори Африки продовжуються на півдні Америки в подібні до них за будовою і складом Бразильські гори біля Буенос-Айресу; близьким за речовинним складом і структурою є гнейсове плато в Африці і плоскогір'я в Бразилії. При більш детальному вивченні ця подібність була встановлена і у вікових відношеннях. Ці та інші геологічні факти і лягли в основу гіпотези А. Вегенера.

Згідно з цією гіпотезою в кінці кам'яновугільного періоду сучасні континенти об'єднувалися в один суперконтинент – Пангею. У мезозої почалося ділення Пангеї і дрейф окремих континентальних глиб у різних напрямах. Утворення складчастих зон А. Вегенер пояснює зминанням зовнішніх контурів цих глиб (Кордильєри і Анди) або ж їх зіткненням (Гімалаї). Періодичність складкоутворення А. Вегенер пояснює послідовним дробленням і розпадом Пангеї. На думку автора гіпотези, розпад Пангеї і дрейф континентів обумовлені припливними силами місячно-сонячного тяжіння і ротаційними силами обертання Землі, під дією яких більш легкі гранітні континентальні глиби почали рухатися по поверхні базальту, поступово віддаляючись одна від одної.

Пізніше, в 1937 р., гіпотеза А. Вегенера була розвинута і деталізована південноафриканським геологом А. Дю Тойтом, який, враховуючи нові палеокліматичні і палеонтологічні дані, припустив існування не одного суперматерика, а двох первинних материків – Лавразії в Північній півкулі і Гондвани – у Південній. Ця гіпотеза має дуже вагоме геологічне обґрунтування. Так, Гондвана в палеозої являла собою гігантський континент площею близько 75 млн км^2. У межах Гондвани А. Дю Тойт детально прослідкував положення палеокліматичних зон, області пізньопалеозойського зледеніння, єдині зони формування хемогенних порід (гіпсу, кам'яної солі), кам'яного вугілля та ін. У результаті розпаду Гондвани протягом мезозойсько-кайнозойського часу відбулося роз'єднання сучасних континентів Південної півкулі та Індостану, при зіткненні якого з Азією сформувалися Гімалаї. Звичайно, гіпотеза дрейфу континентів має ряд недоліків, серед яких – відсутність її фізичного обґрунтування, а також невідповідність деяких інших аспектів.

Гіпотеза підкорових течій

Гіпотеза підкорових течій була розроблена американським ученим А. Холмсом. За цією гіпотезою у мантії існують сповільнені

Digitized by ABORIGINAL

конвекційні потоки, які виникають за рахунок різниці в накопиченні тепла під континентами і океанами. Висхідні конвекційні потоки спричиняють розрив земної кори, розсув окремих блоків і утворення молодого океанічного дна. У районах низхідних потоків тепла блоки стикаються, зминаються і утворюють системи насувів, шар'яжів, а глибинні шари кори затягуються в мантію, переплавляються і переходять в еклогіти. Необхідно відзначити, що з появою гіпотези А. Холмса ідеї мобілізму набули свого подальшого розвитку, а також широкої популярності в наші дні. Крім цього, одержані за останні роки дані вивчення будови дна океанів підтверджують можливість горизонтального дрейфу континентів і окремих блоків.

Гіпотеза глобальної тектоніки плит

Гіпотеза тектоніки плит є продовженням гіпотези підкорових течій і горизонтального дрейфу континентів. Основні ідеї в гіпотезі тектоніки плит, що їх заклали Г. Хесс і Р. Дітц, пов'язані з відкриттям зон формування молодої океанічної кори в зонах рифтоутворення і зон поглинання кори у глибоководних жолобах. На думку авторів цієї гіпотези, в зонах рифтоутворення відбувається «розсування» плит літосфери з утворенням молодої океанічної кори у центральній рифтовій зоні. Це явище було назване *спредингом* океанічного дна. Воно характеризується перервністю і супроводжується виносом мантійної речовини із астеносфери, розривами малопотужних товщ базальтів у рифтовій зоні. З цією активною зоною пов'язані прояви вулканізму, перебіжні фокуси землетрусів і аномалії теплових потоків.

Формування нової кори у зонах спредингу супроводжується поглинанням плит літосфери в інших ділянках Землі. Автори цієї гіпотези вважають, що такими ділянками є зони глибоководних океанічних жолобів, у яких відбувається ритмічне, з певними перервами, підсування однієї плити під іншу. Це явище було названо *субдукцією*. Воно супроводжується короткочасними розрядками накопиченої виділенням значної механічної енергії у вигляді землетрусів та проявами вулканізму. Тривалий процес підсування океанічної кори під континентальну супроводжується деформаціями крайового моря, зміщенням острівної дуги до континенту і складкоутворенням. При цьому підсування може змінитися розвитком великих насувів океанічної кори. Це явище одержало назву *обдукції*.

Формування орогенних зон, на думку авторів, може бути пов'язане також із зіткненням окремих континентів. І на підтвердження цього висновку наводяться приклади, що формування Гімалайської гір-

Digitized by ABORIGINAL

ської системи відбулося в результаті зіткнення Індійського субконтиненту з Азійським. Важливим підтвердженням механізму спредингу є результати палеомагнітних досліджень останніх років. Досить високе залишкове намагнічування базальтів, які складають океанічне дно, дало можливість зареєструвати напрям магнітного поля минулих епох. При цьому інверсії магнітного поля обумовлюють стрічковий характер магнітних аномалій, тому відповідно за величиною міжінверсійних епох і за шириною базальтових новоутворень можна визначити швидкість «розсуву» плит. Підтвердженням цієї гіпотези є також розміщення глибокофокусних землетрусів уздовж вузької площини, яка занурюється під острівну дугу під кутом 40–60°. Ця область фокусів землетрусів отримала назву *зони Заварицького-Беньофа.* Вона пов'язується з областю занурення океанічної кори, ритмічне підсовування якої і є причиною глибокофокусних землетрусів. Рухомі сили механізму переміщення блоків літосфери автори гіпотези тектоніки плит пов'язують з конвекційними переміщеннями мантійної речовини, що близько до поглядів А. Холмса. Проте, на відміну від постулатів гіпотези підкорових течій, потоки мантійної речовини тут замикаються на рівні астеносфери; ділянки горизонтального руху цих потоків виконують роль конвеєра, по якому переміщуються тверді плити літосфери, складені земною корою і верхньою мантією.

Отже, у відповідності з гіпотезою тектоніки плит, у результаті дії потоків мантійної речовини відбувається глобальне переміщення континентів у складі потужних плит літосфери. При такому горизонтальному переміщенні плит у зонах спредингу відбувається оновлення кори, а в зонах субдукції – її поглинання і розплавлення в астеносфері.

22.4. Космологічні концепції походження Землі та Сонячної системи

Починаючи з сивої давнини, люди вивчали будову Землі, склад і властивості порід, що її складають, а також процеси, які безупинно змінюють земну поверхню. Змінювався вигляд Землі, змінювались і уявлення людей. Геологія розвивалась завдяки зусиллям багатьох учених, працями яких закладені основи сучасного розуміння динаміки Землі. Значний внесок у розвиток геологічних знань був зроблений російським ученим М. В. Ломоносовим (1711–1765). Він є одним із засновників сучасної геологічної науки. Ломоносов пояснював

Digitized by ABORIGINAL

формування земної поверхні і весь процес розвитку Землі взаємодією внутрішніх та зовнішніх сил, їх синтезом. Свої погляди він виклав у таких працях, як «Первые основания горной науки» (1742 р.), «Слово о рождении металлов от трясения Земли» (1757 р.) і «О слоях земных» (1763 р.). Цими працями російський вчений набагато випередив свою епоху, адже в Західній Європі впродовж багатьох років існували два основні суперечливі геологічні вчення: нептунізм і плутонізм.

Представники *нептунізму* (німецький вчений А. Г. Вернер, француз Ж. Делюк та ін.) стверджували, що всі гірські породи утворились з вод Світового океану, який раніше покривав усю планету. Представники *плутонізму* (шотландський вчений Дж. Геттон та ін.) головну роль відводили дії внутрішніх факторів, передусім вулканічним процесам та землетрусам, а також дії високої температури в глибинних шарах планети.

М. В. Ломоносов, а пізніше Ч. Лайєль (1797–1875) сформулювали дуже важливий принцип сучасної геології – *принцип актуалізму,* суть якого полягає в тому, що процеси, які відбувалися у попередні геологічні епохи, мають багато спільного з сучасними геологічними процесами і явищами.

У другій половині XVIII ст. з'явились важливі роботи космогонічного характеру. Зокрема, Х. А. Б'юффон стверджував, що Земля та інші планети Сонячної системи утворились із згустків сонячної речовини при катастрофічному зіткненні Сонця з кометою. Б'юффон вважав, що спочатку планети знаходились в розплавленому стані, але після цього стали поступово охолоджуватись.

Великим кроком у ствердженні ідеї еволюції природи стала космогонічна концепція німецького філософа І. Канта (1724–1804). Він вважав, що спочатку Всесвіт складався з нерухомих твердих частинок. Внаслідок взаємного їх притягування (на підставі законів Ньютона) частинки починали рухатись. Але рухались вони з різною швидкістю, залежно від розмірів і щільності. В результаті зіткнення частинок викликало обертання всієї системи і формування центральної маси. Кант припускав, що процес створення сучасної картини світу з первинної розсіяної матерії проходив мільйони років. Подібну гіпотезу про походження Землі та інших планет Сонячної системи з первинної розжареної газоподібної речовини розробив французький математик П. С. Лаплас (1749–1827). Ця концепція, яка згодом була названа *гіпотезою Канта-Лапласа,* довго залишалась фундаментальною в геології.

Digitized by ABORIGINAL

Значний інтерес викликали також гіпотези російських учених О. Ю. Шмідта та В. Г. Фесєнкова. Гіпотеза академіка О. Ю. Шмідта (1881–1956): «Земля, як і інші планети Сонячної системи, утворилась з холодної газопилової хмари, захопленої Сонцем із навколишнього космічного простору. Сонце старіше за планети та Землю. Земля виникла поступово, по мірі «збору» твердих частинок – метеоритів». Гіпотеза пояснює два дуже важливих питання: розподіл моменту кількості руху в Сонячній системі і закон планетних віддалей. Однак у гіпотезі є деякі слабо розроблені положення: в осадових породах древніх геологічних епох не зустрічаються викопні метеорити, гіпотеза мало стосується питань походження самого Сонця та інших планет.

Гіпотеза академіка В. Г. Фесєнкова (1889–1972): «Оскільки вік Сонця близький до астрономічного віку Землі, допустимо вважати, що Сонце і оточуючі його планети утворились одночасно, що це єдиний процес виникнення зоряної системи з одного і того ж початкового середовища – деякої газопилової туманності. Внутрішні частини ущільнення послужили матеріалом для утворення Сонця, зовнішні – планет. Земля утворилась одразу всією масою, а не збиралась з окремих частинок». На жаль, гіпотеза В. Г. Фесєнкова не в змозі пояснити, чому близько 90% маси Сонця складають найлегші елементи – водень та гелій, а на Землі цих елементів міститься дуже мала кількість. Крім того, якщо планети утворились з сонячного виступу, то не зрозуміле походження сили, яка потім віддалила планети на великі віддалі від Сонця.

Ряд українських учених, зокрема В. Г. Бондарчук, Є. М. Лазаренко та ін., вважають, що Земля спочатку була однорідною. Проте, внаслідок розпаду радіоактивних елементів, виділялась величезна кількість теплової енергії і надра Землі розігрівались. Почали проявлятись процеси гравітаційної диференціації – більш важкі речовини опускались вниз, а більш легкі підіймалися вгору. Вони утворили базальтову земну кору. Саме з цього моменту відраховується геологічна історія Землі.

Уявлення про розвиток Землі базується на аналізі будови і складу гірських порід, які складають земну кору. Довготривалий етап від початку формування Землі і до утворення найдавніших гірських порід не залишив достовірних свідчень своєї історії, тому вся геологічна історія Землі поділяється на два головних етапи: планетарний і

Digitized by ABORIGINAL

геологічний. Велика заслуга в розвитку еволюційних ідей в геології належить англійському вченому Ч. Лайелю. Його працями геологія остаточно оформилася в самостійну і важливу галузь природознавства.

БОНДАРЧУК Володимир Гаврилович
(1905–1986)

Бондарчук В. Г. – декан геолого-географічного факультету з 1940 р., завідувач кафедри загальної геології, ректор Київського університету (1944–1951), академік НАН України.

В. Г. Бондарчук розглядав рельєфоутворюючі фактори як взаємодію ендогенних та екзогенних сил, тектоніки та клімату; відомий як творець нового теоретичного напряму в геологічній науці – тектоорогенії та вчення про тектоносферу.

Основні положення своєї теорії про єдиний процес розвитку структури та рельєфу Землі він обґрунтував і розвинув у наукових працях «Тектоорогенія» (1946), «Основи тектоорогенії» (1961), «Структура земної кори» (1962), «Рух і структура тектоносфери» (1970), «Нариси з регіональної тектоорогенії» (1972). У його фундаментальних працях «Геоморфологія УРСР» (1949) та «Основи геоморфології» (1949) висвітлені проблеми планетарної геоморфології, описані розподіл материків і океанів, космогенний рельєф, структурно-геоморфологічні утворення материкової земної кори, тектогенез і гороутворення на всіх материках, обґрунтовані принципи геоморфологічного районування.

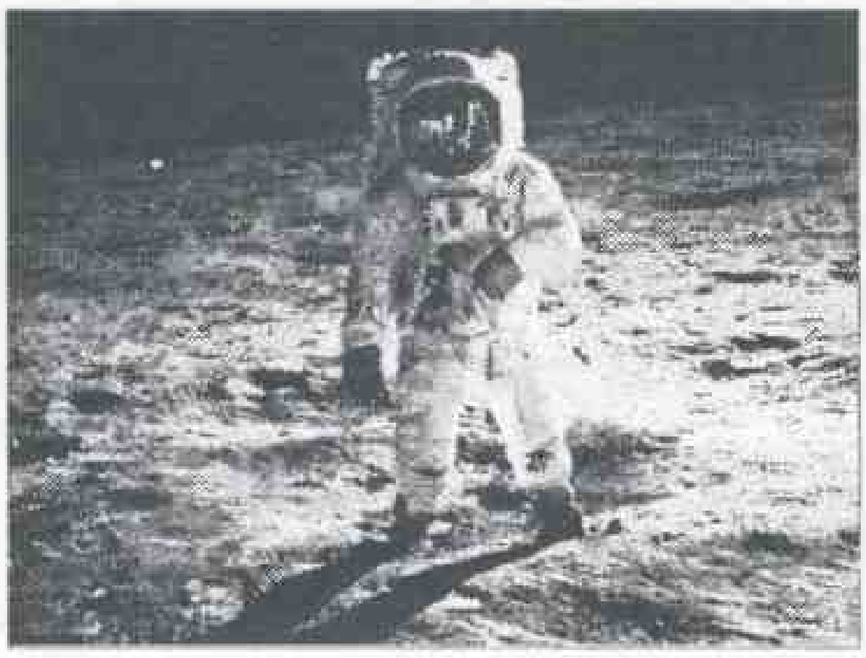
Власне В. Г. Бондарчук є фундатором палеогеографічної та геоморфологічної шкіл українських учених.

Одним із найбільш значних завоювань теоретичної геології в кінці XIX ст. було виникнення вчення про геосинкліналі і платформи. Засновником учення про платформи є академік О. П. Карпінський (1847–1936). Знаменитий австрійський геолог Е. Зюсс (1831–1914) у своїй капітальній 3-томній праці «Обличчя Землі» підвів підсумок усього розвитку геології аж до XX ст.

Великих успіхів досягла геологія в XX ст. На початку століття було відкрито явище радіоактивності. Застосування цього явища в геології посприяло виникненню геохронологічного методу – методу визначення абсолютного віку гірських порід. У XX ст. відбулась подальша диференціація геологічних наук. Успішно розвивались такі розділи геології, як стратиграфія, літологія, геохімія, геофізика, тектоніка та ін. Водночас геологія об'єднувалась із суміжними науками – геохімією, геофізикою для спільного пізнання глибинних зон земної кори і мантії. Початок сучасного етапу розвитку геології звичайно відносять до 50-х років XX ст.

