

**Уманський державний педагогічний університет
імені Павла Тичини**
Інститут природничо-математичної та технологічної освіти
Природничо-географічний факультет

ЗАГАЛЬНЕ ЗЕМЛЕЗНАВСТВО

Книга 1

Навчальний посібник

Автор-укладач О. Д. Лаврик

Умань
2014

УДК 55(075.8)
ББК 26я73
З-14

*Затверджено і рекомендовано до друку вченою радою
природничо-географічного факультету
Уманського державного педагогічного університету
імені Павла Тичини
(Протокол №7 від 25 лютого 2014 р.)*

Рецензенти:

Ситник Олексій Іванович, кандидат географічних наук, доцент кафедри географії та методики її навчання Уманського державного педагогічного університету імені Павла Тичини імені Павла Тичини.

Кирилюк Леонід Миколайович, кандидат географічних наук, доцент кафедри географії Вінницького державного педагогічного університету імені Михайла Коцюбинського.

З-14 **Загальне землезнавство. Книга 1** : навчальний посібник / авт.-уклад. О. Д. Лаврик. – Умань : ПП Жовтий О. О., 2014. – 112 с.

У першій книзі навчального посібника розглянуто теоретико-методологічні основи загального землезнавства, охарактеризовано сучасні уявлення про Землю як планету Сонячної системи, а також проаналізованого внутрішню будову та рельєф земної кулі.

Посібник призначений для студентів педагогічних вузів, які навчаються за географічними спеціальностями. Видання буде корисним вчителям географії і для широкого кола читачів, які цікавляться проблемами впливу людини на природу.

УДК 55(075.8)
ББК 26я73
© Лаврик О. Д., 2014

З М І С Т

ПЕРЕДМОВА	4
РОЗДІЛ 1. Теоретико-методологічні основи загального землезнавства	5
1.1. Загальне землезнавство в системі географічних наук.....	5
1.2. Історія розвитку загального землезнавства.....	8
1.2.1. Географічні ідеї Стародавнього світу.....	8
1.2.2. Географія епохи Середньовіччя.....	13
1.2.3. Великі географічні відкриття.....	14
1.2.4. Розквіт західноєвропейської географічної науки.....	19
1.2.5. Становлення географії в Російській імперії.....	22
1.2.7. Розвиток фізичної географії в ХХ столітті.....	24
1.2.8. Географія в Україні.....	27
1.3. Основні методи географічних досліджень.....	30
<i>Питання для самоконтролю до розділу 1</i>	32
РОЗДІЛ 2. Земля у космічному просторі	33
2.1. Загальна будова Всесвіту.....	33
2.2. Основні гіпотези походження Сонячної системи та Всесвіту.....	39
2.3. Земля у складі Сонячної системи.....	42
2.4. Поняття про небесну сферу.....	49
2.5. Вимірювання часу в географії.....	53
<i>Питання для самоконтролю до розділу 2</i>	61
РОЗДІЛ 3. Внутрішня будова та літосфера Землі	62
3.1. Вік Землі та геохронологія.....	62
3.2. Внутрішня будова та склад Землі.....	65
3.3. Основні структури земної кори.....	68
3.4. Земний магнетизм.....	72
3.5. Гіпотези розвитку літосфери.....	75
3.6. Рухи літосфери.....	77
3.7. Сучасні прояви тектонічної діяльності.....	80
<i>Питання для самоконтролю до розділу 3</i>	84
РОЗДІЛ 4. Рельєф Землі	85
4.1. Поняття про рельєф.....	85
4.2. Основні морфоструктури материків.....	89
4.3. Будова дна Світового океану.....	91
4.4. Екзогенні процеси та морфоскульптура суші.....	93
<i>Питання для самоконтролю до розділу 4</i>	99
Література	100
Глосарій до книги 1	101
Додатки	107

ПЕРЕДМОВА

Загальне землезнавство є основою географічної освіти, її фундаментом у системі географічних наук. Основним завданням дисципліни залишається пізнання географічної оболонки, її структури та просторової диференціації.

Загальне землезнавство – наука про основні географічні закономірності Землі, яка розглядає закони цілісності, еволюції, колообігів речовини та енергії, ритмічності для всіх сфер Землі з урахуванням екологічних умов.

Спільним для географії є закон географічної зональності, тому в загальному землезнавстві аналізуються чинники, які формують географічну оболонку та основну її структурну особливість – широтну зональність.

Мета дисципліни: сприяти засвоєнню студентами наукових знань в галузі фізичної географії та допомогти їм зрозуміти основні закономірності природи Землі і взаємозв'язок природних явищ.

У відповідності з метою визначаються і завдання загального землезнавства. Першим завданням є вивчення усіх складових географічної оболонки: атмосфери, гідросфери, літосфери і біосфери як цілісного розуміння географічної оболонки. Це завдання зумовлює теоретичний зміст занять, які включають в себе відомості з галузевих фізико-географічних наук (метеорології і кліматології, океанології та гідрології суші, геоморфології), дані про біосферу і вчення про географічну оболонку в традиційному розумінні (власне землезнавство). Неможливо також оминати й основні положення астрономії, які описують місце Землі в Космосі.

Друге завдання – екологізація усієї фізико-географічної інформації про нашу планету, тобто розгляд її крізь призму збереження і сталого розвитку географічної оболонки та всіх її складових (особливо біосфери) як середовища для біоти та життєдіяльності людини.

Концепція землезнавства, яка склалася як системне вчення про цілісний об'єкт (географічну оболонку) упродовж ХХ століття, отримує додаткову основу у вигляді космічного землезнавства, вивчення внутрішньої будови Землі, фізичної географії Світового океану, планетології, еволюційної географії та дослідження навколишнього середовища і його збереження для людства та всього біологічного різноманіття. У зв'язку з цим спрямованість загального землезнавства помітно трансформувалася – від пізнання фундаментальних географічних закономірностей до дослідження на його основі антропогенізації природи з метою оптимізації природного середовища та управління процесами, в тому числі і зумовленими людською діяльністю та її наслідками, на планетарному рівні.

У першій частині книги розглянуто теоретико-методологічні основи загального землезнавства, охарактеризовано сучасні уявлення про Землю як планету Сонячної системи, а також проаналізованого внутрішню будову та рельєф земної кулі. Друга книга буде присвячена питанням структури та функціонування атмосфери, гідросфери, педосфери, біосфери та географічної оболонки в цілому.

РОЗДІЛ 1

ТЕОРЕТИКО-МЕТОДОЛОГІЧНІ ОСНОВИ ЗАГАЛЬНОГО ЗЕМЛЕЗНАВСТВА

1.1. Загальне землезнавство в системі географічних наук

Географією називається комплекс тісно пов'язаних між собою наук, який ділиться на чотири блоки: фізична географія, соціально-економічна географія, картографія та країнознавство. Кожний з цих блоків, у свою чергу, розділяється на системи географічних наук.

Блок фізичної географії складається з загальних фізико-географічних наук, галузевих фізико-географічних наук та палеогеографії. Загальні фізико-географічні науки диференціюють на *загальну фізичну географію (загальне землезнавство)* і регіональну фізичну географію.

Усі фізико-географічні науки поєднує один об'єкт дослідження – географічна оболонка. Фізична географія – це наука про географічну оболонку Землі, її склад, структуру, особливості формування та розвитку, просторову диференціацію.

Географічна оболонка – матеріальна система, яка утворилася при взаємопроникненні та взаємодії атмосфери, гідросфери, літосфери, живої речовини, а на сучасному етапі – і людського суспільства.

Таким чином, географія не є наукою про Землю загалом – таке завдання було б непосильне для однієї науки, а вивчає лише певну та дуже тонку її плівку – географічну оболонку. Однак і у цих межах природа вивчається багатьма науками (біологія, зоологія, геологія, кліматологія). Яке ж місце займає загальне землезнавство в системній класифікації географічних наук? Відповідаючи на це питання, необхідно зробити одне пояснення. У кожній науці розрізняють об'єкт і предмет вивчення (об'єкт науки – кінцева мета, до якої прагне будь-яке географічне дослідження; предмет науки – найближча мета, завдання, яке стоїть перед конкретним дослідженням). При цьому предмет вивчення науки стає об'єктом вивчення цілої системи наук на більш низькому класифікаційному щаблі. Таких класифікаційних щаблів (таксонів) чотири: цикли, родина, рід, вид (рис. 1).

Разом з географією в *цикл наук про Землю* входять біологія, геологія, геофізика, геохімія. У всіх цих наук один об'єкт вивчення – Земля, але кожна з них має свій предмет вивчення (біологія – органічне життя, геохімія – хімічний склад Землі, геологія – внутрішню будову планети, географія – земну поверхню як нерозривний комплекс природного та соціального походження). На рівні циклу ми бачимо предметну сутність єдності географії. У циклі наук про Землю географію відокремлює не лише один предмет вивчення, але й основний метод –

описовий. Найстарший і загальний для всіх географічних наук описовий метод продовжує ускладнюватися та удосконалюватися разом з розвитком науки. У самій назві *географія* (від грец. *γεια* – Земля і *γραφειν* – писати), знаходяться предмет та основний метод дослідження.

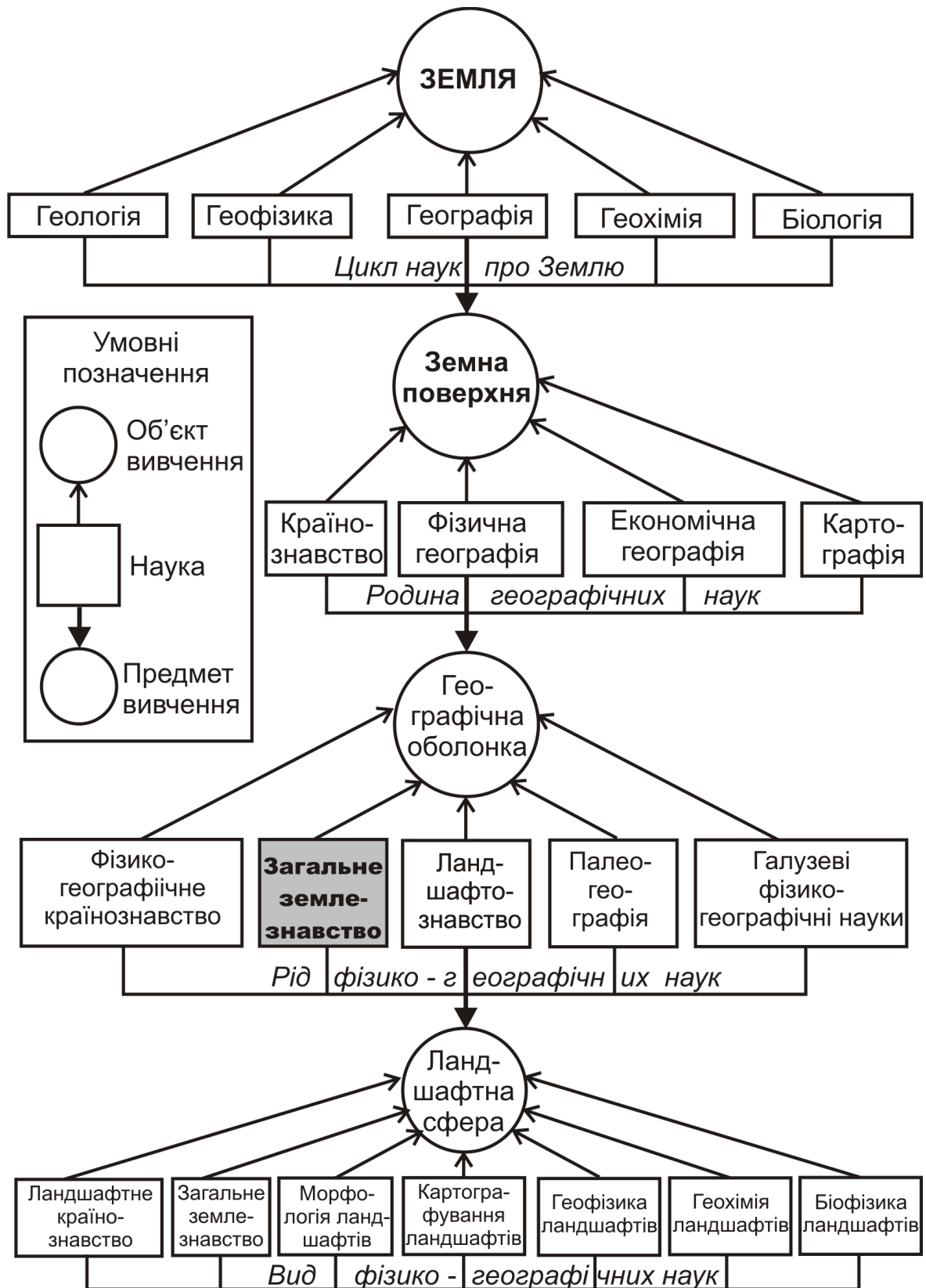


Рис. 1. Місце фізичної географії у системній класифікації географічних наук (Ф.М. Мільков, 1990 р.)

Географія на рівні циклу – це нерозчленована географія, родоначальниця всіх інших географічних наук. Вона вивчає найбільш загальні закономірності та називається нерозчленованою тому, що її висновки однаково поширюються на всі наступні підрозділи географічної науки.

Родину географічних наук утворюють фізична та економічна географія, країнознавство, картографія, історія та методологія географічної науки. Всі вони мають єдиний об'єкт – земну поверхню, але різні предмети: фізична географія – географічну оболонку Землі, економічна – господарство та населення у формі територіальних соціально-економічних систем. Країнознавство – це синтез фізичної та економічної географії, на рівні родини воно носить загально-географічний триєдиний (природа, населення, господарство) характер.

У родині географічних наук особливе місце займає історія та методологія географічної науки. Це не традиційна історія географічних відкриттів, а історія географічних ідей, історія становлення сучасних методологічних основ географічної науки.

Рід фізико-географічних наук представлений загальним землезнавством, ландшафтознавством, палеогеографією та галузевими науками (геоморфологія, кліматологія, гідрологія, географія ґрунтів, біогеографія). Ці різні науки поєднує один об'єкт вивчення – географічна оболонка; предмет вивчення кожної з наук специфічний, індивідуальний – це одна з структурних частин або сторін географічної оболонки (геоморфологія – наука про рельєф земної поверхні, метеорологія і кліматологія – науки, які вивчають повітряну оболонку, формування кліматів та їх географічне поширення, ґрунтознавство – закономірності утворення ґрунтів, їхній розвиток, склад і закономірності розміщення, гідрологія – наука, яка вивчає водну оболонку Землі, біогеографія вивчає склад живих організмів, їхнє поширення та формування біоценозів). Завдання палеогеографії – вивчення географічної оболонки та динаміки природних умов у минулі геологічні епохи. Предметом вивчення ландшафтознавства є тонкий, найбільш активний центральний шар географічної оболонки – ландшафтна сфера, яка складається з природно-територіальних комплексів різного рангу. Предметом вивчення загального землезнавства є структура, внутрішні та зовнішні взаємозв'язки, динаміка функціонування географічної оболонки як цілісної системи.

Загальне землезнавство – фундаментальна наука, яка вивчає загальні закономірності будови, функціонування та розвитку географічної оболонки в цілому, її компонентів і природних комплексів у єдності та взаємодії з навколишнім простором і часом на різних рівнях його організації (від Всесвіту до атома). Інакше кажучи, загальне землезнавство – це наука або вчення про оточуюче людину середовище, де здійснюються всі природні процеси та явища і функціонують живі організми.

У системі фундаментального географічного утворення курс загального землезнавства виконує кілька важливих функцій:

1. Курс вводить майбутнього географа в складний професійний світ, закладаючи основи географічного світогляду та мислення. Процеси і явища розглядаються в системному зв'язку між собою та з навколишнім простором, тоді як галузеві дисципліни змушені вивчати їх, насамперед, окремо один від одного.

2. Землезнавство – це теорія географічної оболонки як цілісної системи, яка є носієм географічної та іншої інформації розвитку матерії, що має принципове значення для географії в цілому й дозволяє використати принципи землезнавства як методологічну основу географічного аналізу.

3. Землезнавство слугує теоретичною базою глобальної екології, яка зосереджує зусилля на оцінці поточного стану та прогнозування найближчих змін географічної оболонки як середовища існування живих організмів і перебування людини з метою забезпечення екологічної безпеки.

4. Землезнавство є теоретичною базою та основою еволюційної географії – величезного блоку дисциплін, які досліджують і розшифровують історію виникнення та розвитку нашої планети, її оточення та просторово-тимчасову неоднорідність геологічного (географічного) минулого. Загальне землезнавство забезпечує правильність розуміння минулого, аргументованість причин та наслідків сучасних процесів і явищ у географічній оболонці, коректність їхнього аналізу та перенесення на аналогічні події в минулому.

5. Землезнавство – це своєрідний міст між географічними знаннями, уміннями та навичками, які студенти отримали з шкільного курсу географії.

Зараз концепція землезнавства, яка склалася як системне вчення про цілісний об'єкт – географічну оболонку, помітно трансформувалася – від пізнання фундаментальних фізико-географічних закономірностей до дослідження на цій основі «антропогенізованої» природи з метою оптимізації природного середовища (природно-антропогенного) та керування процесами, у тому числі, зумовленими людською діяльністю і її наслідками на планетарному рівні.

1.2. Історія розвитку загального землезнавства

1.2.1. Географічні ідеї Стародавнього світу

Витоки географічних знань з'явилися ще в первісних людей, існування яких залежало від здатності орієнтуватися в просторі та знаходити природні притулки, джерела, місця для полювання, каміння для знарядь праці тощо. Давня людина відрізнялася винятковою спостережливістю і навіть умінням робити малюнки місцевості на шкірах,

бересті, дереві – праобразах географічних карт. *Примітивна карта як спосіб передачі географічної інформації виникла, очевидно, задовго до виникнення писемності.* Уже на ранніх стадіях своєї господарської діяльності первісна людина вступила в складну взаємодію з навколишнім середовищем. Дослідження археологів показали, що вже наприкінці палеоліту (кам'яного віку) людина знищила основну частину великих ссавців у межах помірного поясу північної півкулі, викликавши тим самим своєрідну «першу екологічна кризу» в історії нашої планети, і змушена була перейти від збиральництва та полювання до землеробства.

Перші письмові документи залишили нам землеробські народи Єгипту, Месопотамії¹, Північної Індії та Китаю (IV–II тисячоріччя до н.е.). У цих країнах зародилися наукові знання в області математики, астрономії, механіки, які потім використовували для вирішення проблем географічного характеру. Так, у Єгипті в епоху Давнього царства (близько 2800–2250 рр. до н.е.) проводилося межування земель, створювався земельний кадастр (головним чином для визначення розмірів податків). З метою визначення строків різних сільськогосподарських робіт стали проводитися регулярні астрономічні спостереження. Єгиптяни точно визначили тривалість року та ввели сонячний календар. Давнім єгиптянам і вавилонянам був відомий сонячний годинник. Єгипетські та вавилонські жерці, а також китайські астрономи встановили закономірності повторення сонячних затемнень і навчилися їх передбачати. У Месопотамії розподілили екліптику на 12 знаків зодіаку, рік – на 12 місяців, добу – на 24 години, коло – на 360 градусів. У Вавилоні було введено поняття «тиждень». З Індії бере початок сучасна числова нумерація.

Уявлення народів Стародавнього Сходу про природу (рис. 2), хоча й мали в своїй основі реальний практичний досвід, у теоретичному плані зберігали міфологічний характер. Ще у III тисячоріччі до н.е. шумери створили міфи про створення світу, потоп і рай, які виявилися надзвичайно живучими та відображалися у в багатьох релігіях. Астрономічні спостереження в той час не сформували правильні погляди на будову Всесвіту. А от віра про прямий вплив небесних світил на долі людей призвела до виникнення астрології.

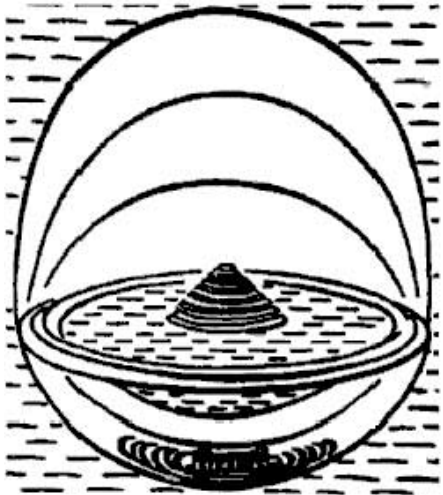
Уявлення про Землю ґрунтувалися на безпосередньому сприйнятті навколишнього світу. Так, давні єгиптяни уявляли Землю у вигляді плоского витягнутого прямокутника, оточеного з усіх боків горами. Відповідно до вавилонського міфу, бог Мардук створив Землю серед первинно суцільного океану. В аналогічній, хоча й більш поетичній формі, походження Землі описується у священних книгах індійських брамінів² – «Ведах»: плоска Земля з величезною горою у центрі підтримується чотирма слонами, які стоять на величезній черепасі, котра

¹ Месопотамія (від грец. Μεσοποταμία, земля між ріками), або Дворіччя – регіон в Азії. У строгому сенсі – це алювіальна рівнина між річками Тигр та Євфрат на території сучасних Іраку та Сирії.

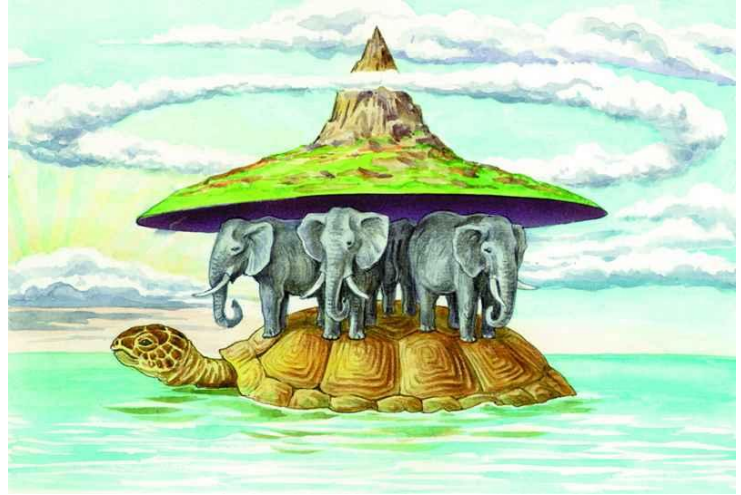
² Браміни – вища з чотирьох головних індуїстських варн, варна жерців.

плаває в океані.

Серед географічних ідей Стародавнього Світу, успадкованих сучасною географією, особливе значення мають погляди вчених античності. Антична (греко-римська) географія досягла свого розквіту в Стародавній Греції та Римі у період з XII ст. до н.е. по 146 р. н.е.



А



Б

Рис. 2. Уявлення про Землю у шумерів (А) та індусів (Б)

Анаксимандр (бл. 610 р. до н.е. – 546 р. до н.е.) познайомив давніх греків з *гнономом* – астрономічним інструментом для вимірювання часу, елементом якого є вертикальна жердина, що відкидає тінь на горизонтальний майданчик (рис. 3). Він першим намалював карту світу з використанням масштабу, в центрі якої була Греція, котру оточували землі Європи і Азії. Карта мала форму кола, весь суходіл був оточений океаном. Вчений вважав, що десь на півночі повинні бути високі гори, за якими Сонце й повертає на схід.

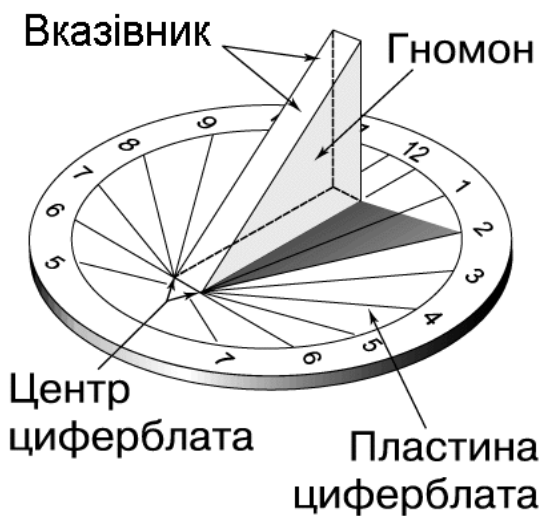


Рис. 3. Гномон

Аристотель (384 р. до н.е. – 322 р. до н.е.) зробив перші достовірні докази на користь ідеї про кулястість Землі: круглу форму земної тіні при місячних затемненнях і зміну вигляду зоряного неба при пересуванні з півночі на південь. Аристотель створив працю «Метеорологія», де описав атмосферні явища, однак недосконало виклав розуміння їхніх причин і пояснення впливу клімату на людей.

Близько 165 р. до н.е. грецький вчений *Кратес з Малли* виготовив першу примітивну модель земної кулі – глобус. *Арістарх Самоський* (III ст. до н.е.) вперше приблизно визначив відстань від Землі до Сонця. Він першим почав вважати, що Земля

рухається навколо Сонця та навколо своєї осі (геліоцентрична модель космосу).

Уявлення про географічну (кліматичну) зональність, засноване безпосередньо на ідеї кулястості Землі, бере свій початок в античній географії (Евдокс з Кніди, 400-347 рр. до н.е.). Посідоній (на межі II-I століть до н.е.) виділив 9 географічних поясів (зараз виокремлюють 13).

У Стародавній Греції зародилися основні напрями географічної науки. Уже до VI ст. до н.е. потреби мореплавства та торгівлі (греки заснували на той час ряд колоній на берегах Середземного та Чорного морів) зумовили необхідність в описах суші і приморських територій. На межі VI ст. до н.е. Гекатей Мілетський склав опис Ойкумени – усіх країн, відомих у той час стародавнім грекам. «Землеопис» Гекатея став початком країнознавчого напрямку в географії. В епоху «класичної Греції» найвизначнішим представником країнознавства був історик Геродот з Галікарнасу (485-423 рр. до н.е.). Його країнознавство було тісно пов'язане з історією та мало довідково-описовий характер. Геродот подорожував до Єгипту, Вавилонії, Сирії, Малої Азії, західного узбережжя Чорного моря; дав опис міст і країн у праці «Історія в дев'ятох книгах». Такі подорожі сприяли нагромадженню більш детальної інформації про місця, де він побував.

До епохи еллінізму (330-146 рр. до н.е.) відноситься виникнення нового географічного напрямку, який згодом назвали *математичною географією*. Одним з перших представників цього напрямку був Ератосфен (рис. 4) з Кірені (276-194 рр. до н.е.). Він уперше дуже точно визначив розміри окружності земної кулі шляхом вимірювання дуги меридіана (рис. 5).



Рис. 4. Ератосфен – «батько» географії

У день літнього сонцестояння (22 червня) у Сієні (зараз Асуан), сонце опівдні знаходиться над головою і освітлює дно глибоких колодязів. При цьому предмети не дають тіні. В Олександрії у цей самий день сонце опівдні не доходить до зеніту і не освітлює дна колодязів, а предмети дають тінь. Ератосфен виміряв, наскільки полуденне сонце в Олександрії відхиляється від зеніту, і отримав величину $7^{\circ}12'$, що становить $1/50$ кола. Це йому вдалося зробити за допомогою приладу, який називали *скафісом*. Скафіс представляв собою чашу в формі півкулі. У

центрі її прямовисно встановлювалася голка. Тінь від голки падала на внутрішню поверхню скафіса. Для вимірювання відхилення сонця від зеніту (у градусах) на внутрішній поверхні скафіса проводилися окружності, позначені цифрами. Якщо, наприклад, тінь доходила до окружності з цифрою 50, сонце знаходилося на 50° нижче зеніту. Зробивши креслення, Ератосфен абсолютно правильно визначив, що

Олександрія віддалена від Сієни на $1/50$ кола Землі. Щоб взнати окружність Землі, залишалося виміряти відстань між Олександрією та Сієною і помножити його на 50. Цю відстань було відомо за часом, який витрачали каравани верблюдів на перехід між містами – 5 000 стадій. Якщо $1/50$ кола Землі дорівнює 5000 стадій, то вся окружність Землі дорівнює $5000 \times 50 = 250000$ стадій ≈ 39500 км. Знаючи довжину кола, можна обчислити і величину радіуса Землі. Відомо, що радіус всякої окружності в 6,283 рази менший її довжини. Тому середній радіус Землі, за Ератосфену, виявився круглим числом 6290 км, а діаметр – 12 580 км.

Ератосфену належить вагоме дослідження, яке він назвав «Географічні записки», де вперше вжив термін «географія». У книзі дається опис Ойкумени, а також розглядаються питання математичної та фізичної географії (загального землезнавства). Таким чином, Ератосфен об'єднав всі три напрями під однією назвою «географія», за що його вважають справжнім «батьком» географічної науки.

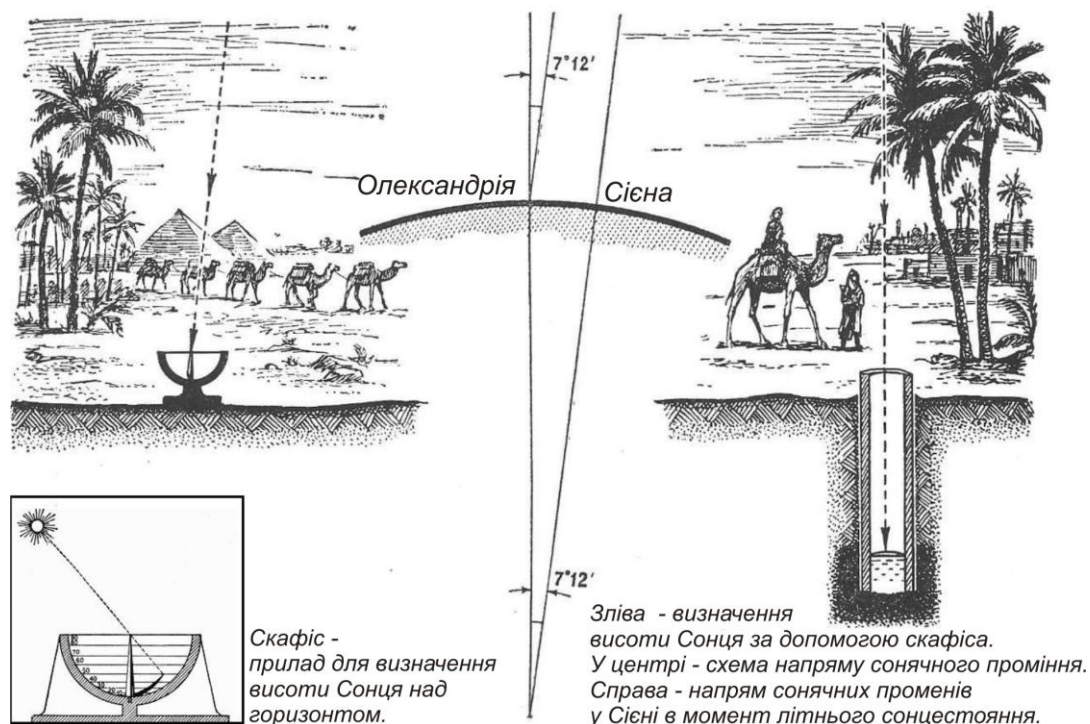


Рис. 5. Методика визначення розмірів Землі Ератосфеном

Гіппарх (близько 190 р. до н.е. – після 126 р. до н.е.) – давньогрецький астроном та географ, який розкритикував ідеї Ератосфена у трактаті «Проти географії Ератосфена», засуджуючи його за внутрішні протиріччя і недостатню точність при визначенні положення географічних пунктів. В області географічної теорії Гіппарху належать три важливих нововведення. Він вперше став використовувати градусну сітку, перший запропонував визначати широту не лише за Сонцем, як це робили вже задовго до нього, а й за зірками, для визначення довготи запропонував використовувати спостереження за місячними затемненнями.

Підсумок античної географії був підведений уже в епоху Римської імперії двома видатними вченими-греками – Страбоном (близько 64 р. до н.е.) і Клавдієм Птоломеем (90–168 рр. н.е.). Праці цих науковців відображають два різних погляди на зміст, завдання та значення географії. *Страбон* представляв країнознавчий напрям, він обмежував завдання географії лише описом Ойкумени. На його думку, проблемами визначення та вимінювання фігури та розмірів Землі повинні були займатися математики, а пояснювати причини земних процесів та явищ – філософи. Його знаменита «Географія» (у 17 книгах) – описовий твір, важливе джерело з історії та фізичної географії античного світу, повністю до нашого часу не зберігся. *Клавдій Птолемей* був останнім і найвидатнішим представником античної математичної географії. Основне завдання географії він бачив у створенні карт (додаток А). Його «Посібник з географії» – це перелік кількох тисяч пунктів з вказівками їх широти та довготи, де зроблені перші спроби побудови картографічних проєкцій. Складену Птоломеем карту Стародавнього світу неодноразово видавали навіть у середні віки. Створив помилкову геоцентричну систему світу, розробив математичну теорію руху планет навколо нерухомої Землі, яка дозволяла обчислювати їхнє положення на небі. Система Птолемея викладена в його головній праці «Велика побудова» – енциклопедії астрономічних знань давнини.

1.2.2. Географія епохи Середньовіччя

Середньовіччя (V–XV століття) у Європі характеризуються загальним занепадом географічної науки. Феодальна замкнутість і релігійний світогляд середніх віків не сприяли розвитку інтересу до вивчення природи. Вчення античних науковців викорінювалися християнською церквою як «язичницькі». Просторовий географічний світогляд того часу почали розширювати жителі Скандинавії та Азії.

Нормани («північні люди») спочатку плавали від півдня Скандинавського півострова до Балтійського та Чорного морів («шлях із варягів у греки»), а потім у Середземне море. Близько 867 року вони колонізували Ісландію, у 982 р. на чолі з *Лейфом Еріксоном* відкрили східне узбережжя Північної Америки, дійшовши до 45–40° пн.ш.

Важливими історичними та географічними джерелами знань є давньоруські літописи, які писали переважно монахи – «Повість временних літ» (1114-1116 рр.), де описується згаданий «шлях із варягів у греки», котрий значну відстань проходив Дніпром.

Араби, просуваючись на захід, у 711 р. проникли на Піренейський півострів, на півдні – в Індійський океан до Мадагаскару (IX ст.), на сході – в Китай, з півдня обійшли навколо Азії. Астрономічні дослідження середньовічних арабських вчених разом з іншими досягненнями арабської науки і техніки ставали пізніше відомими в Європі та стимулювали розвиток європейської астрономії.



Рис. 6. Аль-Біруні

Хорезмський вчений-енциклопедист *Мухаммед ібн Ахмед аль-Біруні* (973–1048 рр.) здійснював точні астрономічні вимірювання. Він спостерігав і описав зміну кольору Місяця при місячних затемненнях і явище сонячної корони при повних затемненнях Сонця. Біруні (рис. 6) висловив думку про рух Землі навколо Сонця і вважав геоцентричну теорію Птолемея дуже недосконалою. Ним було написано велику працю про Індію і перекладено на арабську мову «Велику побудову», яка називалася «Ал-Маджісті».

Арабський мандрівник *Ібн Батута* (1304-1377 рр.) за 25 років своїх подорожей пройшов по суші і морю близько 130 тис. км.

Він відвідав усі мусульманські володіння в Європі, Азії та Візантії, Північну і Східну Африку, Передню та Середню Азію, Індію, Цейлон і Китай, обійшов береги Індійського океану. Він перетнув Чорне море і від південного берега Криму проїхав до нижньої течії Волги та гирла Ками.

Марко Поло (1254–1324 рр.) – італійський купець і мандрівник. У 1271–1295 рр. здійснив подорож через Центральну Азію в Китай, де прожив близько 17 років. Перебуваючи на службі в монгольського хана, відвідав різні частини Китаю та прикордонні з ним області. Мандрівка була описана в «Книзі Марко Поло». Цікаво, що до змісту сучасники віднесли з недовірою, і лише у другій половині XIV та в XV ст. книгу стали цінувати, і до XVI ст. вона слугувала одним з основних джерел для складання карти Азії.

До серії важливих подорожей варто віднести й подорож російського купця *Афанасія Нікітіна*. У 1466 р. він проплив Волгою з Твері до Дербента, перетнув Каспійське море і через Персію досяг Індії. По дорозі назад, через три роки, він повернувся через Персію та Чорне море. Записки, зроблені А. Нікітіним під час подорожі, відомі за назвою «Ходіння за три моря», в якій описав свої спостереження про політичний устрій, економіку та культуру Персії, Індії та Туреччини.

1.2.3. Великі географічні відкриття

Відродження географії розпочинається у XV ст., коли італійські гуманісти почали перекладати праці античних географів. Великі географічні відкриття стали можливими завдяки успіхам європейської науки й техніки. На той час уже були створені надійні для морського плавання вітрильні судна (каравели), удосконалені компас і навігаційні карти, набутий досвід, необхідний для далекого мореплавання. Велику роль у Великих географічних відкриттях зіграла ідея про кулястість Землі, з якою була пов'язана думка про можливість західного морського

шляху в Індію через Атлантичний океан. Нові торговельні шляхи змусили шукати і турецькі завоювання, які перекрили традиційні купецькі зв'язки зі Сходом через Середземне море. У нових землях європейці сподівалися знайти багатство: дорогоцінне каміння та метали, екзотичні товари і прянощі, слонову кістку та моржеві бивні.

Першими планомірно експедиції в Атлантичному океані розпочали португальці. Активність Португалії на морі була визначена її географічним положенням на крайньому заході Європи та історичними умовами, які склалися після закінчення португальської Реконкісти¹. Усі сили та енергія португальського королівства були спрямовані на пошуки нових земель за морем, на африканському узбережжі. Саме там португальські королі бачили джерело майбутньої слави та багатства своєї держави.

Традиційно успіхи Португалії на морі пов'язують з ім'ям принца *Генріха Мореплавця* (1394-1460 рр.). Він був не лише організатором морських експедицій, але й всерйоз займався освоєнням відкритих земель. У 1416 р. португальський моряк Г. Велью, впливаючи на південь уздовж Африки, відкрив Канарські острови, у 1419 році португальські дворяни Зарку та Ваш Тейшейра виявили острови Мадейру і Порту-Санту, у 1431 році В. Кабрал – Азорські острови.

Упродовж XV ст. португальські каравели освоювали морський шлях уздовж західного узбережжя Африки, досягаючи все більш південних широт. У 1482-1486 рр. Діогу Кан (Сао) перетнув екватор, відкрив гирло річки Конго та пройшов уздовж узбережжя Африки до мису Крос. Кан побачив пустелі Намібії, чим заперечив існуючу на той час легенду про непрохідність тропіків. У 1487-1488 рр. *Бартоломеу Діаш* здійснив нове плавання на південь. Він досяг південної частини Африки та обігнув її, відкривши мис Доброї Надії. Плавання Діаша відкрило перед португальцями перспективу налагодження морського шляху до Індії навколо Африки.

Успіхи португальців викликали інтерес до морських експедицій у сусідній Іспанії. Виходячи з уявлення про кулястість Землі, мореплавець *Христофор Колумб* (рис. 7) запропонував спробувати досягнути Індію, пливучи на захід Атлантичним океаном. Для цього іспанський уряд виділив йому три каравели (найбільша водотоннажністю 280 т). Під час мандрівки Колумб використав силу пасатів та попутних океанічних течій (Канарської та Північної пасатної). У 1492 році експедиція досягла одного з Багамських островів, відкривши тим самим



Рис. 7. Христофор Колумб

¹ Реконкіста (від ісп. Reconquista – «відвоювання») – відвоювання або точніше завоювання християнськими феодалами (іспанськими, каталонськими, арагонськими, португальськими) території арабських еміратів Піренейського півострова.

Америку. У 1592-1504 рр. він здійснив чотири плавання через Атлантичний океан, відкрив Великі Антильські та частину Малих Антильських островів, узбережжя Південної та Центральної Америки. Христофор Колумб помер у 1506 році, будучи цілком певним, що відкрив новий шлях у Вест-Індію.

У 1492 р. німецький астроном і картограф Мартін Бехайм (1459-1507 рр.) створює перший повноцінний глобус (тоді його назвали «Земне яблуко», Erdapfel). «Земне яблуко» – це металева куля діаметром близько півметра, обтягнута тканиною. Глобус відображає тогочасні знання європейців про устрій Землі: на «яблуці» відсутній Новий Світ, але промальований екватор, меридіани і тропіки (Додаток А). Розміри Японії і островів Азії перебільшені, присутній міфічний острів святого Брендана в Атлантичному океані. Зараз «Земне яблуко» можна побачити в Німецькому національному музеї Нюрнберга.

Звістки про відкриття іспанцями нових земель на заході стимулювали зусилля португальців. У 1497-1498 рр. *Васко да Гама* на чотирьох суднах обігнув Африку та за допомогою арабських керманічів досяг справжньої Індії. В Іспанії та Португалії щорічно споряджалися морські експедиції, які робили заокеанські плавання і відкривали нові землі. Це зацікавило й інші європейські держави. У 1497-1498 рр. Англія споряджала експедиції під керівництвом італійського мореплавця *Джона Кабота*, який досяг берегів Північної Америки у районі острова Ньюфаундленд. У 1500 р. португальська ескадра під командуванням Педру Кабрала, яка направлялася в Індію, через екваторіальну течію дуже відхилилася від курсу та досягла Бразилії. Кабрал помилково прийняв її за острів. Потім він продовжив плавання, обігнув Африку та через Мозамбіцьку протоку потрапив до Індії. Як і попередні мандрівники, Кабрал вважав відкрити ним землю на заході частиною Азії.

Важливе значення для розуміння суті відкриття Христофора Колумба мали подорожі мореплавця *Амеріго Веспуччі*. У 1499-1504 рр. він зробив чотири подорожі до берегів Америки, спочатку в складі іспанської експедиції під керівництвом Алонсо Охеда, а потім під португальським прапором. Під час цих експедицій іспанські й португальські мореплавці дослідили все північне узбережжя Південної Америки та її східний берег до 25° пд.ш. Порівнявши отримані дані, Веспуччі прийшов до висновку, що відкриті землі є не Азією, а новим материком, і запропонував назвати його «Новим Світом». У 1507 р. німецький картограф і видавець Мартін Вальдземюллер у передмові до книги Веспуччі запропонував назвати «Новий Світ» на честь Амеріго – Америкою (без відома Веспуччі) і ця назва прижилася. У 1538 р. вона була використана на карті Герарда Меркатора по відношенню до Південної та Північної Америки.

Дослідження Джона Кабота в Північній Америці продовжив його син *Себастьян Кабот*. У 1506-1509 роках, керуючи англійськими експедиціями, він намагався знайти Північно-західний прохід до Індії та

зумів вийти в Гудзонову затоку. Не знайшовши короткого шляху, Англія не виявила великого інтересу до відкритих земель за океаном.

У 1513 р. іспанська експедиція *Васко Нуньеса де Бальбоа* перетнула Панамський перешийок і досягла берегів Тихого океану. Остаточно підтвердив відмінності між Америкою та Азією *Фернан Магеллан*, який здійснив перше кругосвітнє плавання (1519-1521 рр.). Це засвідчило кулястість Землі. Експедиція під керівництвом Магеллана обстежила південно-східну частину Південної Америки, відкрила протоку між Атлантичним і Тихим океанами (Магелланова протока) та здійснила плавання через південну частину Тихого океану. Магеллан побував на Маріанських і Філіппінських островах (де загинув у сутичці з тубільцями). З 239 чоловік, які відправилися з ним у плавання, у Європу повернулися лише 21. Ця експедиція встановила наявність величезного океану між Америкою та Азією, сформувала уявлення про розміри суші та моря на земній кулі.

У 1513-1525 рр. іспанські конкістадори Х. Понсе де Леон, Ф. Кордова, Х. Гріхальва дослідили весь східний берег Південної та Центральної Америки, узбережжя Мексиканської затоки, півострів Флориду. Ернан Кортес завоював Мексику. Влада іспанського короля затвердилася на островах Карибського моря та у Центральній Америці. Пошуки золота, міфічної країни Ельдорадо, вели конкістадорів далеко вглиб Американського континенту. У 1526-1530 роках Себастьян Кабот, який перейшов на іспанську службу, досліджував нижню течію річок Парани і Парагваю. У першій половині XVI ст. Ф. Пісарро, Д. Альмагро та П. Вальдівія завоювали Перу та Чилі. У 1542 р. Франсиско Орельяна проплив Амазонкою від Анд до гирла. До 1552 р. іспанці обстежили все тихоокеанське узбережжя Південної Америки, відкрили найбільші річки континенту (Амазонку, Оріноко, Парану, Парагвай), досліджували Анди від 10° пн.ш. до 40° пд.ш.