Digitized by ABORIGINAL

В останні десятиліття з'явились нові технічні засоби і методи: морське і глибоке (надглибоке) буріння, океанографічні дослідження, вивчення Землі та її супутника за допомогою штучних супутників і космічних кораблів *(рис. 22.1)*, нова апаратура для петрологомінералогічних експериментів і визначення фізичних властивостей мінералів в умовах надвисоких тисків і температур, характерних для глибинних надр Землі. На першу половину 60-х років минулого століття припадають важливі відкриття у вивчені структури дна океану і природи серединно-океанічних хребтів. У цей час були закладені основні гіпотези «нової глобальної тектоніки», або «тектоніки плит». Багато геологів світу сприймають її як робочу гіпотезу для пояснення розвитку земної кори.



Вперше людина ступила на Місяць 20 липня 1969 року. На фото Едвін Олдрін (експедиція США «Аполлон-11»). Знімок зроблений Нілом Армстронгом. Його віддзеркалення видно в склі шолома Олдріна. Впродовж 1969–1972 років на Місяці побувало 12 астронавтів зі США. Вони дослідили ділянки місячної поверхні та доставили на Землю зразки ґрунту. Встановлено, що поверхневий шар Місяця вкритий уламками крихкої породи – реголіту. Освітлені місячні височини складаються з грубозернистої породи – анортозиту, а моря – це величезні метеоритні кратери, заповнені базальтом.

Рис. 22.1. Експедиція США «Аполлон-11» на Місяці

Було досліджено границю між ядром та мантією на глибині 2700–2900 км. За ступенем затухання сейсмічних хвиль виявлено гарячі області в надрах Землі. Якщо сумістити гарячі області в надрах Землі з гарячими полями на її поверхні, то виявиться, що на 85% вони співпадають. Саме з такими гарячими областями і полями пов'язують і зміни у формі геоїда. Це є одним з найбільших відкриттів, яке стосується будови Землі. Зроблено воно в середині 80-х років американськими вченими.

Таким чином, за останні десятиліття науками про Землю отриманий принципово новий фактичний матеріал і ще більш гостро постало питання про побудову цілісної геологічної теорії. Проте сьогодні єдина теорія глибинної будови і розвитку Землі ще не створена.

Digitized by ABORIGINAL

РОЗДІЛ 23

ГЕОЛОГІЧНІ, ТЕКТОНІЧНІ, ГЕОМОРФОЛОГІЧНІ, ГЕОЕКОЛОГІЧНІ КАРТИ

23.1. Методи дослідження і графічного моделювання будови окремих об'єктів земної кори

Еволюція геологічного картування тісно пов'язана з розвитком усіх галузей геологічних знань, гірничої справи та багатьох природничих наук. Зараз складається більше 40 видів геологічних карт різного змісту і масштабів. Деякі прототипи карт з'явились більше 250 років тому, а сучасні види геологічних карт – зовсім недавно. Безсумнівно, геологічне картування буде розвиватися й в майбутньому. У зв'язку із застосуванням нових методів вивчення глибинних надр Землі, дистанційних методів дослідження з використанням новітніх даних інших наук, вони будуть змінюватися.

Перші прототипи геологічних карт або планів на папірусі, де були позначені золоторудні родовища і місця їх розробок, знайдено в Єгипті і датуються XIII ст. до н. е. Аналогічні археологічні знахідки на бересті виявлено при вивченні уральських гірничих розробок. У кінці XVI ст. Д. Оуен показав на географічній схемі Південного Уельсу відслонення кам'яного вугілля у вапняках у вигляді вузької смуги. Вважається, що перша примітивна геологічна карта була складена М. Лістером наприкінці XVII ст. На ній було показано нахил шарів «ззовні вниз». Карта Д. Аубрея, яка була складена в той же час для території Англії, містила інформацію про виходи гірських порід і мінералів. На цих перших дуже схематичних картах були показані окремі ізольовані виходи порід у вигляді точок, смуг або плям.

Справжні геологічні карти, які ґрунтувались на розповсюдженні гірських порід на місцевості та послідовності їх нашарування з намаганням розчленування порід за віком на основі знахідок фауни і флори, почали з'являтись лише з початку XIX ст.

Застосування палеонтологічного методу відкрило нову епоху в геологічному картуванні. В 1796–1799 рр. В. Сміт, при складанні геологічної карти Англії, розташував на ній шари порід у стратиграфічній послідовності і вказав місце знаходження скам'янілих решток різного віку. Він встановив, що визначення складу органічних решток дає змогу пояснити послідовність верств, яка відповідає хронологічному порядку формування їх на дні моря. У середині XIX ст.

Digitized by ABORIGINAL

в різних країнах з'явились зведені геологічні карти з біостратиграфічним розчленуванням осадових порід, виділенням границь шарів і інтрузивних тіл. Застосування перших основ тектонічного аналізу дозволило виділяти на геологічних картах складчасті та розривні порушення і показати їх співвідношення.

Рішення II сесії (1882 р.) Міжнародного геологічного конгресу про прийняття єдиної Міжнародної стратиграфічної шкали з показом вікових індексів і розмалюванням усіх стратиграфічних підрозділів земної кори значно вплинули на вигляд геологічних карт. Для геологічних карт першої половини XX ст. характерно використання багатьох нових методів вивчення земної кори: геохімічних, геофізичних і аерогеологічних. У багатьох країнах з середини XX ст. почалося складання кондиційних державних карт масштабу 1:1 000 000 і більш детальних.

Сучасний етап геологічного картування характеризується застосуванням традиційних класичних стратиграфічно-структурних методів у комплексі з новими точними методами. В основі розкриття будови глибинних частин Землі лежить тектонічний аналіз із використанням матеріалів глибинного картування в комплексі з математичними методами ГІС-технологій обробки геологічної інформації. Завдання геологічного картування в сучасний період – вдосконалення сучасних та створення нових більш ефективних методів глибинного картування не тільки земної кори, але й літосфери в цілому, оскільки з астеносферним шаром, верхньою мантією і нижніми частинами земної кори пов'язуються найважливіші тектонічні і рудоутворюючі процеси.

Вільям СМІТ (William Smith)
(1769–1839)

Вільям Сміт – англійський геодезист і геолог. Народився в Черчиллі (графство Оксфордшир) 23 березня 1769 р. Працював топографом у різних районах Англії і проявив велику цікавість до геології. Сміт встановив, що геологічні породи часто містять скам'янілі залишки рослин та тварин і завжди мають певну послідовність нашарування, а також показав, як за цими залишками можна встановити вік порід. На основі власних польових спостережень написав працю «Порядок залягання пластів і органічні залишки, що містяться в них, встановлені і вивчені до 1799» (Order of the Strata and their Imbedded Organic Remains, Examined and Proved Prior to 1799, 1799), ідеї якої лягли в основу палеонтології. Склав перші геологічні карти Англії. В 1815 р. випустив оновлену Геологічну карту Англії, Уелсу і частини Шотландії (Geological Map of England and Wales, with Part of Scotland). Геологічні карти по окремих графствах і районах, підготовлені Смітом, були включені в Геологічний атлас Англії і Уелсу (Geological Atlas of England and Wales, 1822). Розробки Сміта лягли в основу принципів геологічної картографії.

Digitized by ABORIGINAL

Стабільний та прискорений розвиток народного господарства України вимагає прискореного залучення до промислового виробництва багатих природних ресурсів, передусім паливно-енергетичних. Необхідно здійснити заходи по виявленню нових родовищ нафти і газу в перспективних районах і на континентальному шельфі Чорного та Азовського морів. Необхідно також розширити сировинні бази діючих гірничо-видобувних підприємств, посилити пошуки і розвідку нових корисних копалин, особливо тих, що мають стратегічне значення. Виконання цих важливих завдань неможливо здійснити без детального геологічного картування.

23.2. Загальні принципи побудови геологічних карт

Вивчення геологічної будови земної кори складає основу пошуків і розвідки корисних копалин. Воно спрямоване на подальше розширення мінерально-сировинних ресурсів держави, на базі яких розвиваються основні галузі гірничодобувної промисловості. Це важливе і трудомістке завдання вирішується шляхом проведення геолого-зйомочних робіт при збільшенні їх деталізації, розширенні об'єктів пошуків і розвідки родовищ корисних копалин. Геологічна зйомка та інші види геологічних досліджень повинні проводитись на всіх стадіях геологорозвідувальних робіт, починаючи з пошуків і закінчуючи промисловою розвідкою та повним виробленням родовищ.

Головна мета геологічної зйомки – вивчення геологічної будови корисних копалин і складання геологічної карти того або іншого масштабу певної ділянки земної кори. Основу цих робіт складає узагальнення фактичних матеріалів на основі сучасних теоретичних досягнень в галузі геологічних наук. Роботи по складанню геологічних карт повинні бути тісно пов'язаними з геофізичними дослідженнями. Електророзвідка, гравіметрія, магнітометрія і сейсмометрія можуть надати велику допомогу при вирішенні таких питань, як визначення глибини залягання інтрузивів під товщею вміщуючих їх порід, положення тектонічних зон, порушень і поверхонь неузгоджень, пошуку жильних тіл і границь рудних покладів, визначення потужності осадових та вулканогенних відкладів тощо.

Геологічна карта являє собою зменшену, в певному масштабі, горизонтальну проекцію виходів корінних порід на поверхню. Вона складається за даними геологічної зйомки на топографічній або географічній основі за допомогою умовних знаків і відображає геологічну будову якої-небудь ділянки земної кори, континентів або земної кулі в цілому. Геологічна карта показує поширення на земній поверхні виходів гірських порід, відмінних за віком, походженням, складом та умовами залягання.

Digitized by ABORIGINAL

Перш ніж перейти до викладу принципу побудови геологічних карт, необхідно відзначити дуже важливу умовність, яку змушені враховувати геологи в зв'язку з тим, що більше 90% поверхні суші покрито породами четвертинного віку, які складені різного типу континентальними утвореннями: алювіальними, озерними, делю-віальними, елювіальними, еоловими, льодовиковими та іншими відкладами. Тому, якщо формально підходити до наведеного вище визначення геологічної карти, яка відтворює поширення гірських порід на поверхні, то на них майже повсюди були б показані тільки породи четвертинного віку, а більш давні товщі порід прослідковувалися б тільки на невеликих ділянках. Між тим, саме дочетвертинні породи, тобто корінні, містять основну частину корисних копалин, а тому в загальному випадку геологічна карта із зображенням будови тільки порід четвертинного віку була б малокорисною. З іншого боку, покрив четвертинних відкладів є основою ландшафтів і екосистем, а також часто містить корисні копалини, наприклад, будівельні матеріали, розсипні родовища золота, олова тощо. Для того, щоб вийти із даного положення, переважно власне ***геологічною картою*** прийнято називати таку, на якій знято покрив четвертинних континентальних відкладів. Він зберігається лише там, де неможливо встановити будову корінних порід під четвертинними відкладами, або в тих випадках, коли останні містять корисні копалини чи мають морське походження.

Геологічна карта з пояснювальною запискою дозволяє зробити висновки про формування земної кори і закономірності розповсюдження корисних копалин. Вона служить основою для наукових пошуків, розвідки родовищ корисних копалин і розробки перспективних планів розвитку гірничодобувної промисловості. Детальні геологічні карти мають надзвичайно важливе значення для проектування, розкриття і розробки розвіданих родовищ, а також при плануванні гірничих робіт у процесі їх експлуатації. Геологічні карти створюються на основі проведених геолого-зйомочних робіт, теоретичного узагальнення досягнень геологічних наук і практичного досвіду. При складанні геологічних карт провідне значення мають такі розділи геологічних знань, як стратиграфія, геотектоніка, структурна геологія, історична геологія, літологія, геохімія, мінералогія, петрографія, геофізика, вчення про родовища корисних копалин та ін. Високоякісна геологічна карта – це підсумок складної творчої праці колективу геологів, озброєних глибокими теоретичними знаннями і досвідом практичної роботи в польових умовах. Це – підсумок копіткої праці спеціалістів, які зуміли на основі поглибленого ви-

Digitized by ABORIGINAL

вчення та аналізу дати найбільш обгрунтовану і достатньо об'єктивну інтерпретацію досліджуваних геологічних явищ і фактів.

23.3. Типи і види геологічних карт

Геологічні карти за змістом і призначенням діляться на такі типи: власне геологічні, четвертинних відкладів, літологічні, тектонічні, геоекологічні, гідрогеологічні, корисних копалин, перспектив на окремі види сировини та ін.

Геологічні карти

Власне геологічні карти відтворюють геологічну будову пев-ної території або які-небудь її певні риси (*рис. 23.1*). Вони є картографічним підсумком геологічної зйомки і служать основою для всіх видів геологічних досліджень району, виявлення закономірностей розташування і пошуків корисних копалин, проектування інженерних споруд та інших робіт. На геологічних картах певними кольорами і доповнюючими їх буквенними та цифровими індексами-позначками виділяються поширені на закартованій території і розчленовані за віком, у відповідності із загальною (міжнародною) стратиграфічною шкалою, стратифіковані гірські породи. Різними лініями позначаються різноманітні геологічні границі – узгоджене і неузгоджене залягання, розривні порушення та ін. При необхідності на картах показуються елементи залягання порід, місця знаходження викопних органічних залишків і відбору проб, місцеположення бурових свердловин, шурфів тощо. Дрібність підрозділів і навантаження геологічних карт залежить від масштабу та призначення карти. Середньо- і крупномасштабні карти, крім легенди, супроводжуються зведеними стратиграфічними колонками і геологічними розрізами району, які відображають у вертикальних розрізах його глибинну будову.

Для сучасної геологічної картографії характерні тенденції до складання різноманітних за змістом геологічних карт не тільки суші і шельфу, але й дна океанів, до видання для однієї й тої ж площі взаємозв'язаних і доповнюючих один одного комплектів карт, до максимального використання матеріалів космічних і висотних зйомок, до показу глибинної будови Землі.

Карти четвертинних відкладів

Геологічна карта четвертинних відкладів (*рис. 23.2*), як і геологічна карта корінних порід, складається з великою достовірністю, оскільки вона служить основою для складання інших геологічних карт, особливо геоморфологічної, гідрогеологічної, ландшафтної, геоеколо-

Digitized by ABORIGINAL

гічної, корисних копалин тощо. На карту четвертинних відкладів наносяться як континентальні, так і морські новітні утворення з підрозділом їх за походженням, віком і складом. Генетичні типи відкладів показують певними кольорами, а відтінками кольору, прийнятого для даного генетичного підрозділу, показують їхній вік. Склад порід позначається штриховими чорними значками, які наносяться на кольоровий.

Індекс стратиграфо-генетичного підрозділу включає символи ланки, горизонту або підгоризонту та генетичного типу відкладу. До 1997 року ланка позначалася прописними римськими цифрами: нижні – I, середні – II, верхні – III, сучасні – IV. Слід звернути увагу, що в «Стратиграфічному кодексі України» (1997 р.) для індексації стратиграфічних підрозділів четвертинних утворень затверджені нові індекси, які відрізняються від існуючих раніше. А саме: для нижнього плейстоцену (еопплейстоцену) встановлено індекс E (відповідно для нижньої та верхньої ланок – E_I та E_{II}), для середнього та верхнього плейстоцену (неоплейстоцену) – індекс P (відповідно для нижньої, середньої та верхньої ланок – P_I, P_{II} та P_{III}), для голоцену – індекс H.

Буквенний символ (Q) використовується тільки при індексації суміжних частин четвертинної системи і більш давніх утворень (N_2 – Q_I – відклади, що охоплюють пліоцен і нижню ланку четвертинної системи). Для позначення горизонтів (надгоризонтів, підгоризонтів) використовують символ, який складається із одної або двох строкових латинських букв – першої і ближньої до неї приголосної у назві підрозділу. Підгоризонти позначаються арабськими цифрами, розміщеними праворуч внизу від символу горизонту ($P_{III}pt_3$ – верхньо-петровський підгоризонт петровського горизонту). Генетичний тип четвертинних відкладів позначається строковою буквою латинського алфавіту, розміщеною ліворуч від символу ланки ($gP_{III}m$ – льодовикові відклади московського горизонту).