Значних успіхів досягли й французькі мореплавці. Дж. Веррацано (1524 р.) і Ж. Картье (1534-1535 рр.) відкрили східний берег Північної Америки та річку Святого Лаврентія. У 1540-1542 рр. іспанці Е. Сото і Ф. Коронадо здійснили подорожі в Південні Аппалачі та Південні Скелясті гори, у басейни річок Колорадо і Міссісіпі.

У 1543 р. польський астроном *Миколай Коперник* (1473-1543 рр.) опублікував свою працю «Про обертання небесних сфер». У ній він сформулював геліоцентричну теорію побудови Сонячної системи. До того часу майже півтора тисячоліття проіснувала геоцентрична теорія, запропонована Клавдієм Птоломеем. Коперник вважав, що людина сприймає рух небесних тіл так само, як і переміщення різних предметів на Землі, коли сама рухається. Спостерігачеві, який знаходиться на Землі, здається, що Земля нерухома, а Сонце рухається навколо неї. Насправді ж це Земля рухається навколо Сонця і упродовж року робить повний оборот своєю орбітою. М. Коперник був при смерті, коли друзі принесли йому перший екземпляр книги, віддрукований в одній з

нюрнберзьких друкарень. Після смерті науковця його праця вільно поширювався серед вчених. Лише тоді, коли у Коперника з'явилися послідовники, інквізиція заборонила його вчення, а книга була заборонена з 1616 р. до 1833 р.

З кінця XVI ст. розпочинається новий період Великих географічних відкриттів. Якщо раніше провідну роль відігравали іспанські та португальські мореплавці, то з цього часу з ними на рівні виступають представники інших країн. Особливу активність проявляла Голландія, яка домоглася незалежності від Іспанії, у короткий строк стала провідною морською торговельною державою.

Чесць відкриття Північно-Східної Азії, величезних просторів Сибіру належить російським землепрохідцям. Здавна помори¹, які населяли узбережжя Білого моря, відправлялися у тривалі плавання на невеликих вітрильних суднах-кочах, відкривали береги Арктики, острови Північного Льодовитого океану. Після завоювання Казанського ханства, Росія розпочала експансію на схід. У 1582-1585 рр. *Єрмак Тимофійович*, перейшовши Уральські гори, розгромив загони татарського хана Кучума, тим самим почавши освоєння Сибіру.

Російські козаки відкрили басейни річок Єнісей і Лена, пройшли з заходу на схід через весь Сибір. У 1639 р. *Іван Москвітін* досяг узбережжя Охотського моря. До середини XVII ст. К. Курочкін, М. Стадухін, І. Перфильєв, І. Ребров дослідили течії усіх великих сибірських річок. У 1649-1653 рр. *Василь Поярков* та *Єрофій Хабаров* зі своїми загонами вийшли до річки Амур. Землепрохідці обійшли все північне узбережжя Азії, відкривши півострови Ямал, Таймир, Чукотку. Експедиція *Федота Попова* та *Семена Дежнєва* першою пройшла Беринговою протокою, яка розділяє Азію і Північну Америку. У 1697-1699 рр. *Володимир Атласов* дослідив Камчатку.

У 1577-1580 рр. експедиція під командуванням англійця *Френсіса Дрейка* здійснила другу після Ф. Магеллана кругосвітню подорож. Вони відійшли від англійських берегів, через Атлантичний океан спустилися до півдня американського континенту, пройшли Магеллановою протокою, та вийшли в Тихий океан. Тут їх застала сильна буря, яка відкинула кораблі південніше островів Вогненної Землі. Ф. Дрейк зробив відкриття, що між Південною Америкою і (невідкритою ще) Антарктидою існує водний шлях. Ця протока згодом отримала його ім'я.

У кінці XVI ст. виникла ідея відкриття прямого морського шляху в Тропічну Азію з Північної Європи. Передбачалося, що такий маршрут повинен існувати десь на сході – північно-східний прохід, або на заході – північно-західний прохід. Спроби знайти цей шлях зумовили інтенсивне вивчення Північної Атлантики та Арктики. У пошуках Північно-Східного проходу провідну роль відіграли англійські та голландські моряки. У 1594 р. голландський мореплавець *Віллем Баренц* пройшов західним

¹ Помори – мешканці узбережжя Білого моря, яке здавна отримало назву Помор'я.

берегом Нової Землі до північного її краю, а у 1596 р. досяг Шпіцбергена. У ході цих плавань виявилася мала перспективність Північного морського шляху, але був встановлений прямий торговельний шлях з Північно-Західної Європи в Росію через Архангельськ.

З 1576 р. по 1631 р. англійські мореплавці М. Фробішер, Д. Дейвіс, Г. Гудзон, У. Баффін енергійно шукали північно-західний прохід. У 1583-1587 рр. *Джон Дейвіс* здійснив три плавання у водах Північної Атлантики, відкрив протоку між Гренландією та Північною Америкою (Дейвісова протока), досліджував узбережжя півострова Лабрадор. У 1607-1611 рр. *Генрі Гудзон* здійснив чотири експедиції в Північну Америку. Через сто років після *Себастьяна Кабота* він знову пройшов протокою між Лабрадором і Баффіною землею у велику затоку в глибині Північної Америки. Пізніше протока, затока та річка на сході Північної Америки були названі його іменем. Доля Гудзона завершилася трагічно, навесні 1611 р. екіпаж його корабля збунтувався і висадив його разом з сином-підлітком у шлюпці посередині океану. *Уільям Баффін* плавав в Арктичних водах у 1612-1616 рр., здійснював експедиції до берегів Шпіцбергена, досліджував Гудзонову затоку та море, яке згодом назвали його ім'ям, відкрив ряд островів у Канадському Арктичному архіпелазі, просуваючись уздовж західного берега Гренландії досяг 78° пн.ш.

Плаваючи Індійським океаном на схід, голландці бачили західні береги Австралії і, приймаючи її за Південний материк, називали Новою Голландією. Вони вважали, що Нова Гвінея та Нова Голландія – це одне ціле. Це уявлення не змінилося навіть після того, як у 1605 р. Віллем Янсзон відкрив Австралію. У 1607 р. іспанець Луїс Торрес відкрив південний берег Нової Гвінеї та пройшов протокою, яка розділяє Азію та Австралію (протока Торреса). У 1642-1642 рр. голландець *Абель Тасман* відкрив Тасманію, Нову Зеландію, Фіджі, частину узбережжя Північної та Західної Австралії. Тасман визначив, що Австралія є єдиним масивом суші та назвав її Новою Голландією. Але в Голландії не вистачало ресурсів, для освоєння нового континенту і через століття його довелося відкривати заново.

Великі географічні відкриття мали всесвітньо-історичне значення. Були встановлені контури населених материків, досліджена більша частина земної поверхні, сформоване уявлення про форму Землі як величезну кулю і її розміри. Великі географічні відкриття дали поштовх до розвитку не лише географії, але багатьох інших областей природознавства, зібрали багато фактичного матеріалу для ботаніки, зоології та етнографії.

1.2.4. Розквіт західноєвропейської географічної науки

У 1650 р. в Нідерландах побачила світ праця видатного вченого свого часу *Бернхарда Вареніуса* (1622-1650 рр.) «Географія Генеральна» («Загальна географія»). Друге та третє видання цієї книги (1672 та 1681 р.) вийшли за редакцією *Ісаака Ньютона* – знаменитого

фізика. «Географія Генеральна» – перший з часів античності досвід загальногеографічного узагальнення, перша спроба визначити предмет і зміст географії, ґрунтуючись на нових даних про Землю, зібраних в епоху Великих географічних відкриттів. За Вареніусом, «предметом географії є земноводна куля (варіант перекладу: «земноводне коло»), у першу чергу, зовнішня поверхня та її частини». Вареніус розрізняв три частини «земноводної кулі» (праобрази компонентних оболонок Землі): 1) «землю», тобто тверду земну поверхню разом з рослинами та тваринами; 2) «воду» (гідросферу) – поверхневу й підземну; 3) атмосферу. Значна увага в «Загальній географії» уперше приділена Світовому океану: зроблена спроба визначити об'єм Світового океану, відзначена відносна незмінність його рівня, розглянуті морські течії, вперше окремо виділений Південний океан, який довгий час позначався на картах світу. Вареніус описав географічні зони (пояси), присвятивши їм у своїй праці дві глави. При цьому він вказував на залежність клімату від рельєфу, близькості або віддаленості моря; пов'язував рух повітря зі зміною тиску, намагався пояснити збільшення опадів у горах.

Методологією та теорією географічної науки в Західній Європі після Бернхарда Вареніуса займалася плеяда видатних західноєвропейських географів. Першим серед них є німецький філософ і географ *Іммануїл Кант* (1724-1804 рр.). Загальнонаукові погляди І. Канта знайшли відображення у його космогонічній концепції. Повна назва книги така: «*Загальна природна історія та теорія неба. Спроба оглянути та пояснити механізм походження всієї Світобудови згідно ньютонівських законів*». У книзі Кант пояснює утворення сучасного Всесвіту.



Рис. 8. Александер фон Гумбольдт

Сучасник І. Канта – знаменитий німецький географ *Александер фон Гумбольдт* (1769-1859 рр.) разом із французьким ботаніком *Еме Бонпланом* здійснив подорож до Америки у 1799-1804 роках. А. Гумбольдт – не кабінетний учений, а жагучий «польовий» дослідник природи. Наукова творчість А. Гумбольдта (рис. 8) ґрунтується лише на природних законах розвитку природи. Він займався питаннями геоморфології (перша спроба обчислити середню висоту материків), геоботаніки (вивчав рослинні угруповання та формації), кліматології (узагальнив результати інструментальних

спостережень у Європі, запропонував метод ізотерм). У його творах дуже багато цифр та різних кількісних коефіцієнтів. Однак головна заслуга А. Гумбольдта полягає в його загально-географічних узагальненнях. Він підкреслював тісну взаємодію між сушею, океаном та атмосферою; особливу увагу звернув на залежність між живою і

неживою природою. Гумбольдт дав опис природних зон Землі.

Незважаючи на зазначені дослідження А. Гумбольдта, до повного визнання історичного розвитку природи було ще далеко. Саме тому не можна пройти повз роботи корифея історичного підходу до розвитку природи – *Чарльза Дарвіна* (1809-1882 рр.). Ч. Дарвіна багато хто вважає лише біологом. Але він був насамперед географом-мандрівником. У 1832-1836 рр. він зробив п'ятирічну кругосвітню подорож на кораблі «Бігль». Текст опису подорожі до цього часу представляє собою неперевершений зразок проблемного географічного опису.

Двом великим географам-матеріалістам – А. Гумбольдту та Ч. Дарвіну – протистоїть ідеалістична особистість *Карла Ріттера*. К. Ріттер (1779-1859 рр.), на відміну від А. Гумбольдта, був не мандрівником, а переважно «кабінетним» професором. Основний, однак незакінчений, його твір – «Землезнавство стосовно природи та історії людини». Основна ідея К. Ріттера полягала у тому, що географія (тобто землезнавство) вивчає всю Землю. Її природа – *єдність, створена творцем* на благо європейця.

У другій половині XVIII ст. з метою нейтралізації французів у Тихому океані англійським Адміралтейством була організована перша експедиція *Джеймса Кука* (1728-1779 рр.). У 1768 р. він розпочав плавання на кораблі «Індевор». До складу команди були включені не лише солдати, а й науковці – астроном Ч. Грін та натураліст Д. Соландер. Основною метою експедиції був пошук Південного материка. Замість цього Кук відкрив повторно (після А. Тасмана) Нову Зеландію, її Північний та Південний острови. Протоку, яка розділяє їх, згодом було названо його іменем. У квітні 1770 р. він відкрив і описав східне узбережжя Австралії, у тому числі Великий Бар'єрний риф. Друге його плавання починається у 1772 р. Мета така сама – знаходження Південної землі. Упродовж трьох років він намагається знайти її і тричі перетинає південне полярне коло, а у 1774 р. досягає найпівденнішої точки свого плавання – 71°10' пд.ш., не дійшовши 200 км до Антарктиди і півострова Терстон в морі Амундсена. У 1774-1775 рр. він завершує своє плавання навколо Антарктиди та відкриває Сандвічеві острови. У 1776 р. Дж. Кук відправляється в Тихий океан для вивчення північного проходу до Атлантики. Дорогою до Берингової протоки він відкриває Гавайські острови. У Чукотському морі описує північне узбережжя Аляски та Чукотки. Після повернення на Гавайські острови Дж. Кук був убитий місцевими жителями у 1779 р.

Значний вклад у дослідження Африки зробив шотландський лікар і місіонер *Девід Лівінгстон* (1813-1873 рр.), який у 1841 р. прибув на цей материк. Він вперше охарактеризував справжній

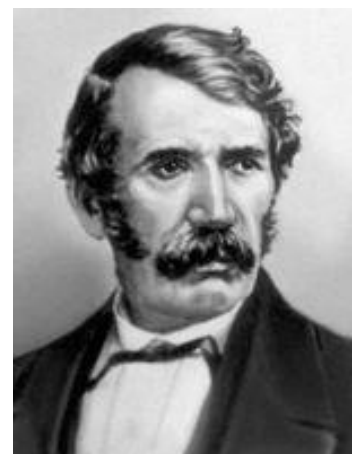


Рис. 9. Д. Лівінгстон

характер ландшафту Калахарі, яку європейці вважали пустелею без наявності життя. Досліджуючи Калахарі, Д. Лівінгстон (рис. 9) зробив своє перше важливе географічне відкриття – дослідив озеро Нгамі в центрі Південної Африки. Він перетнув Південну Африку від Атлантичного океану до Індійського, відкрив при цьому великий водоспад на р. Замбезі та назвав його на честь англійської королеви Вікторії. Усі відкриті географічні об'єкти Д. Лівінгстон наніс на карту з такою точністю, якої важко було чекати від людини, що не мала спеціальної географічної підготовки. Потім він дослідив річку Шире та відкрив озеро Ньяса, звідки вона витікає; описав верхню течію річки Конго (Заїр) – річки Луалаби. Він хотів знайти витoki Нілу, але важко захворів і помер у віці 60 років в селищі Чітембо, яке знаходилося серед боліт, що оточують озеро Бангвеулу.

1.2.5. Становлення географії в Російській імперії

У XVIII ст. на розвиток географії в Російській імперії вплинули ідеї західноєвропейських учених, зокрема вчення Б. Вареніуса. За наказами Петра I у 1718 р. книга була видана російською мовою, а у 1725 р. організована перша Академія наук. У 1758 р. видатний науковець *Михайло Васильович Ломоносов* (1711-1765 рр.) очолив Географічний департамент Академії наук. Відразу ж після свого вступу на посаду він розсилає на місця «Запити» (у них було 30 пунктів) для створення Російського атласу, де мав бути повний географічний опис тогочасної Російської імперії. Немає такого компонента географічної оболонки, дослідженням якого не займався М.В. Ломоносов. Він здійснював вивчення Арктики та підготовку перших комплексних географічних досліджень, які називалися Академічними експедиціями.

У 1803-1806 рр. відбулася перша російська кругосвітня експедиція під командуванням росіянина *Івана Федоровича Крузенштерна* (корабель «Надежда») та українця *Юрія Федоровича Лисянського* (корабель «Нева»). Ця подорож дала багато нового для пізнання ряду областей земної кулі. Під час плавання систематично проводилися астрономічні та метеорологічні спостереження, визначалася температура різних шарів води, робилися проміри глибин; в період тривалої стоянки в Нагасакі проводилися спостереження за припливами та відпливами. Експедиція провела роботи по складанню нових карт і перевірці старих.

У 1820 р. першою російською антарктичною експедицією на шлюпах «Восток» і «Мирний» під керівництвом *Тадея Тадейовича Беллінсгаузена* та *Михайла Петровича Лазарєва* була відкрита Антарктида. В антарктичних водах вони зробили гідрографічний опис південно-західних берегів о. Південна Георгія. Були відкриті миси, затоки та група островів. Слідуючи курсом на південь, мореплавці 16 (28) січня 1820 р. в районі 69°21'-69°29' пд.ш. та 2°14'-2°35' зх.д. відкрили шостий материк Землі.

Історія географічної науки не раз говорить нам про ті випадки, коли відомий натураліст стає не менш відомим економістом. Найяскравіший приклад – діяльність і праці знаменитого географа *Петра Петровича Семенова-Тянь-Шанського* (1827-1914 рр.). П.П. Семенов-Тянь-Шанський почав свою діяльність як геолог і ботаніко-географ. Свою подорож на Тянь-Шань (1856-1857 рр.) він провів як натураліст. Але потім його увагу привернули питання історії, історичної географії, демографії, географії населення та економічної географії. П.П. Семеновим-Тянь-Шанським написані багато регіональних монографій, включаючи п'ятитомний «Географічно-статистичний словник Російської імперії» (1863-1885 рр.).

На початку XIX ст. багаточисельні та результативні експедиції зумовили організацію національних географічних товариств, які дозволяли залучити до досліджень багатьох людей різних професій. Так, у 1821 р. географічне товариство виникло в Парижі, у 1823 р. – в Берліні, у 1831 р. – в Лондоні, в 1845 р. – в Санкт-Петербурзі. Першим керівником Російського географічного товариства був мореплавець, географ та арктичний дослідник Федір Петрович Літке.

У 1871-1886 рр. було здійснено 4 подорожі *Миколи Михайловича Пржевальського* (1839-1888 рр.) до невивчених європейцями районів Центральної Азії (на території сучасних Китаю та Монголії). Під час цих експедицій були досліджені гірські системи Куньлуню, хребтів Північного Тибету, басейни озер Лобнор і Кукунор, витoki річки Хуанхе. Усі дослідження М.М. Пржевальського проводилися за розробленою ним програмою, яка включала військово-окомірних зйомку, астрономічне визначення широт (а в останній подорожі і довгот) найважливіших пунктів, барометричні визначення висот, метеорологічні спостереження, вивчення флори та фауни з складанням на місці колекцій. Етнографічні спостереження доповнювалися малюнками, а в останній подорожі – і фотографіями. У загальній складності М.М. Пржевальський під час своїх експедицій подолав відстань у 30 тис. км.



Рис. 10. М.М. Миклухо-Маклай

Серед експедицій, організованих у другій половині XIX ст. Російським географічним товариством, особливе місце займає подорож українця *Миколи Миколайовича Миклухо-Маклая* (1846-1888 рр.). Науковця цікавило питання про походження і спорідненість людських рас. Для доведення цієї гіпотези він у 1870 р. відправився з Кронштадта до Нової Гвінеї. У 1874-75 рр. науковець (перший з європейців) проник в глиб Малакського півострова і вивчав життя «лісових людей». У вересні 1871 р. М.М. Миклухо-

Маклай (рис. 10) висадився на берег Нової Гвінеї (пізніше названий берегом Миклухо-Маклая). Тут вчений вивчав мову та звичаї папуасів-канібалів, завоювавши їх любов і довіру терпінням, стриманістю, правдивістю та сердечним ставленням. Він дійшов висновку про видову єдність та спорідненість людських рас, зруйнувавши антинаукове уявлення про «нижчі» та «вищі» раси.

Початок сучасної фізичної географії пов'язаний з працями творця наукового ґрунтознавства професора Петербурзького університету *Василя Васильовича Докучаєва* (1846-1903 рр.). Ідеї, прогнози, пропозиції науковця були засновані на комплексних багаторічних експедиційних дослідженнях. Три великі експедиції В.В. Докучаєва – по оцінці земель у Нижегородській і Полтавській губерніях та Особливій степовій експедиції – загалом працювали 15 років (1882-1885 рр., 1888-1897 рр.). Класичними стали основні роботи В.В. Докучаєва – «Російський чорнозем» (1883 р.) та «Наші степи колись і тепер» (1891 р.). Докучаєвське вчення про ґрунт стало відправним моментом для розробки *ідеї природного географічного комплексу (ландшафту)*. У 1898 р. він висловив думку про необхідність розробки нової науки про співвідношення та взаємодію між компонентами живої і неживої природи та про закони їхнього спільного розвитку. Початком цієї науки стало *вчення про природні зони* (1898-1900 рр.).

1.2.6. Розвиток фізичної географії в ХХ столітті

На початку ХХ ст. невідкритими залишалися полюси планети. Кожна країна вважала престижним бути піонером у цій справі. Перша спроба досягти Північний полюс була зроблена норвезьким дослідником *Фрітьофом Нансеном* у 1893 р., коли його корабель вмерз в льоди на півночі Російської Арктики і дрейфував з ними Північним Льодовитим океаном. Коли дрейфуючий корабель перебував найближче до полюса, Нансен і його супутник Йохансен зробили спробу досягти Північний полюс, але незабаром були змушені повернути назад. У 1898 р. першу зимівлю у високих широтах провів Отто Свердруп, яких висадився в центральній частині східного узбережжя острова Елсмір і склав карти значних районів Арктики, але йти до полюса спроб не робив. У 1908 р. досягти Північний полюс спробував американський морський офіцер *Роберт Пірі*, який висадився на острові Елсмір і в березні 1909 р. з санним загоном вирушив на північ. За його розрахунками, 6 квітня він досяг Північного полюса, але цю інформацію піддав сумніву інший американець – лікар і мандрівник *Фредерік Кук*, який заявив, що він досяг Північного полюса ще раніше – 21 квітня 1908 р. Експертна комісія визнала першість Р. Пірі. Саме ця версія використовується у більшості нарисів з історії полярних досліджень. Проте в наукових колах досі ведеться дискусія щодо того, кого варто вважати першим підкорювачем Північного полюса.



Рис. 11. Р. Амундсен

У 1911 р. дві незалежні групи полярних мандрівників майже одночасно розпочали шлях до Південного полюса. Норвезьку експедицію очолював *Руаль Амундсен* (1872-1928 рр.), який до цього (1903-1906 рр.) здійснив безперервний морський перехід Північно-західним проходом (по протокам Канадського арктичного архіпелагу). Англійською експедицією керував морський офіцер *Роберт Фолкон Скотт* (1868-1912 рр.). 14 грудня 1911 р. група Р. Амундсена (рис. 11) досягла Південного полюса. 18 січня 1912 р. полюс підкорили англійці, однак були надзвичайно розчаровані, побачивши норвезький прапор. Зворотний шлях для експедиції Р. Скотта

закінчився трагічно – усі вони загинули.