Для позначення терас, коли їх декілька, праворуч від символу генетичного типу проставляють арабською цифрою порядковий номер тераси або початкову букву її латинізованої назви, наприклад, $a_{II}sm$ – середньочетвертинні алювіальні відклади другої надзаплавної тераси, які відносяться до самарського горизонту. На карті також виділяються алювіальні, пролювіальні, делювіальні, елювіальні, озерні, морські, еолові, льодовикові, флювіогляціальні, вулканічні, проблематичні (наприклад, лес), хімічні, органогенні та інші відклади. При виділенні генетичних типів пухких відкладів на карті може відмічатись їх характер (наприклад, відклад зсуву) або їх форма (наприклад, виступи, ози, дюни) тощо.

Digitized by ABORIGINAL

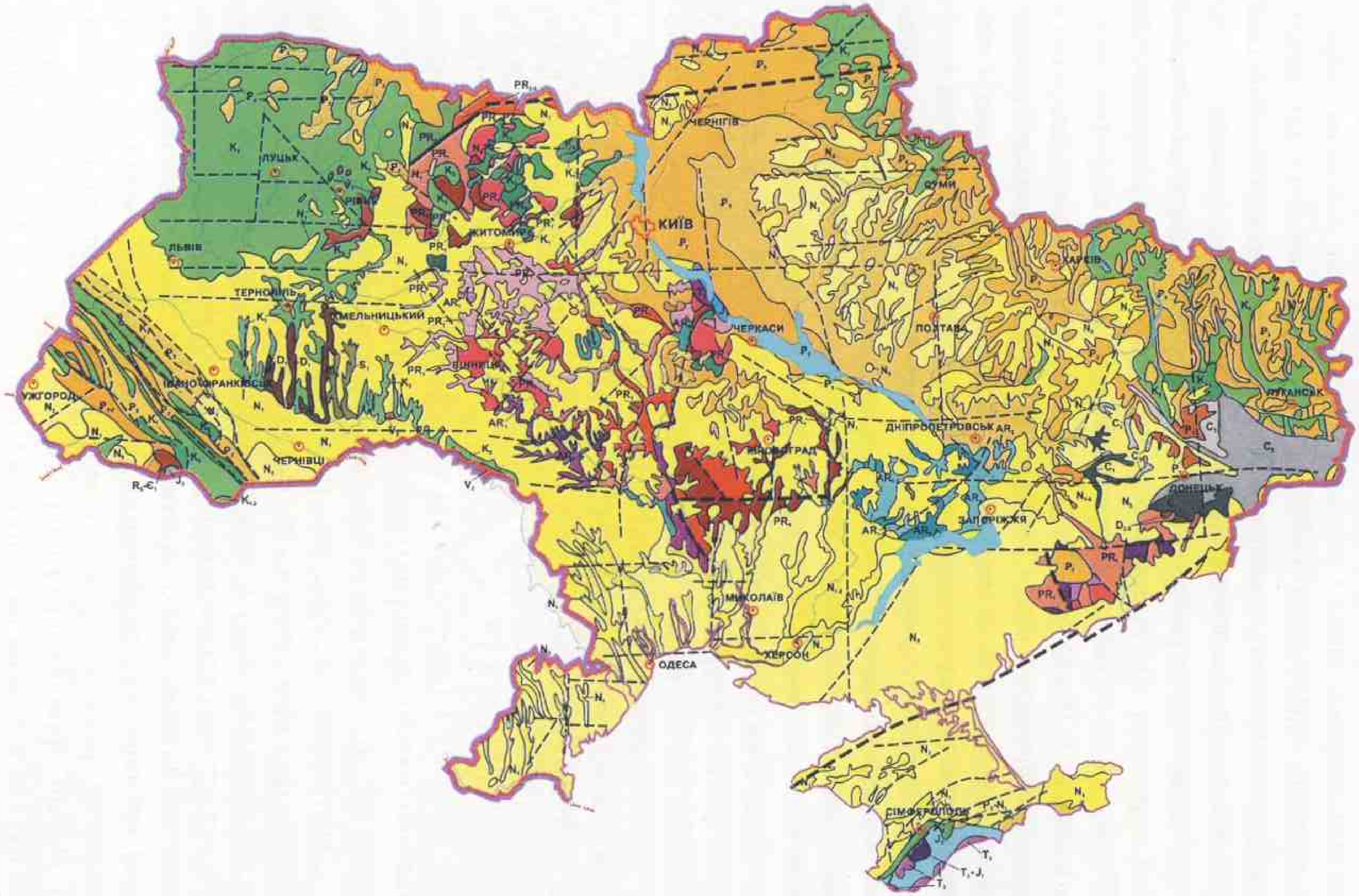


Рис. 23.1. Геологічна карта дочетвертинних відкладів

Digitized by ABORIGINAL

N_2 — *Пліоцен (глини, алевріти, піски, пісковики)*

N_1 — *Міоцен, міоцен–нижній пліоцен (N_{1-2}) (піски, пісковики, глини, вапняки, мергелі)*

P_3-N_1 — *Олігоцен–міоцен (піски, пісковики, глини, алевріти)*

P_3 — *Олігоцен (глини, алевріти, піски, пісковики)*

P_2 — *Еоцен (глини, мергелі, вапняки, опоки, піски, алевріти, буре вугілля)*

P_{1-2} — *Палеоцен–еоцен (піски, пісковики, глини, вторинні каоліни, буре вугілля)*

K_2 — *Верхня крейда (крейда, мергелі, вапняки, піски, пісковики, опоки)*

K_{1-2} — *Нижня–верхня крейда (аргіліти, алевроліти, пісковики, карбонатні породи)*

K_1 — *Нижня крейди (мергелі, вапняки, піски, пісковики, конгломерати, глини)*

J_3 — *Верхня юра (доломіти, вапняки, мергелі, піски, пісковики, конгломерати, глини, аргіліти, алевріти)*

J_2 — *Середня юра, середня–верхня юра (J_{2-3}) (глини, піски, алевріти, алевроліти, пісковики, гравеліти)*

J_1 — *Нижня юра (пісковики, піски, вапняки, аргіліти)*

— *Тріас–юра (аргіліти, алевроліти, піски, пісковики)*

T_3-J — *Верхній тріас–юра (мергелі, вапняки, глини, алевріти, пісковики)*

T_{1-3} — *Тріас–середня юра (вапняки, доломіти, аргіліти, алевроліти, зрідка пісковики)*

T_3-J_1 — *Верхній тріас–нижня юра (вапняки, аргіліти, зрідка пісковики, фліш піщано-глинистий)*

T — *Тріас (піски і строкаті глини, алевріти з проверстками пісковиків, вапняки і доломіти, зрідка пісковики і діабази)*

T_3 — *Верхній тріас (вапняки, аргіліти, пісковики, алевріти, глини з сидеритами)*

T_{2-3} — *Середній–верхній тріас (пісковики, аргіліти, алевроліти, вапняки, доломіти)*

T_{1-2} — *Нижній–середній тріас (піски, строкаті глини, пісковики, аргіліти, алевроліти, вапняки, доломіти)*

T_1 — *Нижній тріас (піски, пісковики, галечник, глини, алевріти, алевроліти, мергелі)*

P-T — *Перм–тріас (пісковики, глинисті сланці, алевроліти, вапняки, доломіти)*

PZ — *Палеозой (вапняки, доломіти, алевроліти, аргіліти, пісковики, кристалічні сланці, сієніт, сієніт–порфір)*

PR_2-PZ — *Верхній рифей–палеозой (сланці, мармуризовані вапняки, вапняки, доломіти, кварцити, базальти, андезито-базальти)*

P — *Перм (гравеліти, пісковики, глинисті сланці, вапняки, доломіти, ангідрити, аргіліти, лави кислого складу)*

P_1 — *Нижня перм (алевроліти, аргіліти, ангідрити, гіпси, кам'яна сіль, доломіти, вапняки, глинисті сланці, пісковики)*

C_3 — *Верхній карбон (аргіліти, алевріти, вапняки, пісковики, пласти кам'яного вугілля)*

C_2 — *Середній карбон, середній–верхній карбон (C_{2-3}) (вапняки, аргіліти, алевроліти, пласти кам'яного вугілля)*

C_{1-2} — *Нижній-середній карбон (вапняки, пісковики, аргіліти, сланці вуглисто–глинисті)*

C_1 — *Нижній карбон (вапняки, доломіти, аргіліти, алевроліти, пісковики, пласти кам'яного вугілля)*

Умовні позначення до рис. 23.1

Digitized by ABORIGINAL

D_3 — *Нерозчленований девон (D), верхній девон (доломіти, пісковики, брекчія, вапняки, кам'яна сіль, глинисті сланці, гравеліти, туфи, базальти); покрово-київський комплекс (нефелінові сієніти)*

D_{2-3} — *Середній–верхній девон (пісковики, вапняки, аргіліти, доломіти)*

D_2 — *Середній девон (вапняки, конгломерати, алевроліти, аргіліти, пісковики); приазовський комплекс (піроксеніти, перидотити)*

D_1 — *Нижній девон (пісковики, алевроліти, аргіліти, мергелі, вапняки, доломіти)*

S_2–D_1 — *Верхній силур–нижній девон (темноколірні аргіліти і алевроліти, вапняки, доломіти, мергелі, пісковики)*

S_2 — *Верхній силур (вапняки, доломіти, мергелі, аргіліти, алевроліти)*

S_1 — *Нижній силур (вапняки, мергелі, доломіти, аргіліти, алевроліти)*

O — *Ордовик (темноколірні аргіліти)*

O_{2-3} — *Середній–верхній ордовик (вапняки, пісковики)*

O_2 — *Середній ордовик (пісковики)*

O_{1-2} — *Нижній–середній ордовик (вапняки)*

$\mathcal{E}_3$ — *Верхній кембрій (чорні алевроліти з проверстками пісковиків)*

$\mathcal{E}_2$ — *Середній кембрій (пісковики, алевроліти)*

$\mathcal{E}_1$ — *Нижній кембрій (пісковики, аргіліти, алевроліти)*

V_2–$\mathcal{E}_3$ — *Верхній венд–середній кембрій (пісковики, аргіліти, гравеліти, флішоїдні відклади – чорні аргіліти з проверстками пісковиків і алевролітів)*

V_2–$\mathcal{E}_1$ — *Верхній венд–нижній кембрій (пісковики, аргіліти, гравеліти)*

R_3–$\mathcal{E}_1$ — *Верхній рифей–нижній кембрій (гнейси, амфіболіти, кварцити, сланці, доломіти, ліпарито-дацитові туфи, андезити, базальти)*

V_2 — *Верхній венд (пісковики, аргіліти, алевроліти, вулканоміктові породи)*

V_1 — *Нижній венд (базальти, туфи, туфіти, червоноколірні пісковики, гравеліти, конгломерати)*

R_2? — *Рифей (припущено за геофізичними даними)*

$\nu\beta R_3$ — *Верхній рифей (габро-діабази, габро-долерити)*

R_3 — *Верхній рифей (сланці, філіти, кварцити, кварцитовидні пісковики)*

R_{2-3} — *Середній–верхній рифей (червоноколірні пісковики, алевроліти, аргіліти)*

R_2 — *Середній рифей (кварцові порфіри, порфіріти, діабази, філітові сланці, пісковики)*

ВЕРХНІЙ ПРОТЕРОЗОЙ–ПАЛЕОЗОЙ PR_3-PZ

PR_3-PZ — *Кварцито-пісковики, діабази, трахіандезити, кварцові порфіри, сланці, алевроліти, туфіти, конгломерати*

ВЕРХНІЙ–СЕРЕДНІЙ ПРОТЕРОЗОЙ PR_{2-3}

PR_{2-3} — *Лужні метасоматити, сієніти, субвужні граніти (пержанський комплекс)*

Умовні позначення до рис. 23.1

Digitized by ABORIGINAL

СЕРЕДНІЙ ПРОТЕРОЗОЙ PR_2

PR_2 — *Лужні та нефелінові сієніти, граносієніти, габро-верліти (октябрський, південно-кальчицький комплекси)*

a PR_2 b — *Граніт-порфіри, граніти рапакові та рапаківіподібні (а), габро, анортозити (б) (коростенський комплекс)*

PR_2 — *Граніти, гранодіорити, діорити, габро (оскільський комплекс), нерозчленований протерозой (Крим)*

PR_2 — *Кластоліти, лептитові гнейси, метавулканіти (кластівська серія)*

НИЖНІЙ ПРОТЕРОЗОЙ PR_1

a PR_1 b — *Граніти (а), мігматити (б) (житомирський, кіровоградський, уманський, ставищанський та інші комплекси)*

PR_1 — *Гранодіорити, діорити, монцоніти, габро, піроксеніти, долерити (букинський, прутівський комплекси)*

PR_1 — *Карбонатити, нефелінові сієніти (чернігівський комплекс)*

a PR_1 b — *Граніти, мігматити (а), чарнокіти (б) (бердичівський комплекс)*

PR_1 — *Граніти, мігматити, гранодіорити, діорити (гайсинський комплекс)*

PR_1 — *Залізисті кварцити, сланці, метапісковики, мармури та ін. (криворізька серія)*

PR_1 — *Гнейси, сланці, кристалічні сланці, мармури, кальцифіри (тетерівська, інгуло-інгулецька серії)*

ВЕРХНІЙ АРХЕЙ AR_2

AR_2 — *Плагіогранітоїди, діорити, гранодіорити, гнейси, амфіболіти (тетіївський комплекс, росинсько-тікицька серія)*

AR_2 — *Гнейси, залізисті кварцити, мармури, кристалічні сланці, габро, перидотити, піроксеніти (бульська серія, деренюхинський, капітанівський комплекси)*

AR_2 — *Граніти (мокромосковський, токівський комплекси)*

AR_2 — *Сланці, коматіїти, андезито-базальти, залізисті кварцити (білозерська, конкська серії)*

НИЖНІЙ–СЕРЕДНІЙ АРХЕЙ AR_{1-2}

AR_{1-2} — *Мігматити, плагіогнейси, амфіболіти (дніпропетровський комплекс, аульська, оболянська серії)*

НИЖНІЙ АРХЕЙ

AR_1 — *Ендербіти*

AR_1 — *Гнейси, кристалічні сланці, амфіболіти, кальцифіри, залізисті кварцити, базити, ультрабазити (дністровсько-бузька, західноприазовська, бринська серії)*

AR:PR(?) — *Проблематичні архей або протерозой*

? — *Дані відсутні або дискусійні*

ІНШІ ПОЗНАЧЕННЯ

Розломи

Трансрегіональні

Регіональні

Інші

Геологічні границі

Границі Східно-Європейської платформи

Умовні позначення до рис. 23.1

Digitized by ABORIGINAL

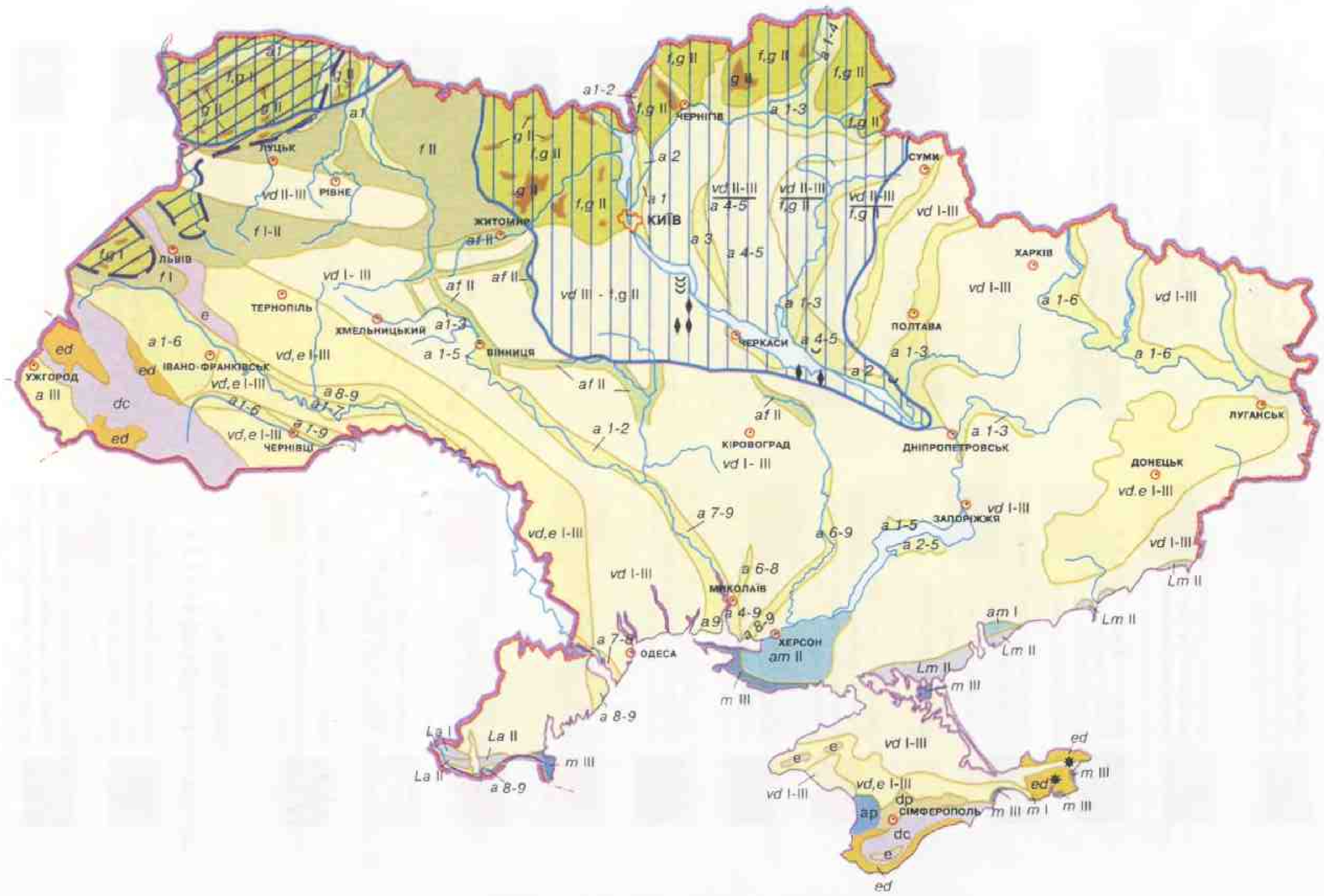


Рис. 23.2. Карта четвертинних відкладів

Digitized by ABORIGINAL

ВІДКЛАДИ:

a 1-9 – алювіальні 1-9 терас

af II – алювіально-водно-льодовикові

ap – алювіально-пролювіальні

La,a I – лиманно-алювіальні, алювіально-лиманні ранньонеоплейстоценові
Lm II – лиманно-морські середньоплейстоценові (давньоевксинські)
La I – лиманно-алювіальні ранньонеоплейстоценові
La II – лиманно-алювіальні середньоплейстоценові (давньоевксинські)
aL II – алювіально-лиманні середньоплейстоценові

am – алювіально-морські
am I – алювіально-морські ранньонеоплейстоценові
am II – алювіально-морські середньоплейстоценові

f – водно-льодовикові

f, g – водно-льодовикові, льодовикові

g II – льодовикові середньоплейстоценові

e – елювіальні

ed – елювіально-делювіальні

dp – делювіально-пролювіальні

dc – делювіально-колювіальні

vd – еолово-делювіальні
vd I-III – еолово-делювіальні ранньо-пізньонеоплейстоценові леси
vd II-III – еолово-делювіальні середньо-пізньонеоплейстоценові леси

vd, e – еолово-делювіальні, елювіальні
vd, e I-III – еолово-делювіальні, елювіальні ранньо-пізньонеоплейстоценові відклади

m – морські
m I – морські ранньонеоплейстоценові (чаудинські)
m III – морські пізньонеоплейстоценові (карангатські)

$\frac{vd\ II\text{-}III}{a\ 4\text{-}5}$ *еолово-делювіальні середньо-пізньонеоплейстоценові леси на алювії 4-5 терас*

$\frac{vd\ II\text{-}III}{f,g\ II}$ *еолово-делювіальні середньо-пізньонеоплейстоценові леси на водно-льодовикових, льодовикових відкладах дніпровського зледеніння*

гляціодислокації

гляціовідторженці

грязьові вулкани

ГРАНИЦІ І ПЛОЩІ:

g I – ранньонеоплейстоценового зледеніння

g II – середньонеоплейстоценового (дніпровського) зледеніння

ВІДПОВІДНІ ВІДКЛАДИ:
f I – водно-льодовикові відклади ранньонеоплейстоценового зледеніння
f II – водно-льодовикові відклади дніпровського зледеніння

Умовні позначення до рис. 23.2

Digitized by ABORIGINAL

Потужність всього розрізу четвертинних відкладів, або розвинутого на поверхні підрозділу вказується у найбільш характерних місцях, а при достатній кількості даних вона показується в ізопахитах. На карті показуються відслонення корінних порід, місця знахідок викопної фауни і флори, а також археологічні залишки, напрями руху льодовиків, мерзлотні утворення, виходи джерел, тектонічні лінії тощо. Всі дочетвертинні породи, незалежно від віку і складу, зображуються на карті четвертинних відкладів і розрізах фіолетовим кольором.

Легенда будується у вигляді таблиці, де по горизонталі розташовуються позначення генетичних підрозділів, а по вертикалі – вікових. На геологічних розрізах, у зв'язку з малою потужністю четвертинних відкладів, допускається збільшення вертикального масштабу, порівняно з горизонтальним, в 10–20 разів. Стратиграфічні колонки будуються лише у випадках, коли четвертинні відклади виражені витриманим по латералі розрізом значної потужності. У решті випадків замість стратиграфічних колонок наводиться схема будови четвертинних відкладів. На схемі показуються співвідношення усіх генетичних типів розвинутих у районі четвертинних відкладів, співвідношення їх з різними елементами рельєфу і з дочетвертинними відкладами. При необхідності будується декілька таких схем, виготовлених у тих же умовних знаках, що й карта.

Геоморфологічні карти

Геоморфологічна карта складається на основі польових спостережень і дешифрування аерофотознімків у тому ж масштабі, що й геологічна карта. Вона повинна відображати головні морфологічні риси рельєфу, його вік і походження (*рис. 23.3*). Для правильного їх зображення на картах необхідно не тільки точно виконати рисовку, але й визначити генетичні типи рельєфу, стадії його розвитку, про які писав ще В. М. Девіс.

Найбільш розповсюдженим універсальним і обов'язковим є використання топографічних карт усіх масштабів з горизонталями, на яких точки з однаковими відмітками з'єднуються між собою суцільними плавними лініями – горизонталями. Зображення на картах ярів, ям, кар'єрів, насипів, курганів, териконів, грязьових вулканів, карстових лійок та інших форм рельєфу проводиться спеціальними умовними знаками. Спеціальним умовним знаком зображують скальний рельєф на крутих схилах. Умовні знаки форм рельєфу природного походження, крім скель-останців та окремо лежачого каміння, наносяться на карти коричневим кольором. Скелі-останці, окремо лежаче каміння і деякі форми рельєфу (штучні), наносять на карти умовними знаками чорного кольору. Генетична характе-

Digitized by ABORIGINAL

ристика рельєфу подається різними кольорами, вік – індексами, форма рельєфу – різними штриховими знаками. На середньо- і дрібномасштабних картах рельєф зображується за допомогою гіпсометричного забарвлення. У відповідності зі шкалою глибин і висот, розробленою для окремих карт і атласів, змінюється забарвлення площ, котрі мають певні ступені висот. Моря і океани забарвлюють в синій колір – від світло-синього на мілководді до темно-синього на великих глибинах. Низини забарвлюються в зелений колір – чим менше значення відміток, тим густіший зелений колір. Підвищення зображують відтінками жовтого кольору. Гірський рельєф має різні відтінки коричневого кольору: чим вище, тим темніший.

ДЕВІС Уїльям Моріс (Davis William Morris)
(1850–1934)

Девіс Уїльям Моріс – американський географ і геолог. Закінчив Гарвардський університет в 1869 р. З 1930 по 1934 рр. – професор геоморфології Каліфорнійського технологічного інституту. Засновник Асоціації американських географів. Один із основоположників геоморфології. Розглядав географію як науку, що вивчає Землю по відношенню до людини; основою географії вважав фізичну географію, а в ній головну роль відводив геоморфології.

Світове визнання отримало його вчення про географічний (геоморфологічний) цикл зміни стадій розвитку рельєфу (юності, зрілості, старості). Девіс вважав, що в процесі утворення рельєфу річки прорізають звивисті V-подібні долини, в яких згодом утворюються заплави. Останні наближені до рівня моря. Пізніше було доведено, що процес розвитку рельєфу значно складний. Запропонував використовувати блок-діаграми.

Основні форми рельєфу залежать від тектонічної структури, про що вперше заявив В. Г. Бондарчук, які групуються в умовних позначеннях на такі комплекси: елементи рельєфу вододілів (крім льодовикових форм); долини сучасної річкової сітки; долини давніх рівнів денудації; озера та береги морів; льодовиковий комплекс; гідрогеологічний комплекс (мерзлотні утворення, карст, зсуви, виходи джерел); тектонічні елементи.

Знання і врахування особливостей рельєфу дають можливість створити географічно правдоподібне зображення місцевості. Зображенню рельєфу приділяється особлива увага при складанні геоморфологічних карт, які дають сконцентроване і наглядне уявлення про рельєф, а тому можуть ефективно використовуватись при геологорозвідувальних роботах та екологічному обґрунтуванні великих проектів і розробці природоохоронних заходів.

Digitized by ABORIGINAL

ФОРМИ, СТВОРЕНІ КОМПЛЕКСНОЮ ДЕНУДАЦІЄЮ (ПЕРЕВАЖНО СХИЛОВИМИ ПРОЦЕСАМИ)

Верхньоміоценова поверхня денудаційного вирівнювання 1300-1500 м над рівнем моря

Верхньопліоценова поверхня денудаційного вирівнювання від 300 до 1000 м над рівнем моря

Нижньо-середньочетвертинні
а) поверхні площинного змиву і дефлюкції від 150-200 до 700-800 м над рівнем моря
б) дефлюкційно-делювіальні шлейфи з кутом до 6°

Верхньочетвертинні і голоценові схили площинного змиву і дефлюкції в поєднанні з зсувними і осипними схилами з кутом від 6-8° до 25-40°

Верхньочетвертинні і голоценові обвально-осипні і зсувні схили з кутом 35-40° і більше

Верхньочетвертинні і голоценові стінки зриву обвалів, осипів і зсувів, ерозійні врізи з обвально-осипними і зсувними схилами

Голоценові зсуви

ФОРМИ, ЯКІ СТВОРЕНІ ФЛЮВІАЛЬНИМИ ПРОЦЕСАМИ (ПОСТІЙНИМИ ТА ТИМЧАСОВИМИ ПОТОКАМИ)

Верхньопліоценова тераса
а) ерозійна 800-900 м над рівнем моря
б) акумулятивна 250-300 м над рівнем моря

Нижньо-середньочетвертинні поверхні
а) ерозійні тераси 500-600 м над рівнем моря
б) акумулятивні тераси, нахилені алювіально-пролювіальні рівнини, конуси виносу від 100 до 200 м над рівнем моря

Верхньочетвертинна і голоценова ерозійно-акумулятивні тераси відносною висотою 8-12 м і заплава відносною висотою 2-3 м

ФОРМИ РЕЛЬЄФУ МОРСЬКОГО ПОХОДЖЕННЯ

Верхньоміоценова абразійна поверхня (тераса) 1000-1100 м над рівнем моря

Сучасні берегові форми
а) абразійні (кліф)
б) акумулятивні (тераси, коси)

Напрям потоку морських наносів

ФОРМИ РЕЛЬЄФУ КАРСТОВОГО ПОХОДЖЕННЯ

Карові поля

Карстові лійки

Карстові котловини

ФОРМИ РЕЛЬЄФУ СТРУКТУРНО-ДЕНУДАЦІЙНОГО ПОХОДЖЕННЯ

Пологі схили куест, броньовані вапняками

Відпрепаровані купольні форми батолітів

Рис. 23.3. Геоморфологічна карта

Digitized by ABORIGINAL

Літологічні карти

Літологічні карти показують особливості територіального розподілу гірських порід, які складають будь-який стратиграфічний підрозділ. Переважно при побудові карт обмежуються невеликими літологічними або стратиграфічними одиницями – пачкою, горизонтом, ярусом. Для більш великих стратиграфічних комплексів літологічні карти будують у тих випадках, коли нема достатнього фактичного матеріалу. Такі карти дають лише загальне уявлення про розповсюдження порід у даному районі.

Побудова карт базується на літологічних колонках, складених по відслоненнях або свердловинах, що розташовані в різних пунктах досліджуваної території, з використанням наявних літологічних профілів. Перед побудовою карт виділяють характерні типи розрізів, які розвинуті в даному районі. Потім визначають, до якого типу розрізу належить кожна із колонок. Одержані результати наносять на топографічну основу, відмічаючи географічне положення колонок, а умовними позначками – тип розрізів. При крупномасштабних побудовах тип розрізу іноді замінюють зображенням відповідної літологічної колонки. Після цього методом інтерполяції обмежують області розповсюдження кожного типу розрізу і виділяють їх умовними знаками. На цьому завершується побудова літологічної карти. Дуже важливо цифрами, біля розташування розрізів, або ізогіпсами показати товщину відкладів, які досліджуються.

Літологічні карти допомагають відновити багато особливостей літогенезу – встановити знаходження областей живлення осадовим матеріалом, виділити зони з різним середовищем осадонакопичення, визначити границі розвитку ділянок з неоднаковим ступенем рухомості середовища, відновити особливості рельєфу поверхні дна басейну осадонакопичення. Встановлені закономірності розповсюдження порід дають змогу правильно орієнтувати пошуки різних корисних копалин у межах території дослідження та на інших прилеглих до неї ділянках.