Після розпаду Російської імперії та утворення Радянського Союзу (1922 р.) сформувалися нові погляди на розвиток фізичної географії. Широке визнання географічної оболонки як предмета фізичної географії відбувалося не відразу. У 1932 р. *Григор'єв Андрій Олександрович* (1883-1968 рр.) виступав з статтею «Предмет і завдання фізичної географії», де він прийшов до висновку, що земна поверхня представляє особливу вертикальну фізико-географічну зону, або оболонку, яка характеризується глибоким взаємопроникненням та активною взаємодією літосфери, атмосфери і гідросфери, виникненням та розвитком саме в ній органічного життя, наявністю тут складного, але єдиного фізико-географічного процесу. Оскільки фізико-географічна оболонка Земної кулі має свої особливі якості, фізична географія покликана вивчати оболонку у всій її сукупності, у її діалектичній єдності.



Рис. 12. А.О. Григор'єв

У ці ж роки *Лев Семенович Берг* (1876-1950 рр.) сформулював основи вчення про ландшафт і географічні зони. Наприкінці 40-х років ХХ ст. були спроби протиставити вчення А.О. Григор'єва (рис. 12) про фізико-географічну оболонку та фізико-географічний процес і Л.С. Берга про ландшафти. *Станіслав Вікентійович Калесник* (1901-1977 рр.) довів, що ці два напрями не суперечать один одному, а відображають різні сторони предмета фізичної географії – географічної оболонки. Ці погляди знайшли втілення у фундаментальній праці С.В. Калесника «Основи загального землезнавства» (1947 р., 1955 р.). Робота сприяла визнанню географічної оболонки як предмета фізичної географії. С.В. Калесник правильно запропонував називати «фізико-географічну оболонку» А.О. Григор'єва «*географічною оболонкою*».

У ХХ ст. поряд з продовженням вивчення Світового океану активно почали досліджувати Арктику та Антарктиду. У 1937 р. в Центральній Арктиці радянські науково-дослідні станції розпочали роботу на дрейфуючих льодах. З кінця 1950-х рр. у морях, які омивають Антарктиду, ведуться океанологічні роботи, у процесі яких виконуються регулярні геофізичні дослідження на стаціонарних континентальних станціях і здійснюються експедиції всередину континенту.

У 1957 р. було здійснено запуск першого штучного супутника Землі. 12 квітня 1961 р. *Юрій Олексійович Гагарін* першим полетів у Космос. Людина вперше отримала можливість спостерігати за географічною оболонкою не зсередини, а в цілому. Спостереження з космосу допомогли краще зрозуміти геологічну структуру земної кори, течії та розподіл життя у Світовому океані, динамічні явища в атмосфері. А головне – вони переконали в реальності географічної оболонки як єдиного цілого, що функціонує в результаті взаємодії літосфери, гідросфери й біосфери.

23 січня 1960 р. було здійснене перше занурення людини на дно Маріанського жолоба американським морським офіцером Доном Уолшем і французьким дослідником Жаком Пікаром на батискафі «Трієст». Прилади зафіксували рекордну глибину – 11 521 метр (скоригована величина – 10 918 м). На дні дослідники несподівано зустріли плоских риб розміром до 30 см, схожих на камбалу.

У 1970-х рр. на перший план виходять проблеми впливу людини на географічну оболонку. На основі узагальнених даних та багаторічних польових досліджень російський географ Федір Миколайович Мільков сформулював вчення про антропогенні ландшафти та здійснив їх першу класифікацію.

Під впливом екологічних проблем тематика географічних досліджень змінює напрям від вивчення проблем природних ресурсів до проблем охорони живої природи, надр і навколишньої середовища, впливу людини на природу та виникнення техногенних катастроф. Формуються суміжні науки – геоекологія та ландшафтна екологія. Розширюється поняття «навколишнє середовище». До традиційного природного середовища, яке прирівнювалася до природних умов, додаються міське, техногенне та соціальне середовища. У 1986 р. була створена міжнародна геосферно-біосферна програма «Глобальні зміни». У 1990-ті роки виникає міждисциплінарна «Програма міжнародного десятиліття скорочення природних катастроф», яка займає одне з перших місць у географічній екологістиці. У СРСР продовжував розвиватися напрям, який отримав назву природокористування.

Екологізація гостро порушила питання про співвідношення фундаментальних і прикладних досліджень у географії. Така ситуація вимагає поглиблення розробок, як традиційних (картографування, оцінювання), так і нових (моніторинг, геопроекування, геопророкування) видів географічної діяльності, в основі яких лежать

суб'єкт-об'єктні відносини. Одним з етапів реалізації цих проблем став розвиток *конструктивної географії*, яка спрямована на розробку шляхів раціонального використання природних ресурсів.

1.2.7. Географія в Україні

У 1918 р. в Українській Державі було засновано Академію Наук. Її першим президентом призначено академіка В.І. Вернадського. При Академії наук і вищих навчальних закладах діяли науково-дослідницькі інститути, які досліджували рельєф, клімат, води, ґрунти, географію рослинності тощо. У 1926-1937 роках працював Український науково-дослідний інститут географії та картографії.

З початку 1920-х років у географічні дослідження в СРСР все більше підпорядковувалися завданням ведення планового соціалістичного господарства. Для цього потрібні були знання про природні ресурси регіонів. Тому проводяться дослідження з природного і комплексного географічного районування території Української РСР. Були створені державні топографічна, гідрометеорологічна і геологічна служби.

У 1920-ті роки в Радянській Україні активно розвивалося краєзнавство, яке викладали й у школах. Зріс інтерес до проблем збереження мало змінених природних ландшафтів. Але в кінці 1920-х років комуністичний режим згорнув діяльність організацій краєзнавців і дослідників природи. Чимало науковців і краєзнавців зазнало репресій. У нелегких умовах розвивалася українська культура та освіта і на західноукраїнських землях (кращі умови були в межах Чехословаччини, до якої входило Закарпаття).

З початку 1930-х років створені природничо-географічні факультети в ряді педагогічних інститутів. Активно продовжували дослідження природних компонентів, складання оглядових і тематичних карт.

У 1947 р. створений український філіал Географічного товариства СРСР. Із середини 1950-х років поживались краєзнавчі дослідження. Центрами організації фізико-географічних досліджень були: науково-дослідницький інститут географії при Київському університеті (1944-1952 рр.); Сектор географії при Інституті геології, а потім – Відділення географії при Інституті геофізики Академії наук України (1962-1992 рр.).

У числі найбільш значних досягнень географічної науки цього часу стала книга «Физико-географическое районирование Украинской ССР» (1968 р.); «Атлас природных условий и естественных ресурсов Украинской ССР» (1978 р.); семитомник «Природа Украинской ССР» (1984-1987 рр.), трьохтомна «Географічна енциклопедія України» (1989-1993 рр.).

Важливу роль у розвитку географії України зробили видатні науковці. Нижче подається короткі відомості про їх внесок у вивчення природи і господарства України. Насамперед варто згадати *Василя Григоровича-Барського* (1701 р., Київ – 1747 р., Київ) – відомого

українського мандрівника, випускника Києво-Могилянської академії. Мандрував Угорщиною, Болгарією, Грецією, Італією, Палестиною, Аравією, Єгиптом. Описав населення, господарство, торгівлю цих країн. Записи Василя Григоровича-Барського неодноразово перевидавалися.

У XIX ст. дослідження природи, господарства та населення України розширюється. Вагомий внесок у розвиток географії України зробив відомий український науковець кінця XVIII – першої половини XIX ст. *Василь Назарович Каразін* (народився 1773 р. в с. Кручик Богодухівського району Харківської обл., помер 1842 р. в Миколаєві). Він першим став розглядати метеорологію як науку, розробив проект організації метеорологічної мережі в Російській імперії, організував регулярні спостереження за зміною атмосферних явищ у Харкові, висловив думку про вплив лісових насаджень на клімат, вивчав географію населення Слобідської України. Завдяки зусиллям В.Н. Каразіна в Харкові був заснований у 1805 р. університет.

Павло Аполлонович Тутковський (1858р., с. Липовець Вінницької обл., 1930 р., Київ) – відомий український географ і геолог. У 1882 р. закінчив Київський університет і працював у ньому з 1884 по 1895 рр. Завідував кафедрою географії цього ж університету (з 1914 р.), був одним з ініціаторів створення Української академії наук. П.А. Тутковський – автор багатьох праць з геології та гідрогеології, фізико-географічного районування України, навчальних посібників для студентів вищих закладів освіти.

Вагомий внесок у формування географії України як науки в сучасному її розумінні зробив український географ *Степан Львович Рудницький* (1877 р., Перемишль, тепер Польща – 1937 р., Соловки, Росія) – академік АН України. Брав участь у національно-визвольній боротьбі на боці Західноукраїнської Народної Республіки. Працював у вузах Львова, Кам'янця-Подільського, Відня, Праги, Харкова. У Харкові організував Український науково-дослідний інститут географії і картографії, був його першим керівником. Підготував і видав шкільні підручники з географії. Автор наукових праць з фізичної та економічної географії України, багатьох настінних карт України та карт півкуль українською мовою. У 1933 р. репресований.

Відомим ученим з фізичної географії та геоморфології України був *Микола Ізмаїлович Дмитрієв* (1886 р., с. Улянівка на Сумщині – 1957 р., Харків). Понад 40 років працював у Харківському університеті, у 1943–1957 рр. завідував кафедрою фізичної географії. Одночасно проводив дослідження в Українському науково-дослідному інституті географії і картографії, відомий фахівець з рельєфу.

Відомим дослідником-краєзнавцем широкого профілю був нащадок запорізьких козаків *Єгор Петрович Ковалевський* (1809 р., с. Ярошівка на Харківщині – 1868 р., Петербург). Навчався в Харківському університеті, де в той час географію викладав відомий український письменник П.П. Гулак-Артемівський. Є.П. Ковалевський був учасником

10 великих експедицій, під час яких пройшов понад 75 тис. км. Він досліджував Алтай, Урал, Казахстан і Середню Азію, Східні (румунські) Карпати, Афганістан. Очолив дві експедиції до Китаю. Побував у Північно-Східній Африці, у верхів'ї Білого Нілу, де до нього ще не ступала нога європейського дослідника.

Вернадський Володимир Іванович (28 лютого (12 березня) 1863 р., Петербург, Російська Імперія – 6 січня 1945 р., СРСР) – український філософ, природознавець, мислитель, засновник геохімії, біогеохімії та радіогеології, космізму. Праці присвячені дослідженням хімічного складу земної кори, атмосфери, гідросфери, міграції хімічних елементів у земній корі, ролі і значення радіоактивних елементів в її еволюції. Творець біогеохімії, засновник вітчизняної школи геохіміків, основоположник учення про біосферу та ноосферу, історик науки, філософ, натураліст. У 1917–1921 рр. працював в Україні, організатор і перший президент Української Академії наук, почесний академік ряду зарубіжних академій. Ім'я В.В. Вернадського (рис. 13)



Рис. 13. В.І. Вернадський

присвоєно багатьом академічним інститутам, бібліотекам, кораблям. Зокрема Національній бібліотеці України. На пошану вченого названо два мінерали «вернадит» і «вернадскит». Академія наук СРСР у 1945 р. установила грошову премію та золоту медаль імені В. І. Вернадського. Починаючи з 1973 р., НАН України встановлена також премія імені В. І. Вернадського, а з 2003 р. – Золота медаль імені В. І. Вернадського Національної академії наук України.

Володимир Михайлович Кубійович (1900 р., Новий Сонч, Польща – 1985 р., Сарсель, Франція) – український географ, демограф, картограф, головний редактор 10-томної «Енциклопедії українознавства». Впродовж 1928-1939 рр. працював у Краківському університеті, Українському вільному університеті. Разом з колективом авторів видав такі народознавчі праці, як «Атлас України і суміжних країн», «Географія українських і суміжних земель». В.М. Кубійовичу належать статті з проблем географії України в енциклопедіях багатьох держав.

Бондарчук Володимир Гаврилович (29 липня 1905 р., Дениші – 27 лютого 1993, Київ) опублікував понад 120 наукових праць, присвячених геологічній будові та геоморфології УРСР, а також загальногеологічним теоретичним питанням. Вчення про тектонічний розвиток Землі Бондарчук виклав на основі створеної ним теорії тектоорогенії; основне положення цієї теорії – єдність розвитку структури і рельєфу Землі. Праці Бондарчука з четвертинної геології стосуються походження основних генетичних типів антропогенових відкладів, їх стратиграфії і стратифікації, фауни молюсків. Автор кількох підручників, в тому числі

першого підручника з загальної геології, що вийшов українською мовою.

Олександр Мефодійович Маринич (4 вересня 1920 р., Суботці – 23 серпня 2008 р., Київ) – географ-геоморфолог, дослідник природи України, член-кореспондент НАН України, доктор географічних наук, професор Київського національного університету імені Тараса Шевченка. Найбільше відомі наукові праці О. М. Маринича з геоморфології і фізичної географії Полісся, ландшафтознавства, фізико-географічного районування України, історії географічної науки. Так ще в 50-х роках Олександр Мефодійович організував Поліську комплексну географічну експедицію Київського університету і керував нею. На основі матеріалів даної експедиції він по-новому обґрунтував походження Полісся і формування його рельєфу. Результати досліджень були опубліковані у монографіях. Під науковим керівництвом вченого складені перші карти ландшафту ряду областей і всієї України.

Перелік прізвищ українців, які брали активну участь у дослідженнях різних регіонів земної кулі, згаданими ученими не обмежується. Та їх здебільшого знають як російських, польських, чеських, німецьких вчених.

У кінці ХХ ст. – початку ХХІ ст. в Україні плідно працювали та працюють відомі фізико-географи: К.І. Геренчук, П.Г. Шищенко, Г.І. Швєбс, М.І. Щербань, І.Г. Черваньов, М.Ф. Веклич, В.М. Пащенко, Г.І. Денисик та інші.

Організацією сучасних географічних досліджень займається Інститут географії Національної Академії наук України (директор – Л.Г. Руденко), та Українське географічне товариство (президент – П.Г. Шищенко) та ряд географічних факультетів провідних вузів України. На з'їздах географічного товариства, що проходять раз на чотири роки, обговорюються найбільш актуальні проблеми сучасної географії. Ці дві організації з 1993 р. започаткували видання «Українського географічного журналу». Більшість учених поєднують географічні дослідження з викладанням в університетах.

Проведення сучасних фізико-географічних досліджень характеризується впровадженням дистанційних методів (зокрема, результатів даних, отриманих за допомогою космічних апаратів). Серед методів обробки географічної інформації важливе місце займають методи моделювання (зокрема, картографічного; створення ГІС-технологій). Найбільш актуальними напрямками досліджень є вивчення природних ресурсів, особливостей взаємодії суспільства й природи на різних територіях, проблеми охорони навколишнього природного середовища.

1.3. Основні методи географічних досліджень

Уся різноманітність методів географічних досліджень зводиться до трьох категорій: загальнонаукові, міждисциплінарної та специфічні для цієї науки. Найважливішим загальнонауковим методом є матеріалістична

діалектика. Її закони та основні положення про загальний зв'язок явищ, єдності та боротьбі протилежностей, переході кількісних змін у якісні становлять методологічну основу географії. З матеріалістичною діалектикою пов'язаний *історичний метод*. У фізичній географії історичний метод знайшов своє вираження в палеогеографії. Загальнонаукове значення має *системний підхід* до досліджуваного об'єкта. Кожен об'єкт розглядається як складне утворення, яке складається з структурних частин, взаємодіючих одна з одною.

Міждисциплінарні методи – загальні для групи наук. У географії – це математичні, геохімічні, геофізичний методи та метод моделювання. Для вивчення об'єктів використовуються кількісні характеристики та математична статистика. Зараз широко застосовується комп'ютерна обробка матеріалів. *Математичний метод* – важливий метод у географії, він полягає в описі географічних об'єктів та явищ за допомогою кількісних характеристик. *Геохімічний і геофізичний методи* дозволяють оцінити потоки речовини та енергії в географічній оболонці, колообіги, термічний і водний режими.

Модель (метод моделювання) – графічне зображення об'єкта, яке відображає структуру та динамічні зв'язки, що дає програму подальших досліджень.

До специфічних методів у географії відносяться порівняльно-описовий, експедиційний, картографічний, аерокосмічний.

Порівняльно-описовий та картографічний методи – найдавніші методи в географії. Александер фон Гумбольдт у «Картинах природи» писав, що порівнювати між собою відмінні риси природи віддалених країн і представляти результати цих порівнянь – завдання географії. Порівняння виконує ряд функцій: визначає ареал подібних явищ, розмежовує їх, робить незнайоме знайомим. Вираженням порівняльно-описового методу служать різного роду ізолінії – ізотерми, ізогіпси, ізобари і т.д. Без них неможливо уявити жодну галузеву або комплексну наукову дисципліну фізико-географічного циклу.

Найповніше застосування порівняльно-описовий метод знайшов у країнознавстві.

Експедиційний метод дослідження називають польовим. Польовий матеріал, зібраний в експедиціях, становить є основою географії, її фундаментом, лише опираючись на який може розвиватися теорія.

Експедиції як метод збору польового матеріалу беруть початок з античних часів. Геродот у середині V ст. до н.е. зробив багаторічну подорож, яка дала йому необхідний матеріал з історії та природи країн, де він побував. У свій дев'ятитомній праці «Історія» він описав природу, населення, релігію Вавилону, Малої Азії, Єгипту, Охарактеризував Чорне море, Дніпро, Дон. Різновидом польових досліджень є географічні стаціонари. Ініціатива їх створення належить А.О. Григор'єву, перший стаціонар під його керівництвом був створений на Тянь-Шані.

Вивчення *географічних карт* перед виходом у поле – необхідна

умова для успішних польових робіт. Іноді виявляються пробіли в даних, визначаються райони комплексних досліджень. Карти – це кінцевий результат польових робіт, вони відображають взаєморозташування та структуру географічних об'єктів, показують їхній взаємозв'язок.

Аерофотозйомка використовується в географії з 30-х років ХХ ст. *Космічна зйомка* з'явилася порівняно недавно. У комплексі вони дозволяють на значних територіях і з великої висоти оцінити досліджувані об'єкти.

Метод балансів – в основі перебуває універсальний фізичний закон – закон збереження речовини та енергії. Установивши всі можливі шляхи входу та виходу речовини і енергії та визначивши потоки, дослідник за їх різницею може судити, чи відбулося в геосистемі нагромадження або витрата цих субстанцій. Балансовий метод використовується в землезнавстві як засіб дослідження енергетики, водного та сольового режимів, газового складу, біологічного та іншого колообігів.

Усі географічні дослідження відрізняє специфічний *географічний підхід* – фундаментальне уявлення про взаємозв'язок і взаємообумовленість явищ, комплексний погляд на природу. Він характеризується територіальністю, глобальністю та історизмом.

Питання для самоконтролю до розділу 1

1. Що таке землезнавство як наука? Її роль в системі географічних наук.
2. Уявлення про Землю і Всесвіт в Стародавньому Світі.
3. Античне землезнавство в системі знань. Основні напрямки античного землезнавства.
4. Землезнавство епохи Середньовіччя.
5. Уявлення про Землю та Всесвіт в епоху Відродження.
6. Значення праці М. Коперніка «О вращении небесних сфер» для подальшого розвитку уявлень знань про Всесвіт.
7. Роль І. Канта, О. Гумбольдта, К. Ріттера в розвитку землезнавства. Основні досягнення.
8. Дайте коротку характеристику наукових досягнень В.В. Докучаєва, Л.С. Берга, А.О. Григор'єва та С.В. Калесника. Яка їхня роль у становленні та розвитку географічної науки?
9. Охарактеризуйте внесок у розвиток землезнавства українських науковців.
10. На які галузі ділиться сучасна географічна наука?
11. Яка роль географії як науки на сучасному етапі розвитку суспільства?
12. Які ви знаєте основні методи географічних досліджень?

РОЗДІЛ 2

ЗЕМЛЯ У КОСМІЧНОМУ ПРОСТОРИ

2.1. Загальна будова Всесвіту

Космос (Всесвіт) – це весь існуючий матеріальний світ. Він вічний у часі та нескінченний у просторі, існує об'єктивно, незалежно від нашої свідомості. Матерія у Всесвіті зосереджена у зірках, планетах, астероїдах, супутниках, кометах та інших небесних тілах; 98% всієї видимої маси знаходиться у зірках.

У Всесвіті небесні тіла утворюють системи різної складності. Наприклад, планета Земля із супутником Місяцем утворюють систему. Вона входить у більшу систему – Сонячну, утворену Сонцем і небесними тілами, які рухаються довкола нього, – планетами, астероїдами, супутниками, кометами. Сонячна система, у свою чергу, є частиною Галактики. Галактики утворюють ще більш складні системи – скупчення галактик. Грандіозна зоряна система, яка складається з безлічі галактик – *Метагалактика* – доступна для людини частина Всесвіту (видима за допомогою приладів). За сучасними уявленнями, вона має діаметр близько 100 млн. світлових років, вік Всесвіту 15 млрд. років, до складу входить 10^{22} зірок.

Відстані у Всесвіті визначаються такими величинами, як астрономічна одиниця, світловий рік, парсек.

Астрономічна одиниця – це середня відстань від Землі до Сонця:

$$1 \text{ а.о.} = 149\,600\,000 \text{ км.}$$

Світловий рік – відстань, яку світло проходить за рік:

$$1 \text{ св. рік} = 9,46 \times 10^{12} \text{ км.}$$

Парсек – відстань, з якої середній радіус земної орбіти (рівний 1 а.о.), який є перпендикулярним променю зору, видно під кутом 1”:

$$1 \text{ пк} = 3,26 \text{ св. рік} = 206\,265 \text{ а.о.} = 3,08 \times 10^{13} \text{ км.}$$

Зірки в Метагалактиці утворюють *галактики* (від грец. Γαλαξίας – молочний) – це великі зоряні системи, в яких зірки пов'язані силами гравітації.