Тектонічні карти

На тектонічних картах, перш за все, показуються форми залягання, час і умови утворення структурних елементів земної кори різних порядків (*рис. 23.4*). Передусім на них повинні бути виділені основні структурні елементи – складчасті області та платформи. Складчасті споруди потім діляться на структурні поверхи. Кожний із цих повер-

Digitized by ABORIGINAL

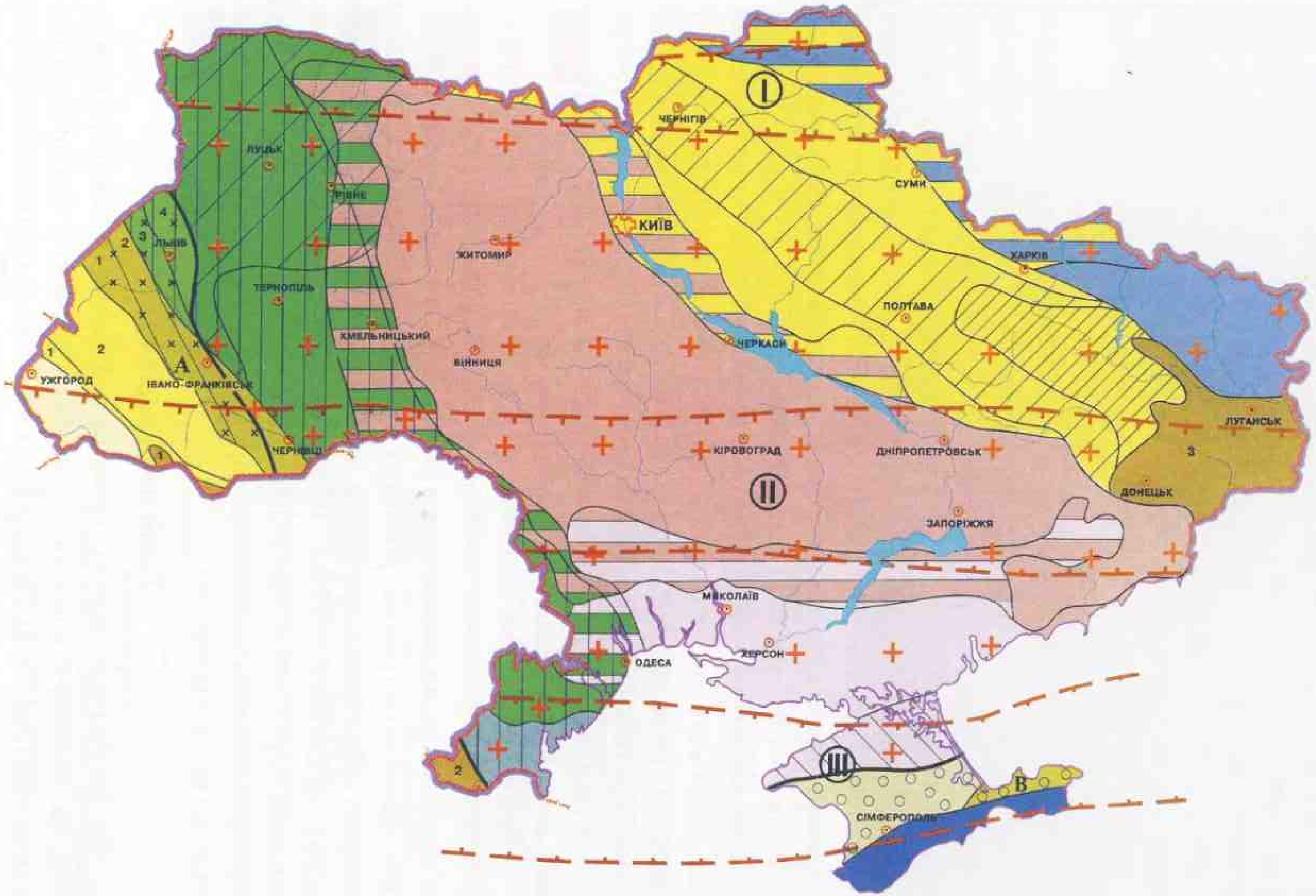


Рис. 23.4. Тектонічна карта

Digitized by ABORIGINAL

Волино-Подільська плита з фрагментами Молдавської плити (1), в межах схилу Українського щита (2)

Волино-Полiський рифейський прогин

Дністровський пізньовендський-раньопалеозойський перикратонний прогин

Причорноморська крейдово-палеогенова западина (1), западина в межах схилу Українського щита (2)

Каркінітсько-Північно-Кримський тріас — раньокрейдовий прогин

Дніпровсько-Донецька мезозойська западина (1), в межах схилів: Українського щита (2), Воронезького кристалічного масиву (3)

Прип'ятсько-Дніпровський девонський прогин

Передбачуваний рифейський рифт основої зони Прип'ятсько-Дніпровського девонського прогину

Схил Воронезького кристалічного масиву

Східно-Європейська древня (дорифейська) платформа

Український щит у межах ізогіпси залягання фундаменту 0 м (1) та його схили в межах ізогіпси залягання фундаменту до 500 м (2, 3, 4)

Західно-Європейська молода (епіпалеозойська) платформа та структурні елементи її фундаменту: Лежайський масив (1) і Розтоцька зона (4) байкальської консолідації, Коханівська (2) і Рава-Руська (3) зони каледонської консолідації

Скіфська (епіпалеозойська) плита

Центрально-Кримська зона крейдово-палеогенових піднять і депресій

СКЛАДЧАСТІ СПОРУДИ

Варисці: Мармароського масиву, перероблені альпійською складчастістю (1), Північної Добруджі (2), Донбасу (3)

Кімерій-альпійські: Гірського Криму і Керченського п-ова

Альпійські. Карпат (1 — Внутрішніх, 2 — Зовнішніх)

КРАЙОВІ ПРОГИНИ

Переддобруджинський нижньодевонсько-кам'яновугільний

Передкарпатський міоценовий (А), Індоло-Кубанський олігоцен-міоценовий (Б)

Закарпатський внутрішній міоцен-пліоценовий прогин

границя Східно-Європейської платформи

границя мегазон тектонічної активізації: I — Північно-Української, II — Центрально-Української, III — Південно-Української

границі тектонічних структур

Умовні позначення до рис. 23.4

Digitized by ABORIGINAL

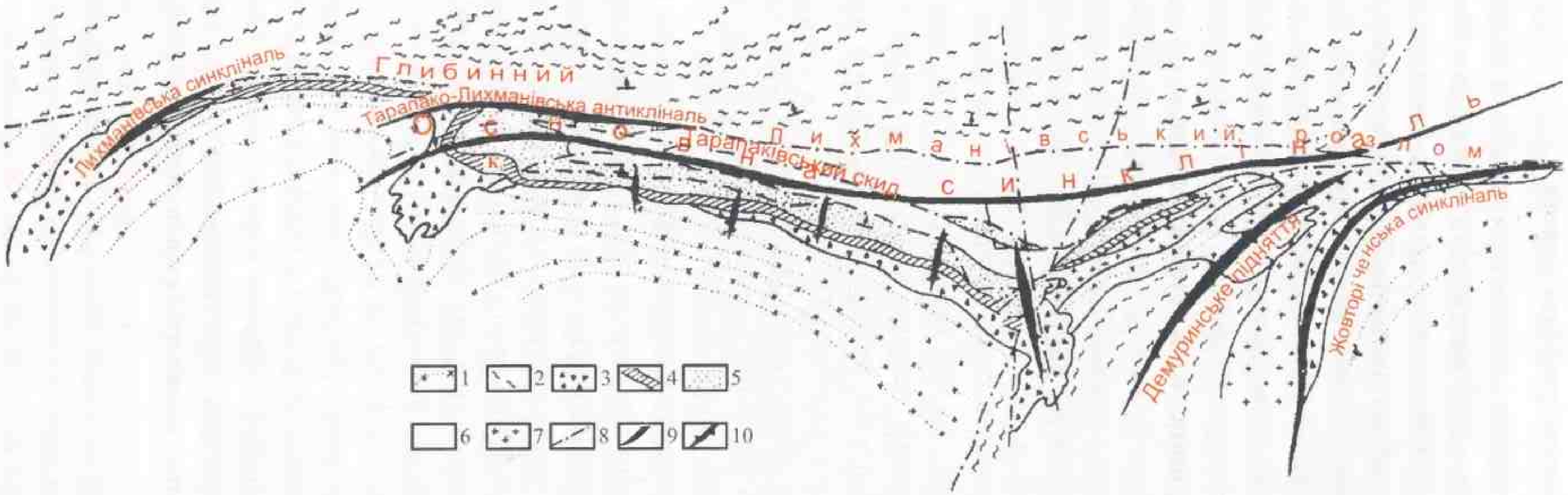
хів відповідає певному тектонічному етапу розвитку геосинкліналь-них областей і складається групою окремих формацій, переважно від-окремлених від вище- і нижчезалягаючих формацій регіональними не-узгодженнями. Складчасті споруди кожного із структурних поверхів потім розчленовуються на антиклінорії і синклінорії (*рис. 23.5*), які, в свою чергу, групуються в мегантиклінорії і мегсинклінорії. У склад-частих областях можуть виділятися структури заключної стадії гео-синклінального розвитку – серединні масиви, міжгірські западини і крайові прогини, а також зони глибинних розломів і вулканічні пояси. У кожному із названих вище структурних елементів вказуються складки, розриви, флексури тощо. Зображення складок переважно проводиться за допомогою осьових ліній. На осях антиклінальних складок потовщеними лініями вказуються напрямки занурення шарнірів.

Важливе значення у межах складчастих областей мають інтру-зивні масиви. Необхідно домогтись відображення на тектонічній карті положення інтрузивних масивів, встановлення їх форми (батоліт, лаколіт, шток та ін.) і зв'язки з тектонічними структурами, в яких вони розміщуються. Як і на геологічних картах, інтрузивні породи показуються з розподілом за віком і складом. Уявлення про послідовність утворення інтрузій дає їх належність до різних струк-турних поверхів складчастих областей.

У межах платформи на тектонічній карті виділяється тільки два структурні комплекси – складчастий фундамент і платформний чохол. Складчастий фундамент розчленовується у відповідності з принципами розчленування складчастих областей. Платформи, в цілому, діляться на щити і плити. У платформному чохлі послідовно можуть виділятися антеклізи, синеклізи, авлакогени, вали, флексури, окремі складки і розриви, соляні структури тощо. При зображенні складок і флексур у платформному чохлі переважно застосовуються стратоізогіпси або наносять зведені контури, які відображують фор-му і розміри складок.

На загальних тектонічних картах виділяють тільки основні структурні елементи з вказівкою тектонічних режимів і часу форму-вання. На регіональних картах зображуються особливості структури певних районів. Структурні форми на тектонічних картах виділяють границями або показують ізогіпсами покрівлі чи підошви маркую-чих горизонтів та поверхні неузгодження показують границями між різними комплексами.

Digitized by ABORIGINAL



1 – саксаганські плагіограніти; 2 – мігматити; 3 – метабазити; 4 – нижня криворізька світа; 5 – середня криворізька світа; 6 – верхня криворізька світа; 7 – мікроклінові граніти дніпровсько-токівського типу; 8 – вісі тектонічних розломів; 9 – вісі крупних синкліналей; 10 – вісі крупних антикліналей

Рис. 23.5. Структурна схема Криворізького басейну

Digitized by ABORIGINAL

Палеогеографічні карти

Утворені на земній поверхні породи визначаються умовами їх накопичення. Оскільки ці породи формувались в конкретному геолого-географічному середовищі, вивчення природних умов їх утворення необхідне не тільки для пізнання геологічної історії Землі, але й для прогнозування корисних копалин. Таким чином, літологічний склад порід містить інформацію не тільки про фізико-географічні умови, в яких проходило їх нагромадження. За складом порід при реконструкції геолого-географічних умов минулих епох можна з високою достовірністю виділити типи порід, які утворились в певних умовах.

Вивчаючи літологічні особливості та умови залягання гірських порід, їх мінеральний склад і знайдені в них викопні залишки, можна з достовірністю та точністю відновити фізико-географічні умови, які існували на Землі в ту або іншу геологічну епоху. Фізико-географічні умови минулих епох вивчаються шляхом складання палеогеографічних карт, на які наносять контури моря і суші, основні структурні елементи земної кори, зони розмиву, шляхи транспортування уламкового матеріалу, райони проявів вулканізму, біогеографічну і кліматичну зональність тощо.

Палеогеографічні та літолого-фаціальні карти (*рис. 23.6*) складаються для коротких або тривалих відрізків геологічного часу, вони являють собою узагальнені та усереднені так чи інакше гіпотетичні зображення середовища осадонакопичення. Будуються вони на основі аналізу карт зміни літологічного складу відкладів і фаціальних карт. Карти зміни літологічного складу відкладів показують положення зон розповсюдження порід різноманітного літологічного типу (пісків, конгломератів, глин, карбонатних порід тощо). На фаціальних картах показують зони поширення порід, які утворились у різних фізико-географічних умовах (прибережно-мілководні відклади, мілководні, відносно глибоководні та ін.). Іноді літолого-фаціальні особливості відкладів відтворюють на палеогеографічних картах. Ці карти допомагають не тільки кращому розумінню особливостей геологічних процесів у далекому минулому Землі, а й розв'язанню практичних завдань, пов'язаних з пошуками та розвідкою нафтових і газових родовищ, а також тенденціями природних змін геоекологічного середовища.

Палеогеографічні карти відрізняються від географічних перш за все тим, що географічна карта складається на конкретний момент, а на палеогеографічній карті відтворена, в узагальненому вигляді, гео-

Digitized by ABORIGINAL

графія земної поверхні, яка існувала протягом декількох мільйонів років. За цей час неодноразово змінювались і переміщувались не тільки фації, але й комплекси фацій. При побудові палеогеографічних карт одним із головних завдань є найбільш точна синхронізація відкладів різного походження, а тому карти складаються на детальній стратиграфічній основі.

Літолого-фаціальні та палеогеографічні карти несуть багату інформацію. Відповідними позначками на них зображують літологічний склад первинних осадків, а також додаткові ознаки, які вказують на умови осадкоутворення (вугленосність, строкатість, присутність глауконіту та інших мінералів, наявність органічних залишків). Часто позначають відповідними умовними позначками корисні копалини, які знаходяться в цьому інтервалі розрізу. Палеогеографію минулого показують кольором, причому в тому забарвленні, яке прийнято на звичайних фізико-географічних картах.

Складання палеогеографічних карт має велике наукове і практичне значення. Палеогеографічні карти дають можливість говорити про процеси та явища, які проходили на поверхні Землі в далекому минулому і про зміну їх в часі. Детальні палеогеографічні карти є надійною основою для прогнозування осадових корисних копалин та розв'язання екологічних проблем.

Гідрогеологічні карти

Гідрогеологічні пошуки і дослідження проводяться з метою вивчення природних вод як своєрідних рідинних корисних копалин. За результатами гідрогеологічних досліджень складаються гідрогеологічні карти (*рис. 23.7*). Ці карти складаються з таким ступенем достовірності, який дає змогу вирішувати практичні гідрогеологічні завдання, служать основою для проведення більш детальних досліджень. Залежно від поставлених практичних гідрогеологічних завдань, карти містять найбільш повні дані про гідрогеологічні умови ділянок, де проектується шахтне, кар'єрне, нафтопромислове, гідротехнічне та інше будівництво або вирішуються будь-які конкретні спеціальні завдання (вибір ділянок водозабору, мінеральні та термальні води, оцінка зруднення тощо).

За цільовим призначенням та змістом гідрогеологічні карти можуть бути загальними (для повної характеристики гідрогеологічних умов території) і спеціальними (для вирішення якогось вузького завдання – водопостачання району, зрошування земельного масиву,

Digitized by ABORIGINAL

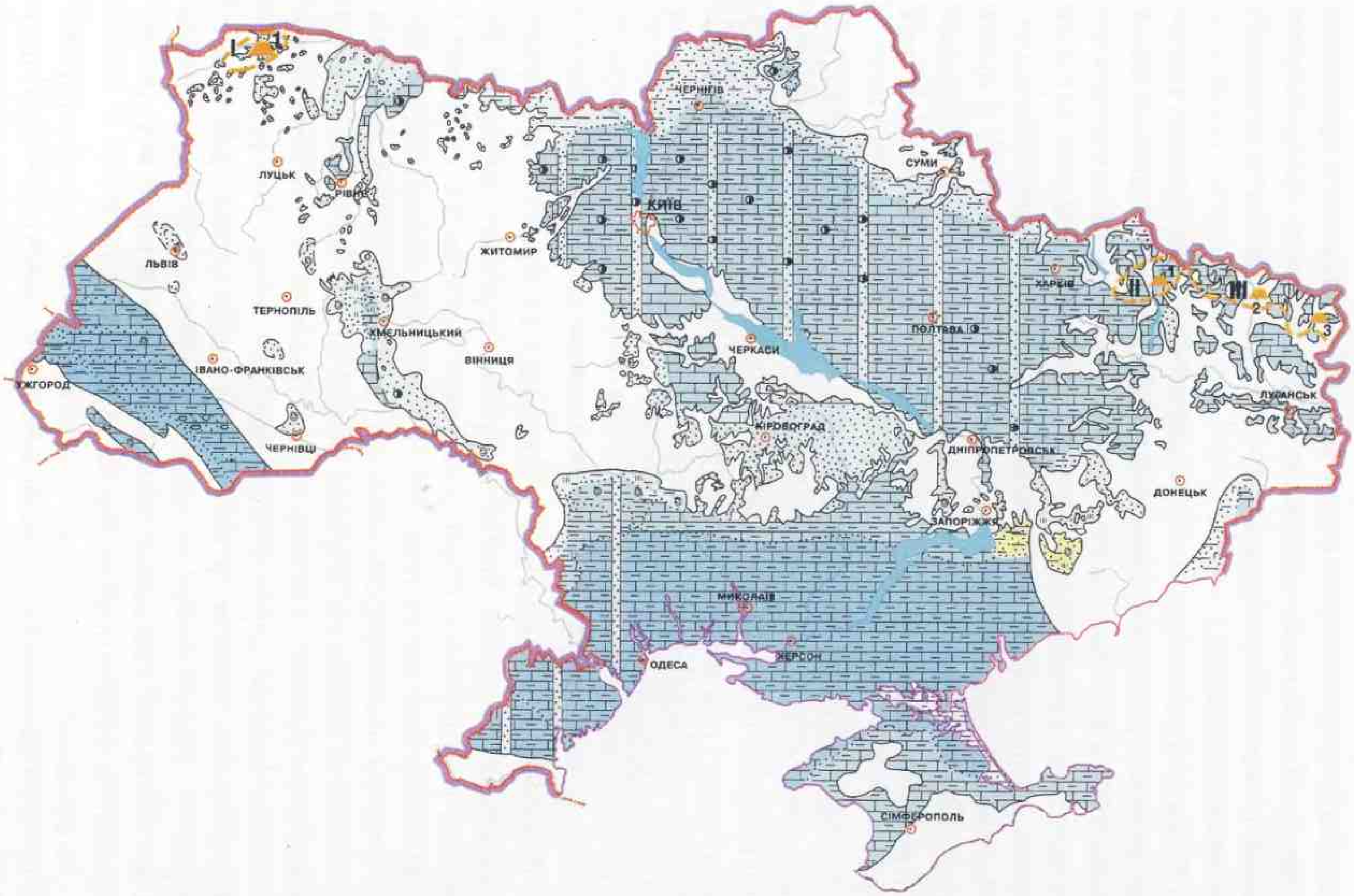


Рис. 23.6. Літолого-фаціальна карта для сеноманського віку (пізня крейдова епоха)

Digitized by ABORIGINAL

ФАЦІАЛЬНА І ЛІТОГЕНЕТИЧНА МОДЕЛЬ ОСАДКОНАКОПИЧЕННЯ

Відкритий глибокий (зовнішній) шельф			*Відкритий мілкий (внутрішній) шельф*			*Низинна суша приморських акумулятивних рівнин*	
Зона	*Еніба-тіальна*	*Помірно глибоко-водна*	*Субліто-ральна*	*Літо-ральна*	*Супралі-торальна*	*заливного мілководдя лагун, дельт, лиманів та естуаріїв*	*прибереж-них рівнин із систе-мою при-морських боліт та озер*
	Нижня	*Верхня*	*Нижня та середня*	*Верхня*	*Верхня*		

Макролітотипи

Алевроліт -аргіліт-пісковико-вий з па-кетами гравелітів	*Глинисто-мергелис-тий з фауною*	*Піщано-глинисто-мергелис-тий з фос-форитами*	*Пісків та пісковиків погано відсорто-ваних*	*Вапнис-тих пісків*	*Теригенний з глауканіт-том і фауною*	*Вуглисто-теригенний*

Площі, які перспективні на фосфорити:
I – Ратнівська
II – Новобурлуцька
III – Троїцько-Мар'янівська

Родовища:
1 – Ратнівське

Рудопряви:
1 – Загоруйківсько-Баранівський
2 – Танюшківський
3 – Північський

Піски кварцово-глауконітові під мергельно-крейдовою товщею, з фосфоритами

Межі сучасного поширення відкладів київської світи середнього еоцену та її аналогів

Межа одновікових утворень (фаціальна)

Відсутність відкладів

Умовні позначення до рис. 23.6

Digitized by ABORIGINAL

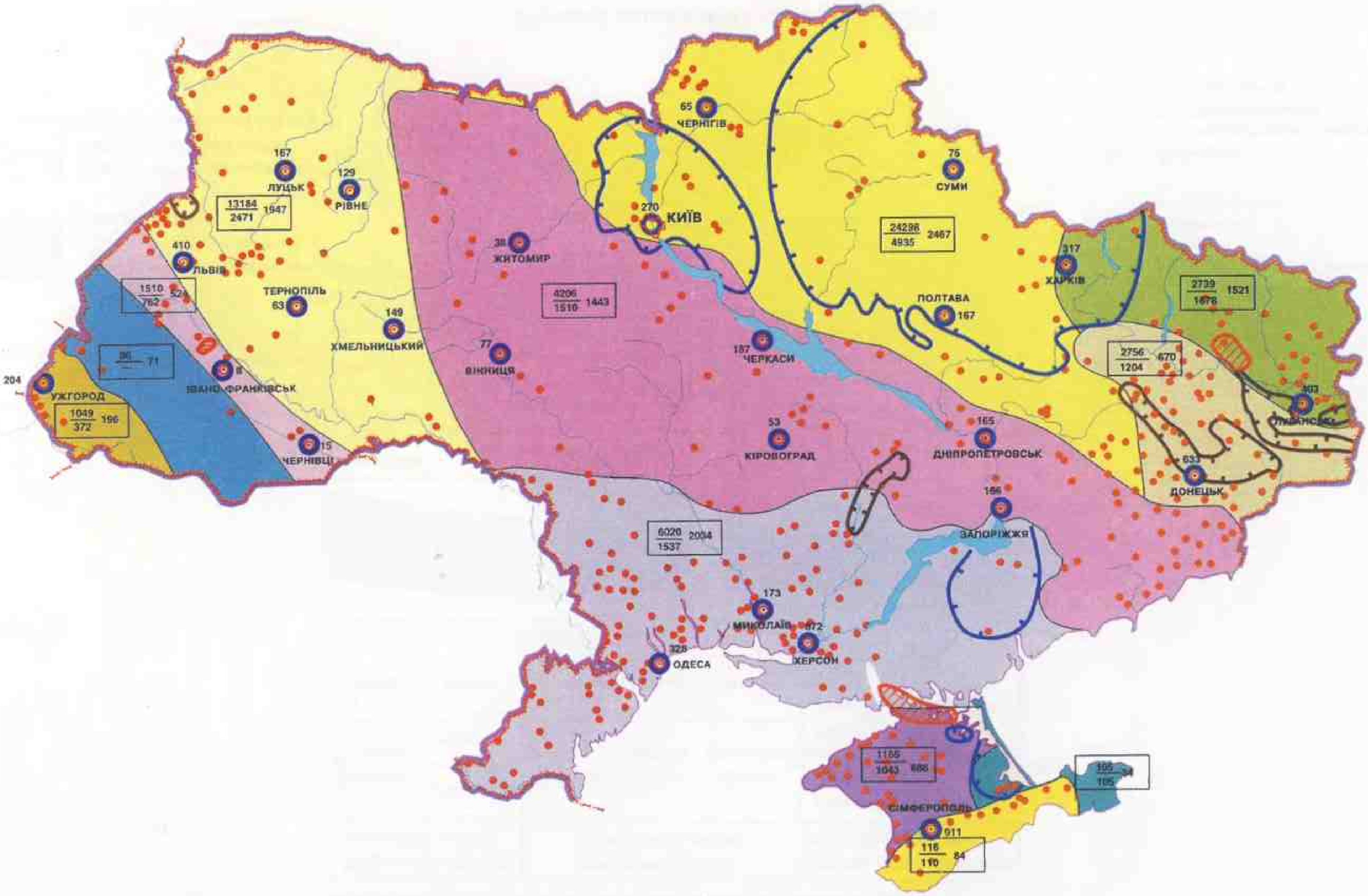


Рис. 23.7. Карта гідрогеологічного районування

Digitized by ABORIGINAL

АРТЕЗІАНСЬКІ БАСЕЙНИ

- *Закарпатський*
- *Передкарпатський*
- *Волино-Подільський*
- *Дніпровський*
- *Донецько-Донський*
- *Причорноморський*
- *Рівнинно-Кримський*
- *Азово-Кубанський*

ГІДРОГЕОЛОГІЧНІ ОБЛАСТІ

- *Східних Карпат*
- *Українського щита*
- *Донецька*
- *Гірського Криму*

116/105 20 — *Прогнозні ресурси, експлуатаційні запаси та середньорічний водовідбір питних підземних вод по артезіанських басейнах і гідрогеологічних областях, тис. м³/добу. Чисельник – прогнозні ресурси; знаменник – експлуатаційні запаси (підготовлені до освоєння). Праворуч – середньорічний водовідбір*

МОНІТОРИНГ ПІДЗЕМНИХ ВОД

173 — *Спостережні пункти. Цифра біля знаку – їх кількість по адміністративних областях, шт.*

ОСНОВНІ РЕГІОНАЛЬНІ ЗМІНИ РІВНЕВОГО РЕЖИМУ ПІДЗЕМНИХ ВОД

Контури розвитку регіональних депресійних воронок під впливом експлуатації групових водозаборів та водовідливу в гірничовидобувних районах

Границі артезіанських басейнів та гідрогеологічних областей

Примітка. Гідрогеологічне районування виконано на основі геолого-структурного та гідрогеодинамічного принципу. Межі артезіанських басейнів і гідрогеологічних областей відповідають контурам суцільного поширення відкладів, характерних для кожного гідрогеологічного району.

ТЕХНОГЕННІ ЗМІНИ ЯКОСТІ ПІДЗЕМНИХ ВОД ПІД ВПЛИВОМ:

- *хімічної промисловості*
- *гірничо-промислового комплексу*
- *аграрного комплексу (пестициди, нітрати)*

Умовні позначення до рис. 23.7

Digitized by ABORIGINAL

гідрогеохімічні пошуки корисних копалин та ін.). На загальних картах з максимальною повнотою, яка визначається масштабом, зображуються всі гідрогеологічні елементи. Особливу групу складають карти гідрогеологічного районування, які можуть бути як загальними (наприклад, при структурно-гідрогеологічному районуванні), так і спеціальними (наприклад, при районуванні ділянки для вирішення будь-якої названої вище мети). Разом із картами, які відображають сучасний гідрогеологічний стан, можуть складатися карти палеогідрогеологічні та карти прогнозу гідрогеологічних умов, які за своїм змістом також можуть бути як загальними, так і спеціальними.

На загальних гідрогеологічних картах, які складаються при державній гідрогеологічній зйомці, згідно з розробленими легендами, необхідно показувати такі дані:

1) поширення водоносних горизонтів, комплексів, зон і водотривких порід у відповідності з віком водовміщуючих порід;

2) водопровідність виділених водоносних підрозділів;

3) запаси підземних вод на розвіданих ділянках;

4) показники водообміну, гідроізогіпси, а також п'єзоізогіпси, напрям потоку підземних вод, ділянки самовиливу свердловин, ділянки інфільтрації поверхневих вод, ділянки відкритого та закритого розвантаження підземних вод;

5) водо- і газопрояви;

6) мінералізацію, хімічний і газовий склад і, обов'язково, температуру підземних вод.

Крім того, на картах зображуються природні об'єкти і процеси, а також інженерні споруди, які впливають на гідрогеологічні умови територій. Вся перерахована інформація наноситься на карту за допомогою спеціально розробленої системи умовних позначок.

Карти корисних копалин

Карти корисних копалин складаються в масштабі геологічної карти на спеціалізованій геологічній основі. Склад порід, їхні текстурні та структурні особливості, елементи залягання показують лише в тих випадках, коли це відповідає меті карти. На карту наносять всі родовища, прояви і пункти мінералізації, пошукові ознаки корисних копалин, металогенні фактори (*рис. 23.8*). Родовища, прояви і пункти мінералізації зображуються знаками відповідного розміру і форми. Позначення формаційної належності родовища розробляються відповідно до умов району вивчення. Тіла корисних ко-

Digitized by ABORIGINAL

УМОВНІ ПОЗНАЧЕННЯ

ГОРЮЧІ
- *нафта*
- *газ*
- *нафта та газ*

ВУГІЛЛЯ
- *вугілля буре*

РУДИ ЧОРНИХ МЕТАЛІВ
- *залізо*
- *марганець*

РУДИ КОЛЬОРОВИХ ТА РІДКІСНИХ МЕТАЛІВ
- *нікель*
- *алюміній*
- *свинець та цинк*
- *ртуть*
- *титан*
- *рідкісні метали*
- *золото*

НЕМЕТАЛІЧНІ
- *сірка*
- *апатит*
- *фосфорит*
- *сіль калійна*
- *сіль кухонна*
- *крейда для соди*

НЕРУДНА СИРОВИНА ДЛЯ МЕТАЛУРГІЇ
- *кварцит*
- *глина вогнетривка*
- *доломіт*
- *вапняк флюсовий*
- *пісок формувальний*
- *плавиковий шпат*
- *тальк-магнезит*

кам'яновугільні басейни
- **Дн** — *Донецький*
- **ЛВ** — *Львівсько-Волинський*

залізорудні басейни
- **Км** — *Кременчуцький*
- **КР** — *Криворізький*
- **Кч** — *Керченський*

марганцеворудні басейни
- **Нк** — *Нікопольський*

ЦЕМЕНТНА СИРОВИНА
- *вапняк*
- *крейда*
- *мергель*
- *глина*
- *опока*

СКЛЯНА ТА ФАРФОРО-ФАЯНСОВА СИРОВИНА
- *пісок кварцовий*
- *польовий шпат*
- *каолін первинний*
- *каолін вторинний*

КОЛЬОРОВІ КАМЕНІ
- *бурштин*
- *родоніт*
- *мармуровий онікс*
- *кварц, топаз, берил*

УРАНОВІ РОДОВИЩА
1 - *Ватутінське*
2 - *Мічурінське*
3 - *Жовторіченське*
4 - *Сурське*
5 - *Красноокольське*

СИРОВИНА ДЛЯ РІЗНИХ ГАЛУЗЕЙ ПРОМИСЛОВОСТІ
- *озокерит*
- *графіт*
- *цеоліт*
- *гіпс*
- *бентоніт*
- *мінеральні фарби*
- *сапоніт*
- *базальт*

ОБЛИЦЮВАЛЬНІ КАМЕНІ
- *граніт*
- *габро*
- *лабрадорит*
- *мармур, доломіт*
- *травертин*
- *пісковик*
- *гіпс*
- *туф*