Наша Галактика називається *Чумацький (Молочний) шлях* – велике зоряне скупчення, яке видно на нічному небі у вигляді молочної смуги. Основний диск Чумацького Шляху має близько 100 000–120 000 світлових років у діаметрі та близько 250 000–300 000 у периметрі. Поза

межами ядра галактики товщина нашої галактики становить приблизно 1 000 світлових років. У Чумацькому Шляху налічується понад 300 млрд. зірок.

Основним хімічним елементом у нашій галактиці є водень, 1/4 припадає на гелій. Інші хімічні елементи присутні в малих кількостях. Крім газу в просторі є пил. Він утворює темні туманності. Міжзоряний пил складається переважно із двох видів часток: вуглецевих та силікатних. Розмір пилинок коливається від однієї мільйонної до однієї десятитисячної частки сантиметра. Міжзоряний пил і газ слугують матеріалом, з якого формуються нові зірки. У газових хмарах під дією сил тяжіння утворююся згустки – зародки майбутніх зірок. Згусток продовжує стискуватися доти, поки в його центрі температура та щільність не підвищуються настільки, що починаються термоядерні реакції. З цього моменту згусток газу перетворюється в зірку. Міжзоряний пил бере активну участь у процесі – сприяє більш швидкому остиганню газу, він поглинає енергію, яка виділяється при стисненні, і випромінює її в іншому спектрі. Від властивостей та кількості пилу залежить маса нових зірок.

Відстань від Сонячної системи до центра Галактики становить 23-28 тис. св. років. Сонце перебуває на периферії Галактики. Для Землі ця обставина є сприятливою, оскільки вона розташована у відносно спокійній частині Галактики та упродовж мільярдів років не зазнає впливів космічних катаклізмів.

Сонячна система обертається навколо центра Галактики зі швидкістю 200-220 км/с, роблячи один оберт за 180-200 млн. років. За увесь час існування Земля облетіла навколо центра Галактики не більше 20 разів. На Землі 200 млн. років – тривалість *тектонічного циклу*. Це дуже важливий етап у житті Землі, який характеризується певною послідовністю тектонічних подій. Цикл починається зануренням земної кори. Нагромадженням потужних товщ осадових порід, підводним вулканізмом. Далі тектонічна діяльність підсилюється, виникають гори, змінюються обриси материків, що, в свою чергу, викликає зміни клімату.

Сонячна система складається із центральної зірки – Сонця, восьми планет, більш як 60 супутників, 40 000 астероїдів і близько 1 000 000 комет.

Сонце – центральна зірка Сонячної системи. Це найближча до Землі зірка. Діаметр Сонця становить 1,39 млн. км, маса – $1,989 \times 10^{30}$ кг. По спектральній класифікації зірок Сонце є жовтим карликом (клас G 2), вік Сонця оцінюється в 4,6–5 млрд. років. Сонце обертається навколо своєї осі проти годинникової стрілки, у тому ж напрямку рухаються планети навколо Сонця. Основна речовина, яка утворює Сонце, – водень (71% маси світила), гелій – 27%, вуглець, азот, кисень, метали – 2%.

Сонце випромінює два основних потоки енергії – електромагнітне (сонячна радіація) і корпускулярне (сонячний вітер) випромінювання.

Теплове поле поверхні планет Сонячної системи створюється сонячною радіацією. *Електромагнітне випромінювання* поширюється зі швидкістю світла та за 8,4 хв. досягає поверхні Землі. У спектрі випромінювання виділяють невидиму ультрафіолетову радіацію (близько 7%), видиму світлову радіацію (47%), невидиму інфрачервону радіацію (46%). Частка ультракоротких хвиль і радіохвиль становить менше 1% випромінювання.

На верхню межу атмосфери надходить певна кількість сонячної радіації, ця величина називається *сонячною сталою*.

Корпускулярне випромінювання – потік заряджених часток (електронів і протонів), який йде від Сонця. Його швидкість 1500–3000 км/с, він досягає магнітосфери за кілька діб. Магнітне поле Землі затримує корпускулярне випромінювання, і заряджені частки починають рухатися по магнітних силових лініях.

У пік сонячної активності зростає потік заряджених часток. Підходячи до магнітосфери, потік збільшує її напруженість, на Землі починаються магнітні бурі. У цей час активізуються тектонічні рухи, починаються виверження вулканів. В атмосфері зростає кількість атмосферних вихорів – циклонів, посилюються грози. Найбільш яскравою та вражаючою появою бомбардування атмосфери сонячними частками є полярні сяйва – це світіння верхніх шарів атмосфери, викликане іонізацією газів.

Планети розташовані від Сонця в такій послідовності: Меркурій, Венера, Земля, Марс, Юпітер, Сатурн, Уран, Нептун (рис. 14). Усі планети мають загальні властивості та особливості.

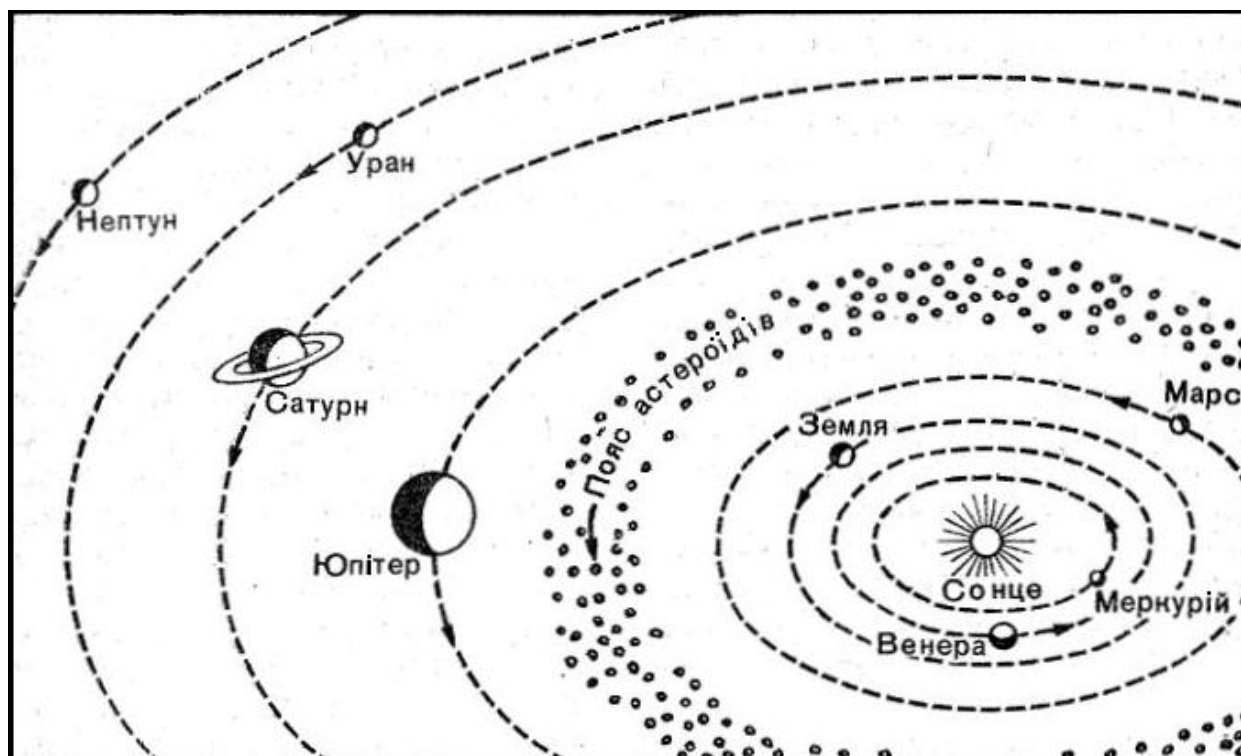


Рис. 14. Схема будови Сонячної системи

До загальних властивостей можна віднести такі:

- планети мають кулясту форму;
- планети обертаються навколо Сонця в одному напрямі проти годинникової стрілки для спостерігача, яка дивиться з боку Північного полюса. Цей напрям називається прямим. У такому ж напрямі рухаються майже всі супутники та астероїди;
- осьове обертання більшості планет відбувається в тому ж напрямі – проти годинникової стрілки. Виключення становлять Венера та Уран, вони обертаються за годинникової стрілкою;
- орбіти більшості планет наближені за формою до окружності, ексцентриситет (відношення відстані між центром і фокусом еліпса до довжини великої півосі) їх малий, тому планети не підходять близько одна до одної, їх гравітаційний вплив незначний (лише в Меркурія орбіта дуже витягнута);
- орбіти всіх планет перебувають приблизно в одній площині екліптики. Причому кожна наступна планета – приблизно у два рази далі від Сонця, ніж попередня.

Цю закономірність встановили два німецькі науковці І. Тіціус (1729-1796 рр.) та І. Боде (1747-1826 рр.). За правилом Тіціуса-Боде, відстань від Сонця до планети можна визначити за формулою (1):

$$r = 0,4 + 0,3 * 2^n, \quad (1)$$

де $n = 0$ для Венери; $n=1$ для Землі; $n=2$ для Марса; $n=4$ для Юпітера.

У зазначену послідовність не вписуються Меркурій та Нептун; $n = 3$ відповідає поясу астероїдів, планети на цій відстані від Сонця немає. За однією з гіпотез передбачається, що на цьому місці колись існувала планета Фаетон, але гравітаційний вплив Юпітера призвів до її розпаду.

Планети умовно діляться на дві великі групи: планети земної групи та планети-гіганти (табл. 1). До першої групи відносяться Меркурій, Венера, Земля, Марс. Другу групу формують Юпітер, Сатурн, Уран, Нептун.

24 серпня 2006 р. Міжнародним астрономічним союзом було ухвалено визначення терміну «карликова планета». *Карликова планета* – небесне тіло, що обертається безпосередньо навколо Сонця (тобто, не є супутником іншої планети), має достатню масу, щоб гравітація надала їй гідростатично-рівноважної форми, проте не розчистила околиці своєї орбіти від інших подібних тіл – вони «не домінують» на своїй орбіті. Термін «карликова планета» варто відрізнити від поняття «мала планета», як іноді називають астероїди. Офіційно термін «мала планета» більше не використовується, залишаючись даниною історії. Тому Плутон, який у ХХ ст. класифікувався як велика планета, зараз вважається карликовою планетою.

Таблиця 1

Характеристика планет Сонячної системи

Назва планети	Відстань від Сонця, км	Діаметр, км	Період руху		Орбітальна швидкість, км/с	Маса по відношенню до Землі	Кількість супутників
			навколо Сонця	осьового			
Планети земної групи							
Меркурій	57,91	4878	87діб23год.	58діб15год30хв	47,6	0,0533	–
Венера	108,2	12104	224доби 17год	243доби15хв	34,8	0,815	–
Земля	149,6	12752	365діб6год	23год56хв04сек	29,6	1,0000	1
Марс	227,9	6788	686діб18год	24год37хв23сек	24,0	0,1074	2
Планети-гіганти							
Юпітер	778,3	142796	11років325діб	9год55хв30сек	13,0	317,89	16
Сатурн	1429,4	120660	29років167діб	10год39хв22сек	9,6	95,168	20
Уран	2875,0	51108	86років6діб	17год14хв24сек	6,8	14,559	15
Нептун	4504,3	49534	164,8року	16год06хв36сек	5,4	17,239	8

Планети земної групи відрізняються близьким розташуванням до Сонця, невеликими розмірами, високою густиною речовини (щільність Землі – $5,5 \text{ г/см}^3$); основними їхніми складовими є силікати (сполуки кремнію) та залізо, тому, планети земної групи – тверді тіла. Планети повільно обертаються навколо своєї осі (у Меркурія період обертання дорівнює 58,7 земної доби, у Венери – 243, у Марса – трохи більше 1 доби). Через повільне обертання полярне стиснення у планет невелике, тобто вони мають форму близьку до кулі. Планети земної групи мають значну швидкість орбітального руху (Меркурій – 48 км/с, Венера – 35 км/с, Марс – 24 км/с). У планет земної групи є лише три супутники: в Землі – Місяць, у Марса – Фобос і Деймос.

Планети-гіганти розташовані на значній відстані від Сонця, мають великі розміри (розмір Юпітера дорівнює 142 800 км), однак щільність планет невелика (Юпітер – $1,3 \text{ г/см}^3$). Найпоширенішими на них хімічними елементами є водень і гелій, тому, планети-гіганти представляють собою газові кулі. Усі планети-гіганти мають велику швидкість обертання навколо своєї осі, період осьового обертання планет коливається від 10 год. – у Юпітера, до 17 год. – в Урана. Завдяки швидкому обертанню у планет велике полярне стиснення (у Сатурна – 1/10). Швидкість орбітального обертання в планет невелика (повний оберт навколо сонця Юпітер робить за 11,86 року, а Нептун за 165 років). Усі планети мають кільця та велику кількість супутників.

У Сонячній системі 99,9% маси зосереджена у Сонці, тому основна сила, яка керує рухом небесних тіл – це притягання Сонця. Оскільки планети рухаються навколо Сонця в одній площині майже по колових орбітах, їх взаємне притягання невелике, але й воно викликає відхилення в русі планет. Ймовірно, більша взаємодія планет відбувається тоді, коли вони підходять близько один до одного. Явище,

коли на одній лінії вишиковується кілька планет називається «парадом планет».

Астероїди (від грец. ἀστεροειδής – зоряноподібні) – тверді небесні тіла діаметром від 1 до 1000 км, які рухаються орбітами у Сонячній системі. Вони утворюють тонке кільце між орбітами Марса та Юпітера. Їхня середня відстань від Сонця 2,8–3,6 а.о. До 1880 р. було відомо вже близько 200 астероїдів, зараз орбіти обчислені для більш ніж 40 000. Найбільший астероїд Церера має діаметр 1000 км, діаметр Паллади – 608, Вести – 540, Гігії – 450 км. Практично всі астероїди мають неправильну форму, лише найбільші великі наближаються до кулі.

Комети (від грец. κομήτης, komētēs – хвостаті) – це невеликі неслітлові тіла Сонячної системи, які стають видимими лише при підході до Сонця. Рухаються дуже витягнутими еліпсоїдальними орбітами. Кількість комет вимірюється мільйонами. З наближенням до Сонця в них різко виокремлюються «голова» та «хвіст». Головна частина складається з льоду та часток пилу. У розрідженому газопиловому середовищі хвоста виявлені іони натрію та вуглецю. Одна з найвідоміших комет – комета Галлея, кожні 76 років вона з'являється в зоні видимості Землі.

Метеорити (від грец. μετέωρος – підвішений у повітрі) – дрібні тверді тіла масою кілька грамів, які потрапили в атмосферу планети. Дрібні частки речовини, рухаючись зі швидкістю 11-12 км/с, внаслідок тертя в атмосфері розігріваються до 1000°C, що викликає їхнє світіння упродовж кількох секунд. Вони згорають в атмосфері не долітаючи до поверхні. Метеорити поділяються на одиничні та метеоритні потоки. Найбільш відомі метеорні потоки: Персеїди (падають у серпні), Драконіди (жовтень), Леоніди (листопад). Якщо Земля перетинає орбіту метеоритного потоку, частки «налітають на планету», починається «зоряний дощ». Найбільший метеоритний кратер на Землі має діаметр 1265 м і розташований в Арізоні біля каньйону Діабло. Найпоширенішими складовими елементами метеоритів є кисень, залізо, кремній, магній і нікель. Часто плутають поняття «метеорити» та «метеори». Метеорит – це об'єкт, а *метеор* (від грец. μετέωρος – небесний) – це явище, яке виникає при згорянні в атмосфері Землі дрібних метеоритних тіл (наприклад, уламків комет або астероїдів). Аналогічне явище більшої інтенсивності називається *болідом*.

Сонячну активність пов'язують з регулярним утворенням в атмосфері Сонця плям, факелів, спалахів, протуберанців. У середині XIX ст. швейцарський астроном Р. Вольф обчислив кількісний показник сонячної активності, відомий як число Вольфа. Рівень сонячної активності змінюється з періодичністю близько 11 років. Головним аспектом впливу Сонця на Землю є потік сонячної радіації, енергія електромагнітного та корпускулярного випромінювання. На шляху до поверхні Землі сонячне випромінювання переборює кілька перешкод: міжпланетне середовище, нейтральну атмосферу, іоносферу та геомагнітне поле. Одночасно з 11-річним циклом протікає віковий

(точніше 80-90-річний) цикл сонячної активності. Неузгоджено накладаючись один на одного, вони вносять помітні зміни в процеси відбуваються на планеті. Зокрема встановлено відповідність між 11-річним циклом сонячної активності та землетрусами, коливаннями рівня озер, річок, ґрунтових вод; частотою полярних сьйв, інтенсивністю грозової діяльності, температурою повітря, атмосферним тиском; урожайністю сільськогосподарських культур, повторюваністю епідемічних захворювань, смертністю населення тощо. Значний вплив сонячної активності на загальну циркуляцію в тропосфері: її інтенсивність змінюється в максимуми 11-річних циклів, а разом з нею й тип атмосферної циркуляції.

2.2. Основні гіпотези походження Сонячної системи та Всесвіту

Вивченням походження Сонячної системи та Всесвіту займалися різні науковці, починаючи від двньогрецьких філософів до астрономів і фізиків XXI століття. Але й зараз, коли науково-технічний прогрес дозволяє запускати супутники на Марс, генезис походження Сонячної системи та Всесвіту залишається загадкою. Але цілком можливо, що вчені в найближчому майбутньому з'ясуять питання, пов'язані з їх народженням, оскільки за минулі роки вже було прояснено деякі моменти еволюції зірок. Хоча залишаються нерозкритими деталі народження зірок з газопилової туманності, але вже уявляється загальна картина того, що з нею відбувалося упродовж мільярдів років подальшої еволюції.

Походження небесних тіл, Сонця і планет Сонячної системи пояснюють космогонічні гіпотези. Однією з перших космогонічних теорій була гіпотеза Р. Декарта (1644 р.). На його думку фундаментальною властивістю матерії є протяжність та рух у просторі і часі. Це добре описується математично, тому Р. Декарт стверджував: «Дайте мені протяжність та рух і я побудую Всесвіт».

Перші ідеї щодо будови і утворення Землі з'явилися наприкінці XVII століття. За теорією Лейбніца, Земля утворилась з речовини, що перебувала у вогняно-рідкому стані.

Згодом виникло кілька десятків гіпотез і в історії космогонії намітились два шляхи. Ця двоїстість існує й зараз.

Перша група гіпотез – це *небулярні гіпотези*. Згідно з ними планетна система виникла із первинної туманності (від лат. nebula – туман), яка колись оточувала Сонце. Цей процес був тривалий і поступовий. Вирішальну роль в цьому процесі відіграло Сонце.

Першу небулярну гіпотезу розроблено німецьким філософом І.Кантом (середина VIII століття) і французьким фізиком П. Лапласом (кінець XVIII століття).

У 1755 р. німецький філософ *Іммануїл Кант* висловив ідею

походження Всесвіту з первинної матерії, яка складалася з найдрібніших частинок. Утворення зірок, Сонця та інших космічних тіл, на його думку, відбулося під впливом сил тяжіння і відштовхування в умовах хаотичного руху частинок. Французький математик *П'єр-Сімон Лаплас* (1796 р.) пов'язував утворення Сонячної системи з обертальним рухом розрідженої та розпеченої газоподібної туманності, що призвів до виникнення згустків матерії – зародків планет. За гіпотезою Канта-Лапласа, спочатку розпечена Земля охолоджувалася, стискалася, що призвело до деформації земної кори.

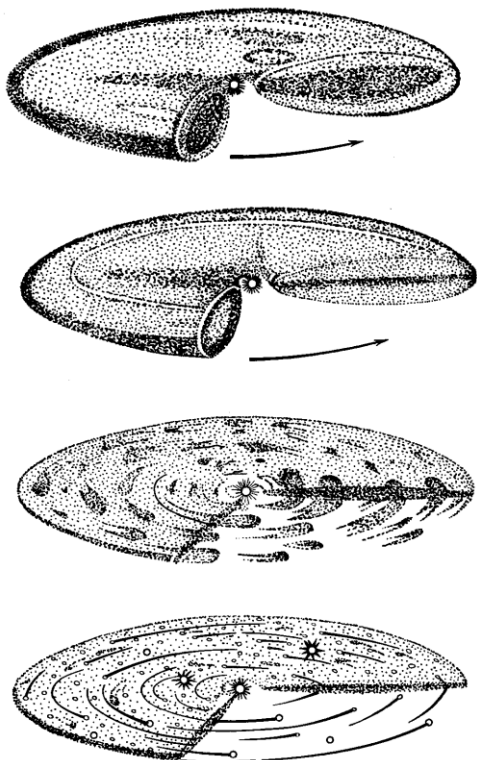


Рис. 15. Утворення планет за О.Ю. Шмідтом

Із сучасних небулярних гіпотез найбільш популярною є гіпотеза російського академіка *О.Ю. Шмідта*. За гіпотезою О.Ю. Шмідта, наша планетна система і Земля виникли в результаті згущення до планетної газопилової туманності, яка оточувала Сонце.

О.Ю. Шмідт довів, що протопланетна газопилова туманність повинна перетворитись у сукупність протопланет. Обертаючись навколо Сонця, частинки, яких було дуже багато, стикались одна з одною. При цьому вони обмінювались енергією. В результаті зіткнень і злипання частинок у вакуумі усереднювались параметри їх орбіт. До частинок, які злиплись, приєднувались нові: як снігова куля, що котиться з гори, росли первинні зародки планет. І чим більшим робилось тіло, тим більше круговою (через усереднення) ставала його орбіта. Також, усереднювались і нахили орбіт, що

призвело до сплюснення туманності і утворення планет, орбіти яких лежать майже в одній площині (рис. 15).

У близьких до сонця частинах протопланетної туманності його частинки дуже нагрівались і їх леткі компоненти випаровувались. Тому біля Сонця виникли невеликі тіла із тугоплавких важких елементів – Меркурій, Венера, Земля і Марс – планети земного типу. У далеких холодних частинах протопланетної туманності леткі елементи збереглись і там утворились планети-гіганти Юпітер, Сатурн, Уран, Нептун, які, в основному складаються з водню і його сполук. На краю протопланетної туманності, де речовини було мало, утворився Плутон.

За О.Ю. Шмідтом, Земля спочатку була холодна, а потім нагрілась в результаті розпаду радіоактивних мінералів в її надрах.