ПІДЗЕМНІ ВОДИ
- *мінеральні*
- *термальні*

Рис. 23.8. Карта корисних копалин

Digitized by ABORIGINAL

ПЕРЕЛІК ОСНОВНИХ РОДОВИЩ КОРИСНИХ КОПАЛИН

1, 2 – Новгород-Сіверське
3 – Ратнівське
4 – Папірнянське
5 – Розльотське
6 – Яструбецьке
7, 8 – Клесівське
9 – Овруцьке
10 – Ясногірське
11 – Іванчинське
12 – Стецьківське
13 – Степанське
14 – Локачинське
15 – Омелянівське
16 – Стремигородське
17 – Роменське
18 – Талалаївське
19 – Синій Камінь
20 – Стремигородське
21 – Рудня-Шляхова
22 – Здолбунівське
23 – Федорівське
24 – Кам'янобрідське
25 – Волинське
26 – Головинське
27 – Сліпчицьке
28 – Леляківське
29 – Червонозаводське
30 – Анастасівське
31 – Рава-Руське
32 – Кривинське
33 – Дубрівське
34 – Слобідське
35 – Негребівське
36 – Глинсько-Розбишівське
37 – Південно-Панасівське
38 – Клинсько-Краснознам'янське
39 – Тимофіївське
40 – Немирівське
41 – Купинське
42 – Майдан-Вільське
43 – Буртинське
44 – Коростишівське
45 – Гнідинцівське
46 – Бугруватівське
47 – Свидницьке
48 – Язівське
49 – Судимонтське
50 – Тригір'ївське
51 – Данишівське
52 – Яблунівське
53 – Харківцівське
54 – Козіївське
55 – Буртинське
56 – Полонське
57 – Андрушівське
58 – Сула-Удайське
59 – Юльївське
60 – Березівське
61 – Котелевське
62 – Корнинське
63 – Миргородське
64 – Комишнянське
65 – Західно-Солохівське
66 – Березівське
67 – Семиренківське
68 – Новоселівське
69 – Новопсковське
70 – Великогадоминецьке
71 – Піщане
72 – Залужанське
73 – Волощанське
74 – Великоглібовицьке
75 – Глуховецьке
76 – Макарівське
77 – Жеželівське
78 – Опішнянське
79 – Чутівське
80 – Семенцівське
81 – Матвіївське
82 – Вишневське
83 – Старосамбірське
84, 85 – Розвадівське
86 – Роздольське
87 – Білоцерківське
88 – Миронівське
89 – Абазівське
90 – Розпашнівське
91 – Хмільницьке
92 – Богуславське
93 – Машівське
94 – Західно-Хрестищенське
95 – Медведівське
96 – Мелихівське
97 – Шебелинське
98 – Лиманське
99 – Старобільське
100 – Бориславське-1
101 – Бориславське-2
102 – Стебницьке
103 – Моршинське
104 – Застінківське
105 – Збручанське
106 – Турбівське
107 – Олександрівське
108 – Черкаське
109 – Руденківське
110 – Берестовеньківське
111 – Єфремівське-1
112 – Шебелинське
113 – Єфремівське-2
114 – Ізюмське
115 – Трускавецьке
116 – Подорожнянське
117 – Конопківське
118 – Барбухинське
119 – Ковалівське
120 – Долинське
121 – Тереблянське
122 – Гайдамацьке
123 – Мурзинське
124 – Смілянське
125 – Малокомишуваське
126 – Райгородське
127 – Гринівське
128 – Буданівське
129 – Новосілківське
130 – Новозбручанське
131 – Богородчанське
132 – Калуш-Голинське
133 – Великокужелівське
134 – Тиврівське
135 – Рижанівське
136 – Багатойське
137 – Новодмитрівське
138 – Слов'яногірське
139 – Ямське
140 – Гусарівське
141 – Слов'янівське
142 – Новокарфагенське
143 – Білогорівське
144 – Нирковське
145 – Бантишівське
146 – Артемівське-1
147 – Михайлівське
148 – Краматорське
149 – Артемівське-2
150 – Плосківське
151 – Новополянське
152 – Гуменецьке
153 – Калюсик
154 – Звенигородське
155 – Козацьке
156 – Журавське
157 – Миронівське

Умовні позначення до рис. 23.8

Digitized by ABORIGINAL

158 – Ужгородське
159 – Русько-Комарівське
160 – Полянське
161 – Соймінське
162 – Битків-Бабчинське
163 – Пасічнянське
164 – Кривченське
165 – Гуменецьке
166 – Джуржівське
167 – Старобабанське
168 – Юрківське
169 – Немирівське
170 – Танське
171 – Кайтанівське
172 – Єлизаветівське
173 – Знам'янське
174 – Бандурівське
175 – Новоолександрівське
176 – Соколівське
177 – Новомиргородське
178 – Кіровоградське
179 – Морозівське
180 – Верхньодніпровське
181 – Краматорське
182 – Часовоярське-1
183 – Луганське
184 – Часовоярське-2
185 – Новорайське
186 – Новоандріївське
187 – Веселівське
188 – Октябрське
189 – Микитівське
190 – Біганське
191 – Синяцьке
192 – Голубинське
193 – Кудринцівське
194 – Жванське
195 – Мужіївське-1
196 – Мужіївське-2
197 – Берегівське
198 – Берегівське
199 – Ільницьке
200 – Великокам'янецьке
201 – Чорногузьке
202 – Капустинське
203 – Обозівське
204 – Семенцівсько-Олександрійське
205 – Балахівське
206 – Малишівське
207 – Широківське
208 – Первозванівське
209 – П'ятихатське
210 – Карнаухівське
211 – Авдіївське
212 – Новопавлівське
213 – Горбське
214 – Лопушнянське
215 – Брусницьке
216 – Завалліївське
217 – Дереюське
218 – Капітанівське-1
219 – Капітанівське-2
220 – Коноплянське
221 – Петрівське
222 – Сухохутірське
223 – Кудашівське
224 – Правдинське
225 – Павлівське
226 – Синельниківське
227 – Новомихайлівське
228 – Сокирницьке
229 – Ковацьке
230 – Солотвинське-1
231 – Солотвинське-2
232 – Гірськотисенське
233 – Требушанське
234 – Кузинське
235 – Прилуки
236 – Софіївське
237 – Девладівське
238 – Біляївське
239 – Просянівське
240 – Янцівське
241 – Володимирське
242 – Амвросіївське
243 – Криворізьке
244 – Костянтинівське
245 – Криворізьке (цілик р. Саксагань)
246 – Оленівське-1
247 – Новотроїцьке
248 – Оленівське-2
249 – Стильське
250 – Каракубське
251 – Осиківське
252 – Балка Мокра
253 – Трикратненське
254 – Новоданилівське
255 – Високопільське
256 – Токівське
257 – Оріхівське-1
258 – Гуляйпільське
259 – Новотроїцьке
260 – Північно-Шевченківське
261 – Покрово-Кирїівське
262 – Оріхівське-2
263 – Полозьке-1
264 – Полозьке-2
265 – Полозьке-3
266 – Затишанське
267 – Калініно-Шевченківське
268 – Новополтавське
269 – Балка Біла
270 – Великотокмацьке
271 – Новополтавське
272 – Балка Великого
273 – Маріупольське
274 – Троїцьке
275 – Григорівське
276 – Південно-Білозерське
277 – Куксунгурське
278 – Приазовське
279 – Лазурне
280 – Куяльник
281 – Кирилівське
282 – Одеське
283 – Східно-Саратське
284 – Білгород-Дністровське
285 – Сергіївське
286 – Стрілкове
287 – Джанкойське
288 – Задорненське
289 – Новосільське
290 – Колодязне
291 – Белінське
292 – Східно-Багерівське
293 – Василівське
294 – Краснопартизанське
295 – Штормове
296 – Саки
297 – Феодосійське
298 – Фонтанівське
299 – Іванівське
300 – Євпаторійське
301 – Червоне
302 – Бахчисарайське
303 – Псилераське
304 – Кадиківське
305 – Гора Госфорт
306 – Чегене-Салинське
307 – Комиш-Бурунське
308 – Киятське
309 – Сім Колодязів
310 – Ельтіген-Ортельське
311 – Покостівське

Умовні позначення до рис. 23.8

Digitized by ABORIGINAL

палин зображують у природних контурах. Розсипи позначаються таким чином, щоб найбільш детально відобразити походження і тип розсипу, глибину залягання «пісків», розподіл корисних компонентів у межах розсипу та ін. Всі родовища, прояви і пункти мінералізації нумеруються зліва направо, починаючи з верхнього кута листа.

Легенда до карти складається із двох частин: геологічні об'єкти, які визначають розташування корисних копалин (металогенні фактори) і корисні копалини. Перша частина будується за тим же принципом, що й легенда до геологічної карти, але для підрозділів, які відіграють роль металогенних факторів, наводяться відомості про генетичні або парагенетичні зв'язки з ними конкретних корисних копалин, а також їх навколорудних метасоматичних змінах порід, рудоконтролюючій і рудолокалізуючій ролі підрозділів.

Умовні знаки підрозділів – *металогенних факторів* – забарвлюються так, як у легенді до геологічної карти. Умовні знаки решти підрозділів не забарвлюються. У першу частину легенди включаються всі інші умовні позначки, винесені на карту. Друга частина легенди являє собою таблицю, в якій наведена вся різноманітність родовищ, проявів, пунктів мінералізації тощо. У межах перспективних площ різною штриховкою виділяють ділянки, які рекомендуються для проведення детального геологічного картування, структурно-пошукового буріння та перспективні об'єкти для проведення геологорозвідувальних робіт на різні види корисних копалин. Всі площі, які рекомендуються для проведення подальших пошукових і розвідувальних робіт, мають бути розчленовані почергово, залежно від їх перспективності.

Прогнозні геологічні карти

Прогнозні геологічні карти, або карти перспектив на окремі види корисних копалин складаються на геологічній основі з метою виявлення і зображення площ, перспективних для відкриття нових родовищ і покладів корисних копалин. За масштабами прогнозні геологічні карти поділяються на три основні типи: оглядові або дрібномасштабні (від більше 1:1 000 000 до 1:500 000), середньомасштабні (1:200 000–1:100 000), крупномасштабні (1:50000–1:25 000).

Геологічною основою для оглядових карт є карти формацій осадових, магматичних і метаморфічних порід. Для середньомасштабних карт також використовуються зображення великих складчастих і розривних тектонічних структур. На крупномасштабних картах показується вік порід, їх склад і всі існуючі тектонічні структу-

Digitized by ABORIGINAL

ри. На прогнозних геологічних картах виділяються площі з відомими родовищами, перспективні для виявлення нових родовищ корисних копалин та безперспективні. Перспективні площі переважно за ступенем достовірності відкриття корисних копалин розділяють на декілька категорій. На них виділяють в основному території найбільш перспективні, перспективні і слабко перспективні.

Геоекологічні карти

Геоекологічне картування проводиться з метою вивчення можливостей підтримання гармонійних відносин між людиною, господарством і природою на основі сучасного екологічного стану, а також для одержання повної характеристики геологічного середовища, геофізичних полів, рельєфу, підземних та поверхневих вод, атмосферного повітря та клімату, ґрунтового та рослинного покриву, тваринного світу, захворюваності населення та техногенного впливу на все це. За результатами екологічних досліджень складаються геоекологічні карти (*рис. 23.9*). Вони діляться на оглядові, дрібномасштабні, середньомасштабні і крупномасштабні.

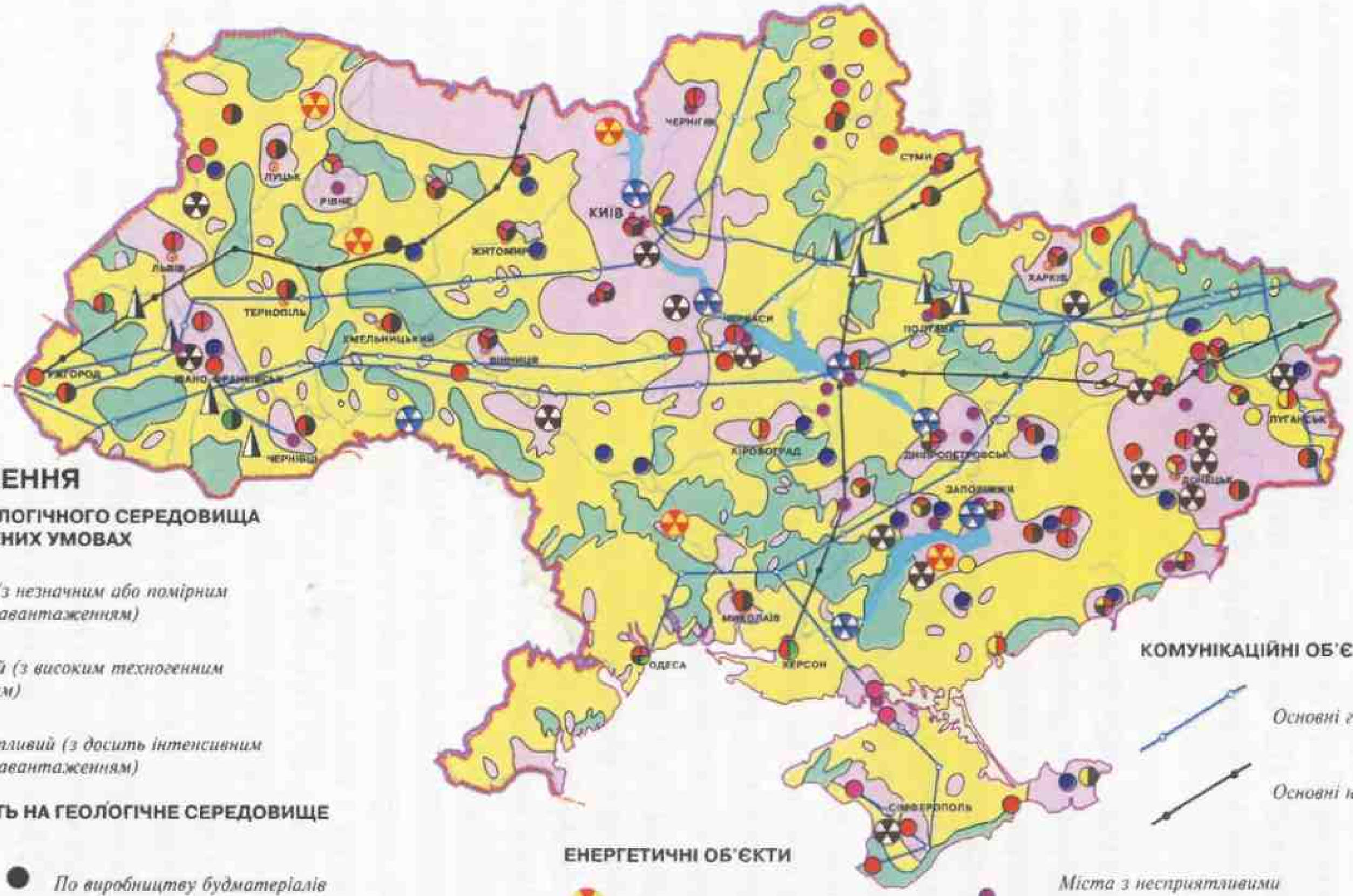
Оглядові карти (масштаб менший 1:1 000 000) повинні давати інформацію про геоекологічні умови великих регіонів або земної кулі в цілому. Основне їх завдання – виразити основні закономірності зміни екологічного середовища в процесі життєдіяльності людини та проявлення абіотичних та біотичних складових екосистеми.

Дрібномасштабні карти (1:500 000–1:1 000 000) відображають геоекологічну ситуацію в основних регіонах країни. Основною метою їх складання є показ екологічної характеристики природного середовища в найбільших промислово розвинутих регіонах та встановлення їх впливу на формування техногенно-екологічної системи.

Середньомасштабні карти (1:100 000–1:200 000) складаються як для геоекологічного обстеження ландшафтно-геохімічних, гідрогеологічних параметрів середовища, захищеності підземних вод від забруднення, підтопленості нових територій тощо, так і для вироблення стратегії і тактики природоохоронних заходів.

Крупномасштабні карти (1:50 000 і крупніші) найбільш повно і достовірно показують зміни геологічних, гідрогеологічних, геохімічних, інженерно-геологічних, геодинамічних та інших факторів, обумовлених техногенними впливами. Оцінку рівня цих впливів з метою вироблення заходів по ефективному управлінню охороною навколишнього середовища дають саме ці карти.

Digitized by ABORIGINAL



УМОВНІ ПОЗНАЧЕННЯ

ЕКОЛОГІЧНИЙ СТАН ГЕОЛОГІЧНОГО СЕРЕДОВИЩА В ТЕХНОГЕННО-ПОРУШЕНИХ УМОВАХ

- *Сприятливий (з незначним або помірним техногенним навантаженням)*
- *Несприятливий (з високим техногенним навантаженням)*
- *Дуже несприятливий (з досить інтенсивним техногенним навантаженням)*

ОБ'ЄКТИ, ЩО ВПЛИВАЮТЬ НА ГЕОЛОГІЧНЕ СЕРЕДОВИЩЕ

Промислові об'єкти

- *Металургійні*
- *Машинобудівні*
- *Хімічні*
- *Нафтопереробні*
- *По виробництву будматеріалів*
- *Гірничовидобувні*
- *Нафтогазовидобувні*
- *Наявність декількох видів промисловості (машинобудівної, хімічної, по виробництву будівельних матеріалів)*

КОМУНІКАЦІЙНІ ОБ'ЄКТИ

- *Основні газопроводи*
- *Основні нафтопроводи*

ЕНЕРГЕТИЧНІ ОБ'ЄКТИ

- *Атомні електростанції*
- *Теплові електростанції*
- *Гідроелектростанції*
- *Міста з несприятливими екологічними умовами*
- *Границі площ з різним екологічним станом геологічного середовища*

Рис. 23.9. Еколого-геологічна карта

Digitized by ARCHIVARIAL

При вивченні закономірностей впливу людини на навколишнє середовище в сфері гірничого виробництва або в населених пунктах складаються екогеологічні карти масштабу 1:10 000 і більше. Вони відображають рівень окремого геоекологічного об'єкту в межах різних типів природного середовища і використовуються для формування типових моделей з метою обґрунтування методів керованого контролю за станом довкілля.