О.Ю. Шмідту вдалось пояснити ряд закономірностей Сонячної системи, зокрема емпіричний закон планетарних відстаней, який

пов'язує радіус орбіти планети з її номером в напрямку від Сонця. У гіпотезі О.Ю. Шмідта виникнення супутників – це процес аналогічний виникненню планет. Супутники виникли як згустки біля планет в первинній туманності.

Однак, гіпотеза О.Ю. Шмідта не пояснювала аномальний розподіл кількості руху в Сонячній системі (98 % на планети і 2 % на Сонце). Недоліком гіпотези О.Ю. Шмідта є відсутність зв'язку між походженням планет і Сонця. Він вважав, що протопланетна туманність була захоплена Сонцем при його рухові навколо ядра Галактики. Ймовірність такого захоплення дуже мала.

Друга група гіпотез – це *катастрофічні гіпотези*. Вони беруть початок від гіпотези сучасника І. Канта – Ж. Буффона, який вважав, що планети виникли як уламки при катастрофічному падінні на Сонце гігантської комети. У всіх інших, більш правдоподібних катастрофічних гіпотезах збереглась первинна ідея: планетна система – це результат певної космічної катастрофи.

На початку ХХ століття англійський фізик *Дж. Г. Джінс* математично довів, що подібне явище викиду сонячної речовини може траплятись навіть без зіткнення небесних тіл – лише через їхнє відносне наближення.

У середині ХХ століття створив свою гіпотезу російський науковець *В.Г. Фесенков*. Гіпотеза походження планет і Сонця В.Г. Фесенкова пов'язана з гіпотезою походження зірок В.А. Амбарцумяна. За гіпотезою Фесенкова Сонце і планети виникли в результаті одного процесу еволюції згустку газопоподібної туманності, який мав вигляд дископодібної хмари. Спочатку з цього згустку виникло Сонце. Воно мало значно більшу масу ніж тепер і оберталося з більшою швидкістю. У результаті швидкого обертання в екваторіальній площині відокремилась речовина, яка оберталась в тому самому напрямі. У цій екваторіальній хмарі щільність розподілилась нерівномірно. На ділянках з малою щільністю речовина розсіювалась в просторі, на ділянках з великою щільністю виникали згустки, з яких пізніше утворились планети і їх супутники. Сонце, втрачаючи матерію, зменшувало свою масу і відповідно сповільнювало швидкість обертання. Зворотній рух деяких супутників В.Г. Фесенков пояснював тим, що ці супутники – це великі астероїди, захоплені планетами. За сучасними уявленнями, тіла Сонячної системи формувалися з холодної, твердої та газопоподібної матерії шляхом ущільнення і згущення до утворення Сонця та протопланет. Астероїди та метеорити вважаються вихідним матеріалом планет земної групи, а комети і метеорити – планет-гігантів. Формування сучасних оболонок Землі пов'язують з процесами гравітаційної диференціації первісної однорідної речовини.

Найпопулярніша сучасна гіпотеза – це пояснення виникнення Всесвіту *теорією Великого вибуху*. Відповідно до цієї теорії приблизно 15 млрд. років назад Всесвіт був стиснутий у точку, в мільярди разів

меншу від шпилькової головки. За математичними розрахунками її діаметр дорівнював, а щільність була близька до нескінченності. Такий стан називається сингулярним – нескінченна щільність в точковому об'ємі. Нестійкий початковий стан речовини призвів до вибуху, який породив стрибкоподібний перехід до Всесвіту, що розширюється. Ранній етап розвитку Всесвіту називається інфляційним – його період до 10^{-33} секунди після вибуху. У результаті виникли простір і час. Розміри Всесвіту в кілька разів перевищували розміри сучасного, а речовина була відсутня. Наступний етап розвитку – гарячий. Викид речовини пов'язаний з вивільненою енергією під час Великого вибуху. Випромінювання нагріло Всесвіт до 10^{27} К¹. Потім настав період охолодження Всесвіту упродовж 500 тисяч років. У результаті виник однорідний Всесвіт. Перехід від однорідного до структурного Всесвіту походив від 1 до 3 млрд. років.

2.3. Земля у складі Сонячної системи

Земля – третя від Сонця планета Сонячної системи та найбільша планета земної групи. Разом з Місяцем земля утворює подвійну планету.

Навколо Сонця Земля обертається по еліптичній орбіті. Середній радіус орбіти 149,6 млн. км, у перигелії він зменшується до 147,117 млн. км, а в афелії збільшується до 152,083 млн. км. Швидкість орбітального руху становить 29,765 км/с, період обертв навколо Сонця – 365,24 середньої сонячної доби. Планета обертається навколо осі, нахиленої до площини орбіти під кутом $66^{\circ}33'22''$, роблячи оберт за 23 год. 56 хв. 4,1 с.

Місяць віддалений від Землі на середню відстань 384 400 тис. км. Земля та Місяць здійснюють обертання навколо спільного центра системи по орбітах, радіуси яких обернено пропорційні масам їх тіл.

Відстань від Землі до Сонця та площа перетину нашої планети визначають найважливіший енергетичний параметр – кількість сонячної радіації, яка надходить на верхню межу атмосфери. Земля перехоплює $0,5 \times 10^{-9}$ частину сонячної радіації, ця кількість енергії забезпечує та підтримує характерну для земної поверхні термодинамічну обстановку.

Від положення Землі в ряді планет залежить густина речовини ($5,5$ г/см³), а з урахуванням її розмірів – і маса ($5,98 \times 10^{24}$ кг).

Земля має гравітаційне, магнітне і теплове поле. Потенційне гравітаційне поле зумовлене масою Землі. Максимальна величина гравітаційного потенціалу у вертикальному напрямі спостерігається на глибині близько 100 км від поверхні Землі.

Магнітне поле включає кілька складових, з яких найбільш виражена дипольна складова. Вісь магнітного диполя відхиляється від осі

¹ Кельвін (позначення К) – одиниця температури в системі СІ, одна з семи основних одиниць цієї системи. Один кельвін точно дорівнює одному градусу Цельсія.

обертання на кут близько 11° , а саме поле мігрує в західному напрямі.

Теплове поле зумовлене внутрішніми джерелами тепла. Спостерігається підвищення температури із глибиною (геотермічний градієнт у верхній частині земної кори дорівнює в середньому $3^\circ\text{C}/100\text{ м}$), отже, потік теплоти спрямований з надр до поверхні.

Велике значення для забезпечення термодинамічної сталості на земній поверхні мають атмосфера як фільтр електромагнітного випромінювання та Світовий океан – конденсатор вологи. Суттєвим астрономічним чинником цієї сталості є колова форма орбіти нашої планети. Стиснення орбіти (її ексцентриситет становить усього 0,0167) близьке до нуля, тому кількість електромагнітної енергії, яка надходить від Сонця, змінюється упродовж року незначно, і не впливає на температуру земної поверхні та її річні зміни.

Фігура Землі – поняття модельне, деяка ідеалізація за допомогою якої прагнуть описати форму планети. Залежно від мети опису користуються різними моделями форми планети – фігурами (рис. 16). Розташуємо відомі моделі в ряд від найзагальнішої до найбільш деталізованих, вважаючи їх послідовним наближенням до істинної форми Землі.

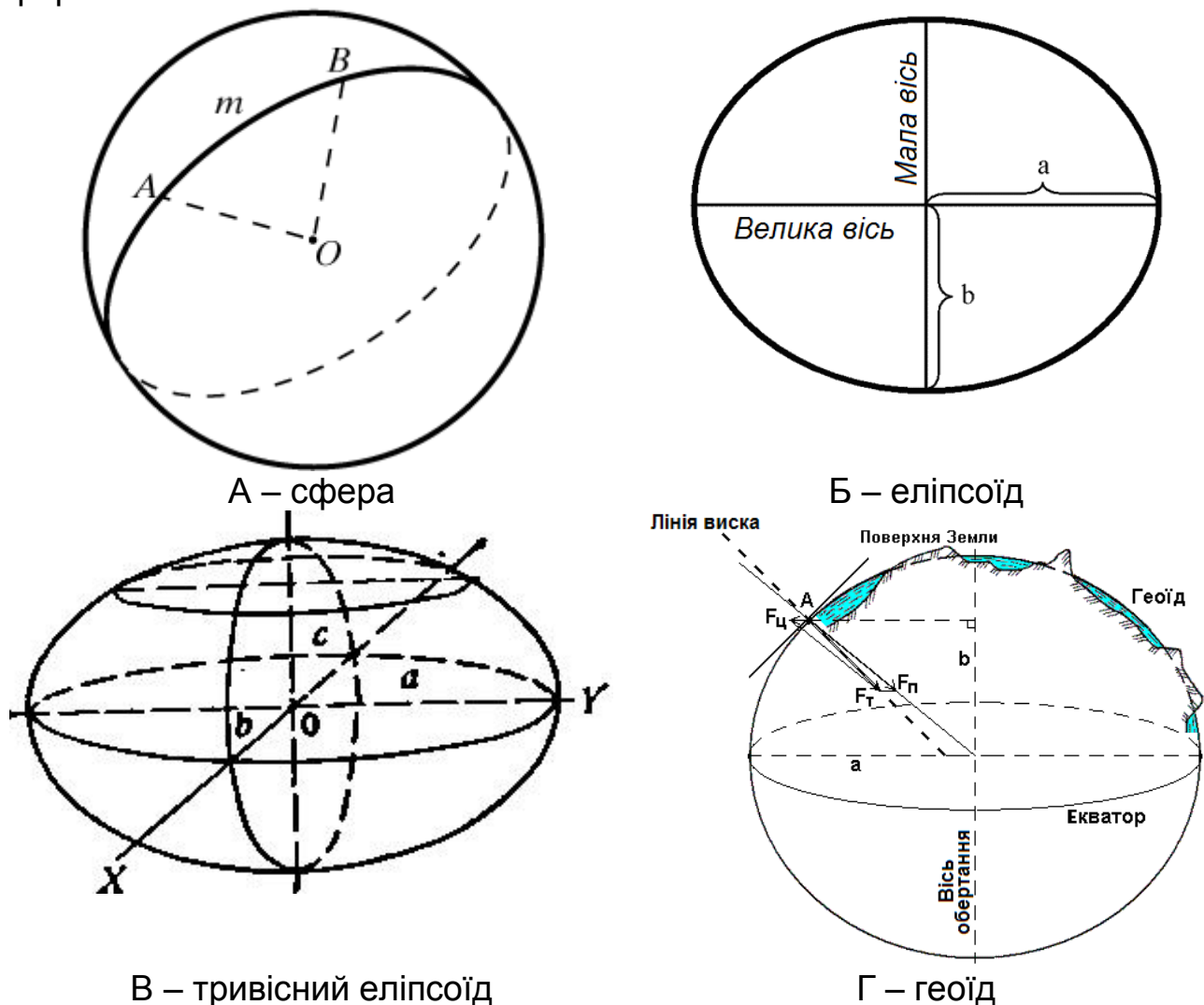


Рис.16. Моделі форми Землі

1. *Сфера* (рис. 16А) – це найбільш загальна модель форми нашої планети. Сфера не має чітко вираженої єдиної осі симетрії – всі її осі рівноправні, їх нескінченна кількість, як і екваторів. Однак Земля має одну вісь обертання і екваторіальну площину – площину симетрії (а також площини симетрії меридіанів). Ця невідповідність сферичної моделі Землі її реальній формі відчутно проявляється при вивченні горизонтальної структури географічної оболонки, яка характеризується вираженою поясністю та відомою симетрією відносно екватора.

2. *Еліпсоїд обертання* (рис. 16Б). Тип симетрії еліпсоїда обертання відповідає зазначеним вище особливостям форми Землі (виражена вісь, екваторіальна площина симетрії, меридіональні площини). У країнах Східної Європи для обчислення системи координат, обробки геодезичних даних і проведення картографічних робіт використовують еліпсоїд Феодосія Миколайовича Красовського (1878-1948 рр.). Він має такі параметри:

- екваторіальний радіус (a) – 6 378,160 км;
- полярний радіус (b) – 6 356,775 км;
- різниця між ними (a – b) – 21,385 км;
- середній радіус, або радіус рівновеликої кулі – 6 371,110 км;
- довжина кола за меридіаном – 40 008,550 км;
- довжина кола за екватором – 40 075,696 км;
- довжина дуги 1° по меридіану на широті 0° – 110,6 км;
- довжина дуги 1° по меридіану на широті 45° – 111,1 км;
- довжина дуги 1° по меридіану на широті 90° – 111,7 км;
- полярна сплюснутість Землі ($L = a - b / a$) – 1 : 298,3;
- екваторіальна сплюснутість Землі – 1 : 30000;
- площа поверхні земного еліпсоїда (округлена) – 510,0 млн. км²;
- об'єм Землі – $1,083 \cdot 10^{12}$ км³;
- маса Землі – $5,98 \cdot 10^{24}$ кг.

3. *Тривісний кардіональний еліпсоїд обертання* (рис. 16В). Через те, що екваторіальний переріз Землі також еліпс з різницею довжин півосей 200 м та ексцентриситетом 1/30000, третьою моделлю виступає тривісний еліпсоїд. У географічних дослідженнях ця модель майже не використовується, вона лише свідчить про складну внутрішню будову планети. *Кардіоїдом* (від грец. кардіа – серце) планету називають через те, що північний полярний радіус тут довший від південного на 70-100 м, при цьому фігура схожа на серце.

4. *Геоїд* (рис. 16Г) – вирівняна поверхня, яка збігається з середнім рівнем Світового океану і є геометричним місцем точок простору, що мають однаковий потенціал ваги. Теоретично поверхня геоїда в кожній точці перпендикулярна до напрямку сили ваги та ототожнюється із середнім положенням спокійної водної поверхні в океанах і відкритих морях, подумки продовженої також під материками. Поверхня геоїда всюди опукла (що відповідає опуклості океанічної поверхні). Незважаючи

на всю складність своєї поверхні, геоїд мало відрізняється від сфероїда. Відхилення, за окремими виключеннями, становлять не більше ± 100 м, тобто поверхня геоїда рідко виступає та занурюється відносно поверхні сфероїда більш ніж на 100 м. Середня величина відхилення геоїда від найбільш вдало підбраного земного еліпсоїда не перевищує ± 50 м.

Земля робить безліч рухів одночасно. У географії прийнято враховувати та аналізувати три основних: орбітальний рух, добове обертання і рух системи Земля-Місяць.

Орбітальний рух Землі. Навколо Сонця Земля рухається по еліптичній орбіті (довжина 934 млн. км) зі швидкістю 29,765 км/с. В афелії (найвіддаленішій від Сонця точці) відстань становить 152×10^6 км і припадає на 5 липня, а через півроку, у перигелії (січень) ця відстань найменша та становить 147×10^6 км. Повний оберт навколо Сонця Земля робить упродовж року за 365 днів 6 год. 9 хв. 9 сек.

Географічні наслідки річного руху Землі:

1. Земна вісь нахилена відносно площини орбіти й утворює із нею кут, рівний $66^{\circ}33'$. У процесі руху вісь переміщується поступально, тому на орбіті виникають 4 характерні точки (рис. 17):

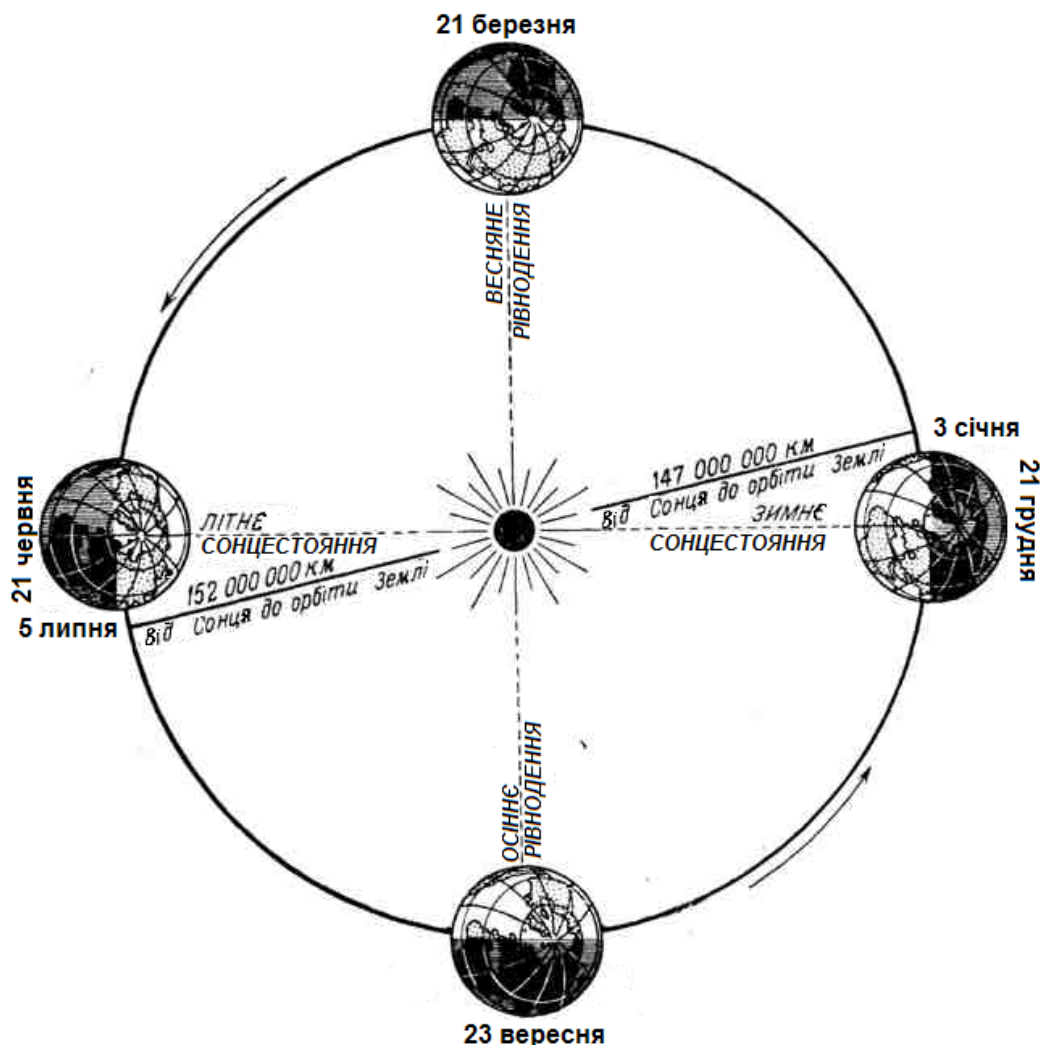


Рис. 17. Річний рух Землі навколо Сонця

20 (21) березня та 22 (23) вересня – дні рівнодень – нахил земної осі виявляється нейтральним відносно Сонця, а звернені до нього ділянки планети рівномірно освітлені від полюса до полюса. На всіх широтах у ці строки тривалість дня та ночі дорівнює 12 годинникам.

21 (20) червня та 21 (22) грудня – дні літнього (рис. 18А) та зимового (рис. 18Б) сонцестоянь – площина екватора нахилена відносно сонячного проміння під кутом $23^{\circ}27'$, Сонце в цей момент перебуває в зеніті над одним із тропіків.

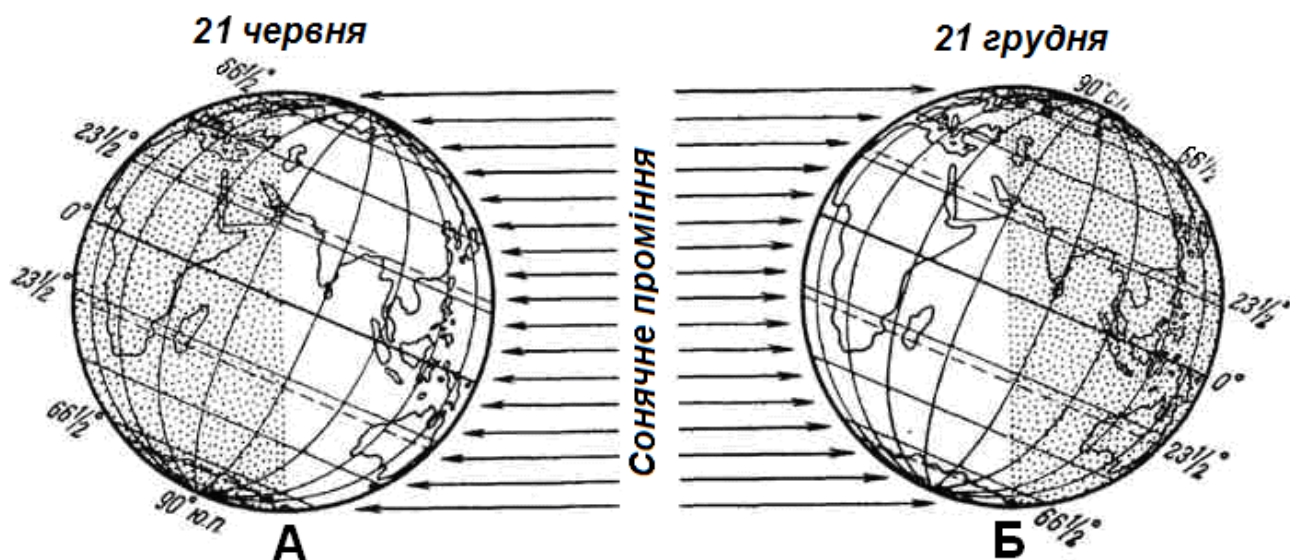


Рис.18. Положення Землі в дні літнього (А) та зимового сонцестояння (Б)

2. З нахилом земної осі до площини орбіти пов'язана наявність таких характерних паралелей, як тропіки та полярні кола. *Полярне коло* – паралель, широта якого дорівнює куту нахилу земної осі до площини орбіти ($66^{\circ}33'$). *Тропік* – це паралель, широта якої доповнює куту нахилу земної осі до прямого ($23^{\circ}27'$). Полярні кола є межами поширення полярного дня і полярної ночі. Тропіки є межами зенітального положення Сонця опівдні. На тропіках Сонце буває в зеніті один раз, у просторі між ними – два рази на рік.

3. Зміна пір року (зима, весна, літо, осінь – північна півкуля; літо, осінь, зима та весна – південна півкуля). Характерний нерівномірний розподіл року між сезонами (весна містить 92,8 доби, літо – 93,6, осінь – 89,8, зима – 89,0), що пояснюється розподілом еліптичної орбіти Землі лініями сонцестоянь і рівнодень на нерівні частини, для проходження яких потрібен різний час.