Надзвичайно важливим для геоекологічних карт є їх навантаження та співвідношення інформативності для різних масштабів. На них повинен відбиватись тільки комплексний, багатофакторний характер формування і техногенних змін верхньої зони геосфери. При цьому мають бути врахованими структурно-тектонічні, ландшафтно-геохімічні, гідрогеологічні та інженерно-геологічні елементи. У першу чергу також повинні бути показані техногенні зміни еколого-формувальних параметрів геологічного середовища. Одночасно з наведеним вище, геоекологічні карти відображають не тільки негативні наслідки антропогенних процесів, але й проектні рішення по оздоровленню екологічної обстановки. Серед них насамперед повинні передбачатись заходи по інженерному захисту територій, рекультивації земель тощо в межах сформованих виробничо-територіальних комплексів. Мають бути відображені також об'єкти техногенно-природних систем, які в майбутньому можна використати в народному господарстві для видобутку сировини з різного роду гірських відвалів, хвостосховищ, відходів промислової переробки мінеральної сировини тощо.

Періодичність складання геоекологічних карт для різних регіонів обумовлюється інтенсивністю антропогенних процесів, що відбуваються в екологічному середовищі. В районах з відносно стійкою геоекологічною обстановкою такі карти можуть складатись один раз на 15–20 років, а в районах з інтенсивним перетворенням геоекологічних систем – через кожні 5–10 років. Основним підсумком геоекологічного картування повинно бути районування територій залежно від ступеня порушення природного середовища і обґрунтування рекомендацій з раціонального використання надр, підготовка інформації про перспективи освоєння чи геоекологічного захисту території картування.

23.4. Геологічні розрізи та стратиграфічні колонки

Геологічні розрізи

Для наглядного зображення умов залягання геологічних тіл геологічна карта супроводжується геологічними розрізами, які яв-

Digitized by ABORIGINAL

ляють собою зображення залягання порід по площині вертикального перерізу земної кори від її поверхні на ту або іншу глибину. Вони можуть будуватися по геологічній карті за даними бурових свердловин, на геофізичних або інших матеріалах. Положення розрізів показується на карті тонкими чорними лініями, які проводяться через усю карту від рамки до рамки частіше всього навхрест простягання геологічних утворень. Лінія розрізу може бути прямою або ламаною. На кінцях лінії розрізу і в місцях її зламу ставляться прописні букви українського алфавіту.

На розрізі обов'язково показують: гіпсометричний профіль місцевості, лінію рівня моря, шкалу вертикального масштабу з поділками через 0,5 см і підписами через 1 см на обох кінцях розрізу, буквенні позначки, які прив'язують розріз до карти. Спеціальними виносками над гіпсометричною лінією вказуються географічні орієнтири: ріки, озера, вершини гір та ін. Потім з геологічної карти переносять на цей профіль границі пластів, які пересікаються розрізом. Використовуючи дані про елементи залягання пластів, які показані на карті, проводять побудову розрізу шляхом трасування границь пластів на глибину із врахуванням їх потужності. Відкладання границь пластів у бурових свердловинах проводиться виключно за їх абсолютними відмітками від рівня моря. Важливо відзначити, що горизонтальний і вертикальний масштаби розрізів повинні відповідати масштабу карти. Збільшення вертикального масштабу (в 10 разів і більше) допускається лише для районів з похилим або горизонтальним заляганням порід.

Розрізи зображуються так, щоб ліворуч був захід, а праворуч – схід. Дані геофізичних досліджень (гравіметрія, магнітометрія та ін.) можуть показуватись у вигляді графіків над геологічним розрізом. У кожному конкретному випадку вирішується питання про показ на розрізах площин відбиття сейсмічних хвиль тощо. Якщо потужність відкладів мала і її неможливо відобразити в масштабі карти, допускається об'єднання їх в один підрозділ. При цьому в легенді додають ще одну умовну позначку з вказівкою «тільки на розрізах». Дозволяється показувати на розрізах штриховими лініями ймовірне розміщення геологічних границь вище земної поверхні. Бурові свердловини на розрізах зображуються суцільними чорними лініями, якщо вони попадають на лінію розрізу або біля неї, та штриховими лініями – при проектуванні їх на площину розрізу. Низ свердловини обмежується короткою горизонтальною лінією у вигляді підсічки.

Digitized by ABORIGINAL

Розрізи складаються, фарбуються та індексуються у повній відповідності з геологічною картою. Для кожного листа карти переважно будується один-три розрізи. Всі геологічні границі (узгоджені, неузгоджені та ін.) показуються одним знаком – у вигляді суцільних тонких ліній. Глибина розрізу обумовлюється наявними фактичними даними геологічного картування та матеріалами буріння різних видів свердловин.

Стратиграфічна колонка і принципи її побудови

Стратиграфічна колонка являє собою графічне зображення літологічного складу пластів, послідовності їх залягання, потужності і віку порід у межах ділянки геологічної карти. На ній у віковій послідовності показують всі відклади, виділяються всі серії, свити, підсвіти, товщі, пачки, маркувальні горизонти. Всі осадові, вулканічні та метаморфічні породи, розвинуті на даній території, показуються штриховими знаками. Інтрузивні породи на колонці не показуються.

Стандартна форма колонки передбачає зображення в центрі стовпчика геологічної колонки літологічного складу порід. Ліворуч від колонки вказується стратиграфічне положення порід (система, відділ, ярус та індекс), а праворуч – потужність в метрах та характеристика порід.

Колонки, як правило, будуються у більшому масштабі, ніж геологічні карти. При коливаннях потужності свит у колонці зображується їх максимальне значення, а цифрами вказуються крайні границі. Якщо довжина колонки виявиться дуже великою, то допускається можливість робити пропуски («розриви») в середині однорідних інтервалів, які показуються подвійною хвилястою лінією. Узгоджені границі на колонці наносяться прямими лініями, стратиграфічні неузгодження – хвилястими, а кутові – зубчастими. Між стратиграфічними колонками проводяться кореляційні лінії.

Digitized by ABORIGINAL

НОРМАТИВНІ НАВЧАЛЬНІ ЕЛЕМЕНТИ З ЧАСТИНИ III

1. Докембрій.
2. Палеозойська ера. Лавразія. Пангея. Гондвана.
3. Мезозойська та кайнозойська ери.
4. Льодовикові періоди в історії Землі.
5. Гіпотеза підняття.
6. Гіпотеза контракції.
7. Гіпотеза пульсацій.
8. Гіпотеза підкорових течій.
9. Гіпотеза дрейфу материків.
10. Вплив астеносфери на тектоніку.
11. Нова глобальна тектоніка.
12. Великі вимирання в історії Землі.
13. Геологічна карта.
14. Тектонічні карти.
15. Геоморфологічні карти.
16. Геоекологічні карти.
17. Карти четвертинних відкладів.
18. Генезис, вік і морфологія рельєфу.

Digitized by ABORIGINAL

ЗАПИТАННЯ ДЛЯ САМОПЕРЕВІРКИ

1. Назвіть етапи розвитку земної кори та основні геологічні події.
2. Які є основні гіпотези формування земної кори?
3. Дайте характеристику загальним та спеціальним геоморфологічним картам. Яке їх призначення?
4. Прочитайте та проаналізуйте геохронологічну шкалу, етапи розвитку земної кори.
5. Прочитайте, проаналізуйте і складіть геологічні, тектонічні карти і розрізи.
6. Складіть геоморфологічні профілі та карти.

Digitized by ABORIGINAL

РЕКОМЕНДОВАНА ЛІТЕРАТУРА

Основна:

1. Адаменко О. М., Рудько Г. І. Екологічна геологія: Підручник для студентів вищих навчальних закладів екологічних, геологічних, географічних спеціальностей. – К.: Манускрипт, 1998. – 338 с.

2. Земля. Монографія. Головний редактор Дж. Ф. Лер. Переклад з англійської. – К.: ТОВ «Школа», 2004. – 520 с.

3. Короновский Н. В., Якушева А. Ф. Основы геологии: Учебник для географических специальностей вузов. – М.: Высшая школа, 1991. – 416 с.

4. Куровець М., Гунька Н. Основи геології. Підручник для вузів. – Львів, Вища школа, 1997. – 694 с.

5. Леонтьев О. К., Рычагов Т. И. Общая геоморфология. – М.: Высшая школа, 1988. – 319 с.

6. Пиотровский В. В. Геоморфология с основами геологии. – М.: Недра, 1971. – 288 с.

7. Практическое руководство по общей геологии / Гущик А. И., Романовская Н. А., Стафеев А. Н. – М.: Academia, 2005. – 160 с.

8. Рудько Г. І., Гамеляк І. П. Основи загальної, інженерної та екологічної геології. Навчальний посібник для студентів вузів України. – Чернівці: Букрек, 2003. – 423 с.

Додаткова:

1. Ланге О. К. Гидрогеология. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1969. – 342 с.

2. Лещух Р. Й. Геологічна практика на Поділлі і в Українських Карпатах. – Л.: Видавничий центр ЛНУ ім. І. Франка, 2004. – 242 с.

3. Павлинов В. Н. и др. Пособие к лабораторным занятиям по курсу общей геологии. – М.: Недра, 1974. – 176 с.

4. Сергеев Е. М. Грунтоведение. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1973. – 284 с.

5. Якушева А. Ф. Геология с элементами геоморфологии. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1983. – 374 с.

6. Атлас з геології і корисних копалин України. – Київ, 2001. – 168 с., іл.

Digitized by ABORIGINAL

РУДЬКО
Георгій Ілліч

Народився 24 березня 1952 року в селі Шуга Надимського району Тюменської області в Росії. Закінчив геологічний факультет Львівського (1974 р.) та географічний факультет Чернівецького (1984 р.) університетів.

Працював у польових геологічних експедиціях на Алтаї, в Західному та Східному Сибіру, Карпатському та інших регіонах України, на Кавказі (Вірменія, Грузія, Чечня), в Середній Азії (Узбекистан, Таджикистан), Казахстані. Брав участь у розвідці ряду промислових родовищ в Україні та Росії. Має 35 років виробничого стажу, із них 19 – польового.

Доктор геолого-мінералогічних наук, доктор географічних наук, доктор технічних наук, професор. Почесний розвідник надр (2006 р.). У різні роки займався науковою та педагогічною діяльністю в Чернівецькому, Львівському та Київському національних університетах, Івано-Франківському національному технічному університеті нафти і газу, національному транспортному університеті. Член Спеціальної групи експертів ЄЕК ООН з гармонізації термінології щодо запасів і ресурсів корисних копалин. Має 23 роки наукового стажу.

Голова Державної комісії України по запасах корисних копалин (ДКЗ). Професор кафедри гідрогеології та інженерної геології Київського національного університету імені Тараса Шевченка, завідувач кафедри екології Державної екологічної академії післядипломної освіти та управління Мінприроди України.

Опублікував понад 450 наукових праць, із них 35 монографій, 13 підручників для вузів, 15 препринтів та брошур, понад 40 методичних розробок та інструкцій ДКЗ.

Область наукових та практичних інтересів: геологія родовищ корисних копалин, інженерна геологія, медична геологія, геоморфологія, екологічна геологія та геоекологія.

Digitized by ABORIGINAL

АДАМЕНКО
Олег Максимович

Народився 17 (23) листопада 1935 року в селі Воловиці на Чернігівщині.

Директор Державного інституту екологічного моніторингу, професор кафедри екології Івано-Франківського національного технічного університету нафти і газу, доктор геолого-мінералогічних наук, професор, академік Академії екологічних наук України, віце-президент підкомісії з геоархеології палеоліту Міжнародного союзу з вивчення четвертинного періоду (INQUA), лауреат Державної премії СРСР в галузі науки і техніки.

Під науковим керівництвом О. М. Адаменка захищено 4 докторських і 16 кандидатських дисертацій, опубліковано 15 підручників, 30 монографій і 650 статей у 10 країнах світу, в тому числі в США, ФРН, Франції, Польщі, Китаї, Кореї та ін.

Область наукових інтересів: екологічна та регіональна геологія, геотектоніка, геоморфологія, палеогеографія, екологія, охорона навколишнього середовища та збалансоване природокористування.

Digitized by ABORIGINAL

ЧЕПІЖКО
Олександр Валентинович

Народився 3 лютого 1952 року в селі Безименка Татарбунарського району на Одещині. В 1971 році закінчив судномеханічне відділення Одеського морехідного училища ММФ за спеціальністю «судномеханік», а в 1978 році – геолого-географічний факультет Одеського державного університету імені І. І. Мечникова за спеціальністю «інженерна геологія та гідрогеологія».

Доктор геологічних наук. Працює на посаді професора кафедри загальної та морської геології Одеського національного університету імені І. І. Мечникова. Має більше 15 років педагогічного стажу.

Голова Одеського осередку Українського мінералогічного товариства. Є членом: науково-методичної ради Міністерства освіти і науки України зі спеціальності «геологія», редколегії наукового журналу «Записки Українського мінералогічного товариства», міжнародної організації International Network of Engineers and Scientists (INES).

У жовтні 2009 року нагороджений золотим нагрудним знаком Спілки геологів України.

Digitized by ABORIGINAL

КРОЧАК
Марина Дмитрівна

Народилася 6 травня 1960 року в місті Бердськ Новосибірської області в Росії. Закінчила геолого-геофізичний факультет Новосибірського державного університету. З 1982 року працювала у Новосибірську інженером у НТКБ «Монокристал» Сибірського відділення АН СРСР, а з 1983 року – інженером в Інституті геологічних наук АН УРСР у Києві.

Після закінчення аспірантури отримала науковий ступінь кандидата геолого-мінералогічних наук. З 1987 р. працювала в Інституті геологічних наук науковим співробітником.

З 1996 по 2003 рік працювала у Київському палаці дітей та юнацтва на посаді керівника гуртка геології.

З лютого 2003 року працює на геологічному факультеті Київського національного університету імені Тараса Шевченка спочатку на посаді асистента, а з 2007 року – доцента.

Викладає навчальні дисципліни: «Загальна геологія», «Стратиграфія України», «Теорія седиментогенезу», «Історична геологія з основами палеонтології».

Digitized by ABORIGINAL

Навчальне видання

РУДЬКО Георгій Ілліч
АДАМЕНКО Олег Максимович
ЧЕПІЖКО Олександр Валентинович
КРОЧАК Марина Дмитрівна

ГЕОЛОГІЯ З ОСНОВАМИ ГЕОМОРФОЛОГІЇ

Підручник для студентів екологічних і географічних спеціальностей вищих навчальних закладів

Затверджено Міністерством освіти і науки України

Науковий редактор *Л. С. Киселевич*
Літературні редактори *М. М. Максимець, Л. В. Колодій*
Коректор *Л. С. Корчева*
Верстка та дизайн обкладинки *О. В. Чайковської*

Підписано до друку 14.08.2009. Формат 70x100/16.
Папір крейдований. Гарнітура Таймс. Друк офсетний.
Умовн. друк. арк. 31,85. Наклад 500 прим. Вид. № 244. Зам. № 539.

Digitized by ABORIGINAL

Верстка, редагування та друк

видавничий дім
publishing house

Свідоцтво про внесення
до Державного реєстру суб'єкта
видавничої справи ЧЦ №1 від 10.07.2000 р.

телефони
[0372]

Приймальня	552 943
Друкарня	526 353
Реалізація	526 956
Бухгалтерія	527 049

факс
[0372] 552 943

адреса
58000, м. Чернівці,
вул. Радищева, 10

e-mail
info@bukrek.net

web-сайт
www.bukrek.net

Digitized by ABORIGINAL

Бук Рек