4. Утворення поясів освітлення (рис. 19), які виділяються за висотою Сонця над горизонтом і тривалістю освітлення. У *жаркому поясі*, розташованому між тропіками, Сонце двічі на рік опівдні буває в зеніті. На лініях тропіків Сонце стоїть в зеніті лише один раз у році: на Північному тропіку (тропік Рака) Сонце стоїть в зеніті опівдні – 21 червня, на Південному тропіку (тропік Козерога) – 22 грудня.

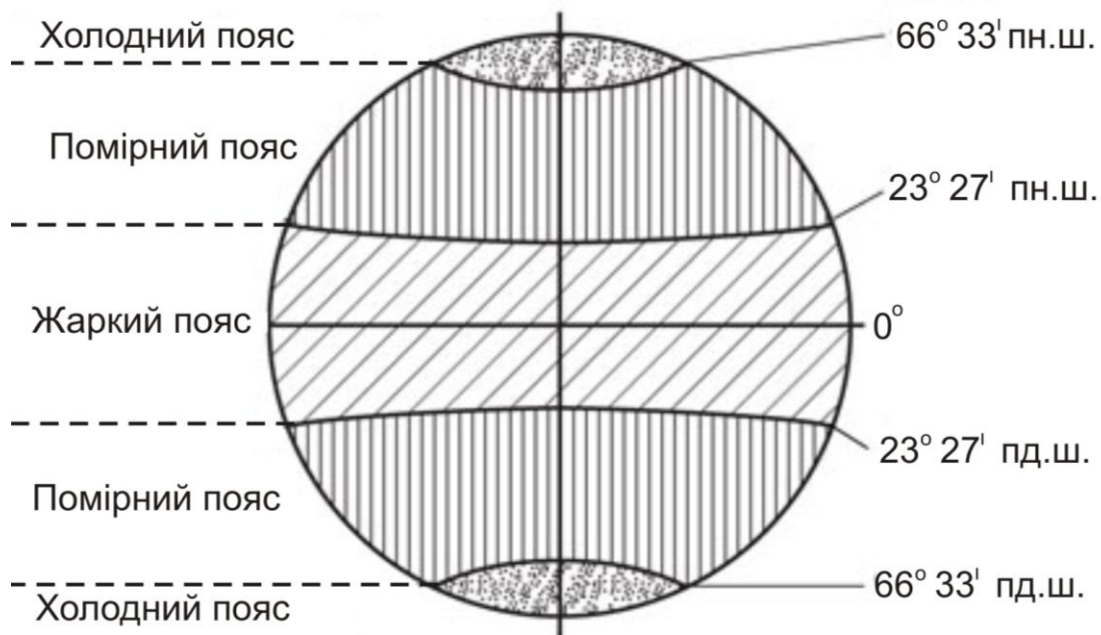


Рис. 19. Пояси освітлення Землі

Між тропіками та полярними колами виділяються *два помірних пояси*. У них Сонце ніколи не знаходиться у зеніті, тривалість дня та висота Сонця над горизонтом змінюються упродовж року.

Між полярними колами та полюсами розташовані *два холодних пояси*, тут бувають полярні дні та ночі, коли Сонце взагалі не показується з-за горизонту або не опускається за нього.

5. Зміна пір року зумовлює річний ритм у географічній оболонці. У жаркому поясі річний ритм залежить, головним чином, від зміни зволоження, у помірному – від температури, у холодному – від умов освітлення.

Добове обертання Землі відбувається із заходу на схід проти годинникової стрілки, роблячи повний оберт за добу. Вісь обертання відхилена на $23^{\circ}27'$ від перпендикуляра до площини екліптики. Середня *кутова швидкість* обертання, тобто кут, на який зміщується точка на земній поверхні, для всіх широт однакова й становить 15° за 1 годину. *Лінійна швидкість*, тобто шлях, який проходить точка за одиницю часу, залежить від широти місця. Географічні полюси не обертаються, там швидкість дорівнює нулю. На екваторі кожна точка проходить найбільший шлях і має найбільшу швидкість – 455 м/с. Швидкість на одному меридіані різна, на одній паралелі однакова.

Географічними наслідками добового обертання Землі є:

1. Зміна дня та ночі, тобто зміна упродовж доби положення Сонця щодо площини горизонту певної точки (осьове обертання дає основну одиницю часу – добу). Із цією зміною пов'язані добовий ритм сонячної радіації, інтенсивність якого залежить від кута нахилу земної осі, ритми нагрівання та охолодження місцевої циркуляції повітря, життєдіяльність живих організмів.

2. Різний місцевий час (в один і той самий момент) на різних

меридіанах (різниця 4 хв. на кожен 1° довготи).

3. Існування *сили Коріоліса* (відхиляюча дія обертання Землі). Сила Коріоліса завжди перпендикулярна руху, спрямована вправо в північній півкулі та вліво – у південному. Величина її залежить від швидкості руху та маси тіла, яке рухається, а також від широти місця:

$$F = 2 \cdot m \cdot V \cdot \omega \cdot \sin \varphi, \quad (2)$$

де F – кут відхилення, m – маса тіла; V – лінійна швидкість тіла; ω – кутова швидкість обертання Землі; φ – широта місця.

На екваторі сила Коріоліса дорівнює нулю, величина її зростає до полюсів. Сила Коріоліса сприяє утворенню атмосферних вихорів, впливає на відхилення морських течій. Завдяки їй підмиваються праві береги річок у північній півкулі та ліві береги – у південній.

4. Обертання Землі (разом з кулястою формою) у полі сонячної радіації (світло та тепло) визначає західно-східну протяжність природних зон.

5. Стиснення земного сфероїда, яке пояснюється одночасним впливом на будь-яку точку планети двох сил: сили тяжіння (спрямована до центра) і відцентрової (перпендикулярної осі обертання), що дають силу ваги. Сила ваги – це векторна різниця між силою тяжіння та відцентровою. Відцентрова сила зростає від нуля на полюсах до максимального значення на екваторі. Відповідно до зменшення відцентрової сили від екватора до полюса, сила ваги збільшується в тому ж напрямі та досягає максимуму на полюсі (дорівнює силі тяжіння).

Деформація фігури Землі зумовлена розходженнями сили ваги, ще в більшій мірі підкреслює збільшення відцентрової сили (зменшення сили ваги) до екватора і, таким чином, сприяє сплюснутості Землі з полюсів.

6. Вісь обертання, полюси та екватор є основою географічної системи координат. Екватор слугує площиною симетрії, відносно якої розташовуються пояси освітлення, змінюється величина сонячної радіації та інші важливі параметри. Від півкулі (північної або південної) залежить напрямок сили Коріоліса, а від широти – її величина, полюси не беруть участь у добовому обертанні.

7. Деформація фігури Землі – сплюснутість біля полюсів (полярне стиснення), пов'язане із зростанням відцентрової сили від полюсів до екватора.

Рух у системі Земля–Місяць. Система Земля–Місяць деякими вченими розглядається не як система Планета–Супутник, а як подвійна планета, оскільки розмір і маса Місяця є значними. Діаметр Місяця дорівнює 3/4 діаметра Землі, а маса Місяця складає 1/81 маси Землі. У результаті, обертання системи Земля–Місяць відбувається не навколо центру Землі, а навколо центру мас системи Земля–Місяць, який

знаходиться на відстані 1700 км під поверхнею Землі.

Місяць робить повний оберт навколо Землі упродовж 27,3 доби. Однак через обертання Землі навколо Сонця спостерігач на Землі може спостерігати циклічну зміну місячних фаз лише кожні 29,5 доби. Рух Місяця навколо Землі відбувається у площині екліптики, а не в площині земного екватора (більшість природних супутників інших планет обертаються в площині екватора своїх планет).

Припливи, які ми спостерігаємо на Землі, відбуваються здебільшого під впливом Місяця, Сонце здійснює опосередкований вплив на ці процеси. Приливи є причиною поступового віддалення Місяця від Землі, яке викликане втратою кутового моменту в системі Земля–Місяць. Відстань між Землею та Місяцем збільшується на 3,8 м кожні 100 років. Також, ці процеси відповідають за поступове сповільнення обертання Землі навколо своєї осі, яке збільшує тривалість земної доби на 0,002 секунди в століття.

2.4. Поняття про небесну сферу

Для визначення взаємного положення небесних світил в астрономії і географії використовують поняття небесної сфери.

Небесна сфера – це уявна сферична поверхня довільного радіуса з центром в оці спостерігача, на якій ніби спроектовані всі світила видимі в зазначений момент.

В основу вчення про небесну сферу лежить ідея про існування куполоподібного небосхилу. Це було пов'язано з тим, що внаслідок величезної віддаленості небесних світил людське око не в змозі оцінити відмінності у відстанях до них, і вони уявляються однаково віддаленими. У стародавніх народів це асоціювалося з наявністю реальної сфери, що обмежує весь світ і несе на своїй поверхні зорі, Місяць та Сонце. Таким чином, в їх уявленні небесна сфера була найважливішим елементом Всесвіту. З розвитком наукових знань такий погляд на небесну сферу відпав.

Радіус небесної сфери можна вважати яким завгодно: з метою спрощення геометричних співвідношень його вважають рівним одиниці. Залежно від вирішуваного завдання центр небесної сфери може бути розташований:

- у місці на поверхні Землі, де перебуває спостерігач (топоцентрична небесна сфера),
- у центрі Землі (геоцентрична небесна сфера),
- у центрі тієї або іншої планети (планетоцентрична небесна сфера),
- у центрі Сонця (геліоцентрична небесна сфера),
- у будь-якій іншій точці простору, де перебуває спостерігач.

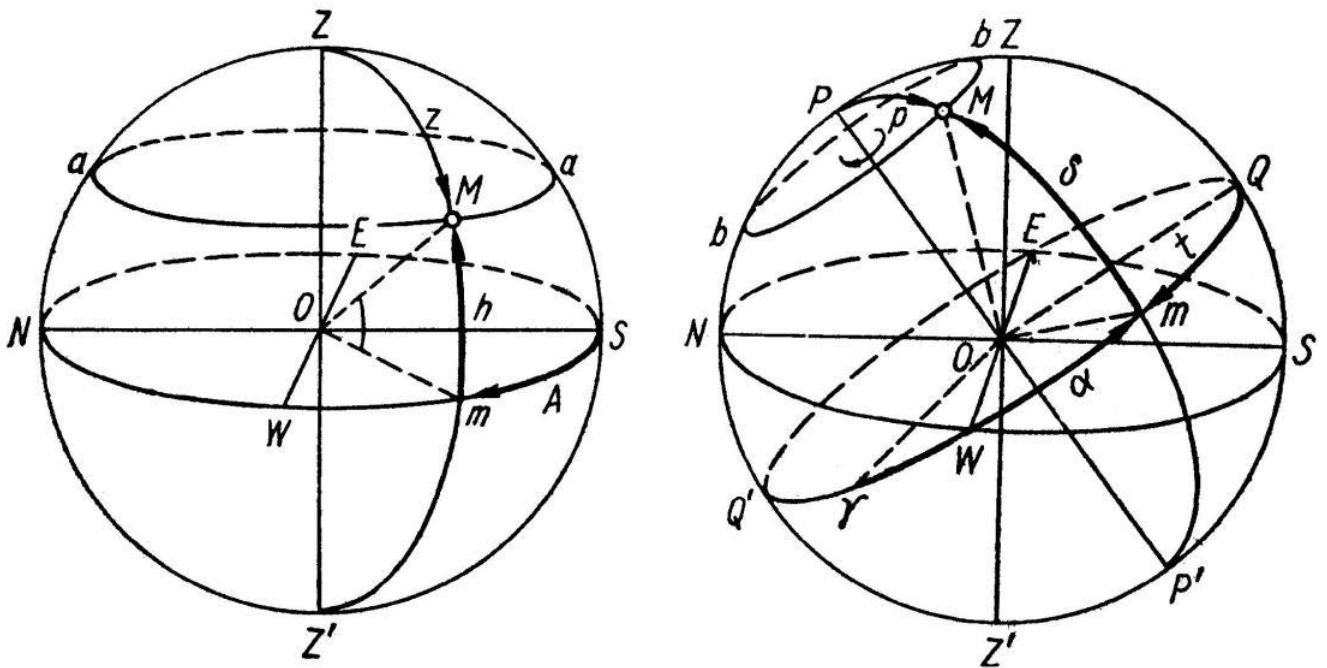


Рис. 20. Небесна сфера та системи координат:
а – горизонтальна; б – екваторіальні.

Основні точки, площини і лінії небесної сфери. На схемі (рис. 20) спостерігач знаходиться в точці O , світило в точці M .

ZZ' – прямовисна (вертикальна) лінія, що збігається з напрямом виска. Вона перетинається з небесною сферою в точках Z (зеніт) та Z' (надир).

$NWSE$ – математичний (істинний) горизонт – велике коло небесної сфери, площина якого перпендикулярна до вертикальної лінії ZZ' . Лінією математичного горизонту небесна сфера поділяється на дві півсфери: видиму – з вершиною в зеніті (Z) і невидиму – з вершиною в надирі (Z').

ZMZ' – вертикал, або коло висоти, – велике коло небесної сфери, площина якого проходить через вертикальну лінію ZZ' , перпендикулярно до істинного горизонту.

PP' – вісь світу – великий діаметр небесної сфери, навколо якого відбувається видиме добове обертання світил. Вісь світу перетинається з небесною сферою в точках P (північний полюс світу) та P' (південний полюс світу).

Північний полюс світу знаходиться на кутовій відстані $54'$ від Полярної зорі, тому останню без особливої помилки називають полюсом світу.

$QWQ'E$ – небесний екватор – велике коло небесної сфери, площина якого перпендикулярна до осі світу PP' . Лінія небесного екватора поділяє небесну сферу на дві півсфери: північну – з вершиною на Північному полюсі світу (P) і південну – з вершиною на південному полюсі світу (P'). Небесний екватор перетинається з математичним горизонтом в точках сходу (E) і заходу (W). Площина небесного екватора паралельна

площині земного.

bMb – *добова, або небесна, паралель* – мале коло небесної сфери, площина якого паралельна площині небесного екватора. По добових паралелях спостерігається видимий рух зір.

PMP' – *коло схилення, або годинне коло*, – велике коло небесної сфери, площина якого проходить через вісь світу PP' перпендикулярно до площини екватора.

$PZP'Z'$ – *небесний меридіан* – велике коло небесної сфери, площина якого проходить через вертикальну лінію і вісь світу. Він поділяє небесну сферу на дві півсфери: східну – з вершиною у точці сходу (E) та західну – з вершиною у точці заходу (W), Небесний меридіан може бути одночасно вертикалом і колом схилення. Він перетинається з математичним горизонтом у точках півночі (N) і півдня (S).

Площина небесного меридіана паралельна площині земного меридіана. Вона перетинається з площиною математичного горизонту по лінії NOS , яку називають *полуденною лінією*. Опівдні полуденна лінія співпадає з меридіаном зазначеного місця, показуючи напрям на північ і південь. Під прямим кутом до неї знаходиться лінія, що з'єднує точку сходу (E) і заходу (W) на горизонті.

На небесній сфері проводять ще *екліптику* $K^{\odot}K_{\perp}$ (рис. 21) – велике коло, по якому відбувається видимий річний рух Сонця. Екліптика нахилена до небесного екватора під кутом $\varepsilon \pm 23^{\circ}27'$ і перетинається з ним у точках весняного (\odot) і осіннього (\perp) рівнодення.

Горизонтальна і екваторіальна системи координат. Для визначення положення світил на небесній сфері користуються небесними, або астрономічними, координатами. Розрізняють горизонтальну і екваторіальну системи координат.

У горизонтальній системі за основу прийняті площини математичного горизонту і небесного меридіана (рис. 20А). Координати світила M визначають висотою (h) і азимутом (A). *Висота* (h) – центральний кут MOm між площиною математичного горизонту і напрямом на світило M . Вимірюється вона довжиною дуги Mm вертикала світила від площини математичного горизонту в сторону зеніту (від 0 до $+90^{\circ}$), в сторону надира (від 0 до -90°).

Азимут (A) – центральний кут SOm між площинами небесного меридіана і вертикала світила. Вимірюється довжина дуги Sm математичного горизонту від точки півдня (S) в межах від 0° до 360° .

Екваторіальна система координат побудована на основі площин небесного екватора та меридіана. Розрізняють першу та другу екваторіальну системи (рис. 20Б). У *першій системі* координатами світила M є схилення (δ) і годинний кут (t).

Схилення (δ) – центральний кут MOm між площиною небесного екватора та напрямом на світило. Вимірюється довжиною дуги Mm кола схилення від небесного екватора в напрямі до північного полюса світу (від 0° до $+90^{\circ}$) і від екватора до південного полюса світу (від 0° до -90°).

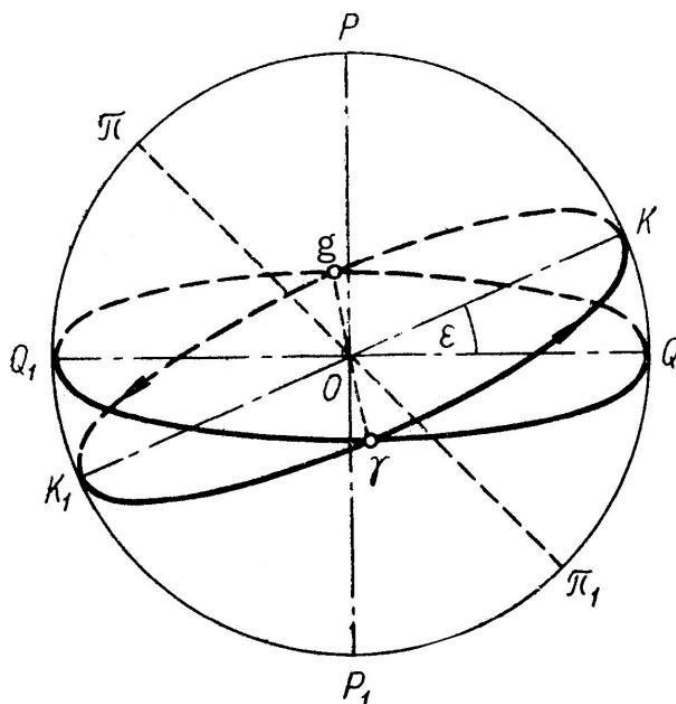


Рис. 21. Положення екліптики відносно небесного екватора

Годинний кут (t) – центральний кут QOm між площинами небесного меридіана та кола схилення. Вимірюється довжиною дуги Qm небесного екватора від 0° до 360° . Він коливається в межах від 0 до 24 год.

У другій екваторіальній системі координатами світила M є схилення (δ) і пряме сходження (α).

Пряме сходження (α) – центральний кут між площинами годинного кола точки весняного рівнодення (γ) і кола схилення світила M . Вимірюється а довжиною дуги γm небесного екватора від точки весняного рівнодення (γ) в межах від 0° до 360° (від 0 до 24 год.).

Горизонтальною системою координат користуються для кутомірних обчислень положень небесних тіл, першою екваторіальною системою – для визначення часу, а другою, як найбільш постійною – для складання зоряних карт, каталогів і атласів.

Уявне добове обертання світил відбувається по добових паралелях. Щоб дізнатися, чи можна побачити якусь зорю на даній широті, треба зробити такі обчислення: якщо $\varphi \leq 90^\circ - \delta$ – зорі сходять і заходять (їх видно), якщо $\varphi \geq 96^\circ - \delta$ – зорі не сходять і їх не видно.

Кульмінація світил – явище перетину світилом небесного меридіана: якщо світило перетинає верхню частину небесного меридіана з зенітом (Z) – це верхня кульмінація, якщо – нижню частину з надиром (Z') – це нижня кульмінація. У світил, що не заходять на означеній широті, спостерігається верхня та нижня кульмінації; у світил, що сходять і заходять – тільки верхня, а у світил, що не сходять – обидві кульмінації не видно.

2.5. Вимірювання часу в географії

Час – це форма перебігу фізичних процесів, умова можливості зміни, умовна порівняльна міра руху матерії, а також одна з координат простору-часу, вздовж якої протягнуті світові лінії фізичних тіл.

У кількісному (метрологічному) сенсі поняття час має три аспекти:

1. координати події на тимчасовій осі. На практиці це поточний час: календарний, обумовлений правилами календаря, і часом доби, обумовлений якою-небудь системою числення (шкалою) часу (приклади: місцевий час, всесвітній координований час);
2. відносний час, часовий інтервал між двома подіями;
3. суб'єктивний параметр при порівнянні декількох різночастотних процесів.

В основу визначення одиниці часу покладено періодичне явище в природі – *добу* – проміжок часу, упродовж якого Земля робить повний оберт навколо своєї осі. Добове обертання Землі, визначаючи закономірність зміни дня та ночі, циклічність багатьох процесів на Землі, розпорядок життя та діяльності людей, є найбільш доцільною і зручною основою для вимірювання часу, яка дана самою природою, і якою споконвіку користується людство. Тривалість доби можна визначити за допомогою світила або точки, фіксуючи моменти двох послідовних кульмінацій, якщо відомі їх положення на зоряному небі.

Проте визначення доби пов'язано з практичними труднощами, які викликані суперечливістю вимог до вибору одиниці часу. Для *визначення доби* в наш час користуються трьома допоміжними точками, а саме: точкою весняного рівнодення, центром справжнього Сонця, точкою середнього Сонця. Тривалість доби, що визначена допомогою кожної з трьох точок, – різна, і тому доводиться вживати всі три одиниці часу – зоряну добу, справжню сонячну добу і середню сонячну добу. Вимірюваний ними час називається відповідно *зоряним, справжнім сонячним і середнім сонячним часом*. Сукупність цих способів визначення доби ускладнює деякі обчислювальні роботи, але забезпечує повну відповідність обчислення часу практиці життя людства і велику точність вимірювання часу астрономічними методами.

Доба та її частини слугують для вимірювання коротких проміжків часу, а для тривалих – використовують поняття року. Проміжок часу між двома послідовними проходженнями справжнього Сонця через точку весняного рівнодення називається *тропічним роком*. Для 2000 року тропічний рік дорівнював 365 доби, 5 годин, 48 хвилин, 45,19 секунди.

Внаслідок прецесії¹ земної осі точка весняного рівнодення повільно рухається назустріч Сонцю, тому Сонце приходить в одну і ту саму ділянку неба не через тропічний рік, а через зоряний рік (сидеричний період).

¹ Прецесія – повільне (у порівнянні з періодом обертання тіла) зміщення осі обертання по конусу.

Проміжок часу за який Земля зробить один повний оберт навколо Сонця відносно нерухомих зір називається *зоряним роком*. На 2000 рік тривалість сидеричного року становила 365 діб 6 год. 9 хв. 9,7676 с.

Визначення зоряної доби впливає з видимого обертання навколо Землі точки весняного рівнодення. Верхня кульмінація цієї точки береться за початок доби. Проміжок часу між двома послідовними верхніми кульмінаціями, точки весняного рівнодення на тому самому меридіані називається *зоряною добою*.

Зоряну добу поділяють на 24 зоряні години, зоряну годину – на 60 зоряних хвилин, зоряну хвилину – на 60 зоряних секунд. Час, що проходить від моменту верхньої кульмінації точки весняного рівнодення до її положення в певний момент, виражений у частках зоряної доби, називається *зоряним часом*. Позначається латинською буквою *s*.

Годинний кут точки весняного рівнодення, виражений годинною мірою, чисельно дорівнює зоряному часу в даний момент. Час що пройшов від початку доби, дорівнює годинному куту точки весняного рівнодення. Для його визначення користуються зорями з точно визначеними координатами.

Якщо визначено годинний, кут будь-якої зорі *M* (рис. 22), то зоряний час (дуга γQ) дорівнює сумі двох дуг: дуги γD (пряме сходження зорі) та дуги DQ (годинний кут зорі). Отже,

$$s = \alpha + t, \quad (3)$$

де α – пряме сходження, t – годинний кут. При спостереженні зорі в момент верхньої кульмінації годинний кут дорівнює нулю і тоді $s = \alpha$.

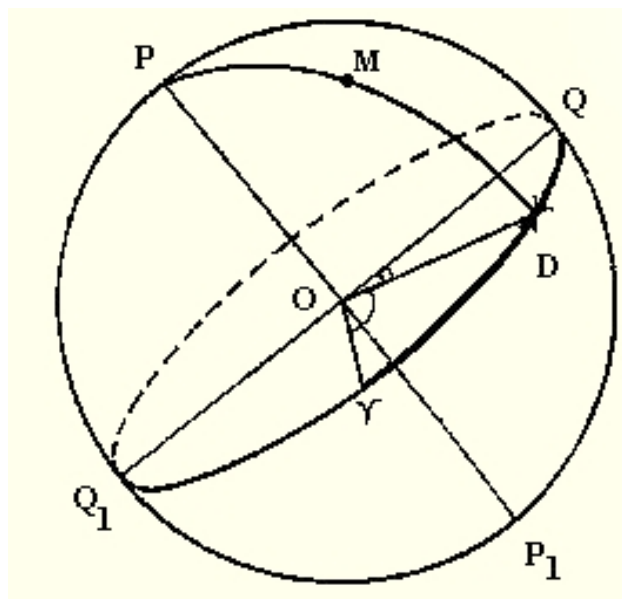


Рис. 22. Визначення зоряного часу

Цією залежністю користуються для визначення зоряного часу з спостережень моментів кульмінації зір за допомогою пасажного

інструменту. Зоряним часом зручно користуватися в наукових і деяких інженерних роботах, але повсякденно життя пов'язане з сонячною добою, яка більша від зоряної, тому введено *сонячний час*.

Справжню сонячну добу визначають за допомогою центра Сонця. Проміжок часу між двома послідовними нижніми кульмінаціями центра сонячного диска на тому самому меридіані називається *справжньою сонячною добою*.

Отже, початок сонячної доби, на відміну від зоряної, віднесено на нічну пору, тому весь день належить до однієї календарної дати.

Час, що пройшов від нижньої кульмінації центра Сонця до його положення в даний момент, виражений у частках справжньої сонячної доби, називається *справжнім сонячним часом*. Позначають його буквою T_{\odot} . Вимірюють його годинним кутом центра Сонця.

Годинний кут t_{\odot} відлічується від південної точки екватора, а тому його збільшують на 12 год., що минули від нижньої до верхньої кульмінацій. Отже,

$$T_{\odot} = t_{\odot} + 12 \text{ год.} \quad (2)$$

Сонце завжди кульмінує (у верхній кульмінації) о 12 год. справжнього часу, тому $t_{\odot} = 0$. Тривалість справжньої сонячної доби нестала, тому введено *середню сонячну добу*.

Нерівномірність справжнього часу зумовлена нерівномірністю видимого річного руху Сонця по екліптиці і нахилом екліптики до площини небесного екватора. Перша причина зумовлена тим, що Земля рухається навколо Сонця по еліптичній орбіті, а такий рух, за другим законом Кеплера, відбувається з різними швидкостями. З 21 березня до 23 вересня Сонце переміщується повільніше, ніж у період з 23 вересня до 21 березня. Друга причина – нахил екліптики. На рис. 23А дуги АВ і ВС зображують по екліптиці поблизу точок рівнодень

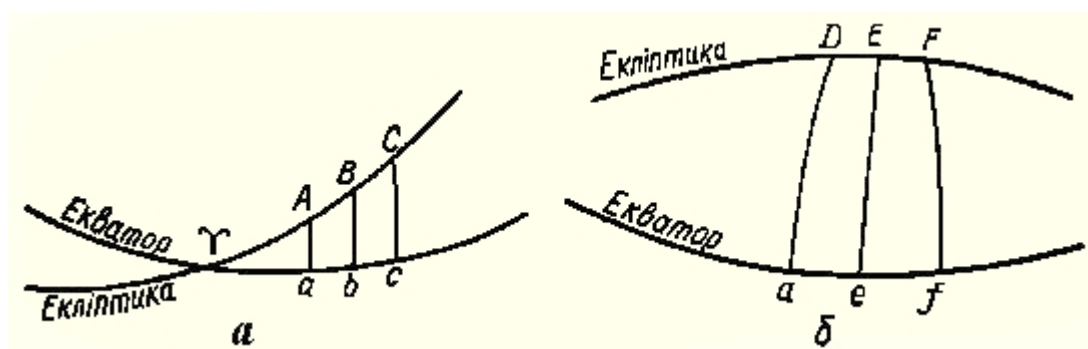


Рис. 23. До визначення тривалості справжньої сонячної доби

А їх проєкції ab , bc на екваторі визначають зміну прямих сходжень Сонця. Ці проєкції менші за відповідні відрізки екліптики, тобто $ab < AB$ і $bc < BC$. Поблизу точок сонцестоянь (рис. 23Б) проєкції добових відрізків екліптики на екватор, навпаки, довші за самі відрізки, тобто $de > DE$ і $ef >$

EF. Отже, положення Сонця на екліптиці не може слугувати мірою часу тому, що екліптика нахилена до екватора.

Внаслідок обох причин справжня доба взимку довша, ніж влітку. Найдовша справжня доба 23 грудня – 24 год. 0 хв. 30 с.; найкоротша 16 вересня – 23 год. 59 хв. 39 с. Максимальна різниця їх у тривалості 51 с.

Середню сонячну добу визначають за допомогою фіктивної точки, що рівномірно рухається по екватору. *Середнє екліптичне Сонце* – фіктивна точка, яка рівномірно рухається по екліптиці з швидкістю, що дорівнює середній швидкості руху справжнього руху Сонця і зустрічається з ним 3 січня та 4 липня. *Середнє екваторіальне Сонце* – фіктивна точка, яка рівномірно рухається по екватору і одночасно з середнім екліптичним Сонцем проходить точку весняного рівнодення. Середнє екваторіальне Сонце називають середнім Сонцем. Проміжок часу між двома послідовними, нижніми кульмінаціями середнього Сонця на тому самому меридіані називається *середньою сонячною добою*. Цю добу поділяють на 24 середні сонячні години, годину – на 60 хвилин, хвилину – на 60 секунд, сонячна доба упродовж року стала.

Час, який минає від нижньої кульмінації середнього Сонця до його положення в цей момент, виражений у середніх одиницях часу, називається *середнім сонячним часом*, або просто середнім часом. Позначають його буквою T_m .

Середнє Сонце спостерігати неможливо, а тому, з спостережень визначають годинний кут справжнього Сонця, додають η – рівняння часу і дістають середній сонячний час

$$T_m = 12 \text{ год.} + t + \eta \quad (5)$$

Середній сонячний час на даному меридіані дорівнює годинному куту справжнього Сонця плюс 12 год. і плюс рівняння часу з його знаком.

Рівнянням часу називається різниця годинних кутів середнього і справжнього Сонця. Воно показує, наскільки середнє Сонце обігнало справжнє Сонце або відстало від нього

$$\eta = t_m - t, \text{ тобто } \eta = T_m - T_{\alpha} \quad (6)$$

Різні обставини життя і діяльності людей примушували не тільки користуватися різними одиницями часу, але спонукали ввести і різні системи лічби часу.

Земля обертається навколо своєї осі і робить один повний оберт приблизно за добу – 24 години. У кожен мить доби однаковий час спостерігається у будь-якій точці одного й того самого меридіана. Цей час прийнято називати *місцевим часом*.

Всесвітнім, або *світовим*, часом називається місцевий середній час гринвіцького меридіану. Позначається він через T_0 . Ним

користуються для обчислення моментів початку і закінчення важливих астрономічних явищ і даних, які потрібні в астрономічній практиці, геодезії, мореплавстві та авіації. Вони публікуються в астрономічних календарях, астрономічних щорічниках і довідниках.

Місцевий час пов'язаний з всесвітнім часом формулою:?

$$T_M = T_0 + \lambda, \quad (7)$$

де λ – довгота, визначена відносно гринвіцького меридіану.

Поясний час. Життя багатьох держав у ХІХ ст. характеризувалось посиленням різних форм економічних, політичних та культурних зв'язків між населенням великих національних областей і сусідніх держав. У цих умовах виявилось, що користування місцевим часом супроводжується численними непорозуміннями.

У 1885 р. Міжнародна конференція 26 держав прийняла систему поясного часу. За нею всю земну кулю було поділено на 24 годинні пояси з нумерацією від нуля до ХХІІІ (Додаток Б). Годинний пояс простягається по довготі на 15° . Місцевий час середнього меридіана поясу, яким користуються в усьому поясі, називається поясним часом. Межі поясів проходять по державних кордонах, по межах великих адміністративних областей та з урахуванням фізико-географічних об'єктів (гірських хребтів, великих річок).

Нульовий пояс простягається по довготі на $7^\circ 30'$ на захід і стільки ж на схід від гринвіцького меридіана. Перший пояс лежить в межах $7^\circ 30' - 22^\circ 30'$, а другий – у межах $22^\circ 30' - 37^\circ 30'$ і т.д., різниця між поясами та місцевим часом в межах поясу не перевищує півгодини.

Центральний меридіан першого поясу проходить на 15° на схід від Гринвіча ($\lambda = 15^\circ = 1$ год.), другий – на 30° ($\lambda = 30^\circ = 2$ год.) і т. д. Отже, N – номер поясу – збігається із значенням довготи середнього поясного меридіана, що виражена в годинах, і тим самим спрощуються розрахунки. Поясний час дорівнює:

$$T_{\Pi} = T_0 + N \quad (8)$$

Літній час був введений з метою раціональної організації виробничого і суспільного життя великих індустріальних і адміністративних центрів, рівномірного використання потужностей електростанцій протягом доби, денного освітлення для роботи. 16 червня 1930 р. Декретом Ради Народних Комісарів стрілки годинників в усіх годинних поясах СРСР були переведенні на одну годину вперед. Зв'язок декретного часу із всесвітнім виражається співвідношенням $T_{\text{д}} = T_0 + N + 1$ год., а також

$$T_{\text{д}} = T_M - (\lambda - N - 1 \text{ год.}) \quad (9)$$

За декретним часом третього (московського) поясу діяли в СРСР всі види транспорту, засоби зв'язку тощо.

Система відліку великих проміжків часу (літочислення) з поділом на окремі періоди – роки, місяці і доби – називається *календарем*. За основу календарних одиниць лічби часу взято природні одиниці часу: сонячний рік, синодичний місяць і сонячну добу.

Ці одиниці часу між собою несумірні, а тому узгодження їх ускладнювало побудову календарів і породжувало плутанину в літочисленні різних народів, усуненню якої астрономи надавали важливого значення.

Незалежність основних одиниць часу зумовлювала існування трьох типів календарів: сонячний, місячний і місячно-сонячний. У *сонячному* календарі основною одиницею часу є тривалість тропічного року (365,2422 середньої доби). Сучасний календар належить до сонячних. В основу *місячного* календаря покладено тривалість синодичного місяця (29,5 доби). Рік у ньому дорівнює 354 або 355 середнім сонячним добам, тобто 12 місяцям по 29,5 доби. *Місячно-сонячний* календар – це комбінація сонячного і місячного календаря.

Порядкові номери років у календарях ведуться від умовного початку, що називається *ерою*. Відомо понад 200 різних ер. Єгиптяни рахували ери по рокам початку правління фараонів, китайці – початки правління фараонів, римляни, наприклад, лічили спочатку за іменами консулів, далі – «від заснування Риму» (відповідає 753 р. до н.е.). У християнській релігії введено початок від «створення світу» (5508 р до н.е.), але в VI ст. прийнято нову еру – від народження Христа, якою користуються у багатьох країнах.

Сучасний календар складається з основних елементів сонячного римського календаря, який був розроблений олександрійським астрономом Созігеном і введений в 45 р. до н.е. Юлієм Цезарем. Рік у ньому становив 365,25 сонячної доби, причому для зручності лічби запропоновано вважати три роки по 365 діб, а кожний четвертий рік по 366 діб. Роки з 365 добам названо *простими*, а з 366 – *високосними*. Усі роки, номери яких діляться на 4, вважались високосними.

Рік складався з 12 місяців, тривалість і назви яких зберігалися в європейському і російському календарях; в тому числі і назви – «июль» та «август» на честь Юлія Цезаря та імператора Августа. Дійшов до нашого часу і вавилонський семиденний тиждень.

У *юліанському* календарі різниця між календарним і тропічним роком дорівнює 0,0078 доби або 11 хв.14 с.; за 128 років вона збільшилася до 1 доби. На кінець XVI ст., відставання становило вже 10 діб. Італійський професор математики Луїджі Ліліо Гараллі запропонував проект нового календаря, який і був затверджений папою римським Григорієм XIII у 1582 р.

Новий календар став називатися *григоріанським*, або «новим стилем», на відміну від юліанського календаря, або «старого стилю». У

папській буллі наказувалось вважати наступний після 4 жовтня 1582 р. день не 5, а 15 жовтня. Так було ліквідовано 10 днів відставання. Щоб надалі не допускати відставання, домовились з кожних 400 років вважати високосними не 100, як в юліанському календарі, а 97 років і вважати простими ті вікові роки, в яких число сотень не ділиться на 4 без остачі, наприклад 1700, 1800, 1900. У Радянській Росії щоб ліквідувати відставання в 13 днів, день після 31 січня 1918 р. стали вважати не 1, а 14 лютого.

Григоріанський календар має ряд недоліків: неоднакова тривалість місяців, різна кількість робочих днів на місяць, дні тижня припадають з року в рік на різні числа місяця. Вони породжують незручності в житті людей, ведуть до великих невинуватих витрат, тому що ускладнюють обчислення процентів по банківських операціях, по страхових розрахунках, по виплатах робітникам і службовцям з фондів соціального страхування тощо.

Новий проект під назвою *Всесвітнього календаря* було схвалено лише у 1954 р. Економічною і Соціальною радою ООН. Структура Всесвітнього календаря така: у році 12 місяців з тими самими назвами; тиждень залишається семиденний; рік поділено на 4 квартали по 91 дню; кожний квартал складається з трьох місяців; перший місяць має 31 день, два наступних – по 30 днів; 1 січня завжди припадає на неділю; квартали починаються з неділі і закінчуються суботами. Кількість робочих днів на місяць – 26.

Отже, 4 квартали у Всесвітньому календарі мають 364 дні, тобто на один день менше від простого року у григоріанському календарі. Цей день рекомендовано вважати міжнародним святом – Днем миру і дружби народів, або днем Нового року. Встановлюється він між 30 грудня і 1 січня. У високосному році варто додати ще один неробочий день поза датами місяця – (після 30 червня) – День високосного року.

Проект Всесвітнього календаря, схвалений більшістю країн, проте не прийнятий, оскільки США та Англія не погодились з ним «з політичних і релігійних міркувань». Переваги Всесвітнього календаря очевидні. Прогресивні суспільні сили продовжують роботу з метою введення Всесвітнього календаря.

Рахуючи час за допомогою календарних днів необхідно було домовитися, де (на якому меридіані) починається нова дата (число місяця).

За міжнародною угодою лінія зміни дати (рис. 24) проходить в більшій своїй частині по меридіану, який відстає від гринвіцького на 180°, відступаючи від нього на захід – біля островів Врангеля і Алеутських, на схід – біля країни Азії, островів Фіджі, Самоа, Тонгатабу, Кермадек і Чатам.

Міжнародна лінія зміни дат – це умовна лінія на поверхні Землі навпроти Гринвіцького меридіана, при перетині якої дата змінюється на один день вперед або назад.



Рис. 24. Міжнародна лінія зміни дат

Необхідність встановлення лінії зміни дати викликана такими міркуваннями. При навколосвітній подорожі з заходу на схід мандрівник проходить пункти, де годинники, які йдуть за місцевим (або поясным) часом, показують все більший час у порівнянні з місцевим (поясным) часом пункту відправлення мандрівника. Поступово переводячи стрілки свого годинника вперед, до кінця подорожі мандрівник налічує одну зайву добу. І навпаки, при навколосвітній подорожі зі сходу на захід – одна доба втрачається. Щоб уникнути пов'язаних з цим помилок в рахуванні днів і встановлена лінія зміни дат.

На захід від лінії зміни дат число місяця завжди на одиницю більше, ніж на схід від неї. Тому після перетину цієї лінії з заходу на схід необхідно зменшити календарне число, а після перетину її з сходу на захід, навпаки, збільшити на одиницю. Наприклад, якщо корабель перетинає демаркаційну лінію¹ 8 листопада, йдучи з заходу на схід, то на кораблі дата опівночі не змінюється, тобто два дні поспіль датуються як 8 листопада. І навпаки, якщо корабель перетинає цю лінію 8 листопада, йдучи зі сходу на захід, то опівночі дата змінюється відразу на 10 листопада, а дня з назвою 9 листопада на кораблі не буде.

Дотримання цього правила виключає помилку в рахуванні днів, вперше допущену учасниками першої навколосвітньої експедиції Ф. Магеллана в XVI ст. Після повернення на батьківщину мандрівники виявили, що розійшлися в

¹ Демаркаційна лінія – лінія, що позначає кордон навколо особливого району.

підрахунку днів і чисел місяця з жителями, які залишалися на місці, рівно на одну добу.

Цей феномен, який тепер можна без зусиль зрозуміти, в той час спричинив велике хвилювання, яке дійшло навіть до такої міри, що спеціальна делегація була відправлена до Папи Римського, щоб розтлумачити йому це часове дивацтво.

Питання для самоконтролю до розділу 2

1. Охарактеризуйте сучасне розуміння будови Всесвіту та Сонячної системи.
2. Дайте коротку характеристику гіпотез про походження Сонячної системи.
3. У чому суть теорії Великого вибуху?
4. Що таке Сонце? Дайте його загальну характеристику.
5. Опишіть планети земної групи.
6. Охарактеризуйте планети-гіганти?
7. До якої категорії відноситься зараз небесне тіло «Плутон»?
8. Що таке небесна сфера?
9. Які площини небесної сфери покладено в основу горизонтальної та екваторіальної системи координат?
10. Що таке екліптика?
11. Як змінювались уявлення людей про фігуру і розміри Землі з найдавніших часів до наших днів?
12. Чим відрізняється геоїд від еліпсоїда?
13. Яка різниця між двовісним і тривісним еліпсоїдом?
14. Охарактеризуйте параметри еліпсоїда Ф.М. Красовського
15. Які географічні наслідки орбітального руху Землі?
16. Охарактеризуйте географічні наслідки добового руху Землі.
17. Як відбувається рух у системі Земля–Місяць?
18. Сформулюйте визначення поняття «час». Які одиниці вимірювання часу вам відомі?
19. Якими системами часу користуються при спеціальних астрономічних спостереженнях і в побуті?
20. Яка різниця між «справжнім» і «середнім» сонячним часом?
21. Що таке декретний час? У яких країнах введено декретний час?
22. Сформулюйте визначення поняття «календар». За яким календарем ми зараз живемо?
23. Які види календарів вам відомі? Охарактеризуйте їх.
24. Що таке «міжнародна лінія зміни дат»? Для чого вона потрібна?

РОЗДІЛ 3

ВНУТРІШНЯ БУДОВА ТА ЛІТОСФЕРА ЗЕМЛІ

3.1. Вік Землі та геохронологія

Планета Земля утворилась приблизно 4,5 млрд. років назад. Тоді ні її внутрішня будова, ні зовнішній вигляд не були подібними до сучасної планети. Земля не була розшарована на оболонки, на її поверхні не було річок, морів, долин і гірських масивів. Планета мала вигляд гігантської кулі, яка виникла з космічних частинок під дією сили тяжіння.

Під впливом сили тяжіння і обертання важкі частинки поступово переміщувались вниз до центру, а легкі – на поверхню. Процес диференціації зумовив розігрівання планети. У центрі планети утворилось металічне ядро. Навколо ядра виникла рідка оболонка. Ззовні утворилась літосфера. Потім планета почала охолоджуватись. Водень, гелій та інші легкі гази розсіялись в космічному просторі, більш важкі – азот, метан, аміак, сірководень, вуглекислий газ, а також водяна пара – залишились біля поверхні Землі та утворили атмосферу. Коли температура Землі стала нижче +100°C, виникла вода і утворилась гідросфера.

Ця картина народження Землі гіпотетична. Вона ґрунтується не на геологічних матеріалах, а на астрономічних, фізичних, термодинамічних даних і гіпотезах вчених. Період геологічного часу, коли відбувались описані події тривав близько 800 млн. років і отримав назву *катархеї* (підархеї).

Близько 3,9 млрд. років назад утворились перші осадові породи Землі. Вони виникли шляхом осадження речовин у воді. У цей час почавсь наступний етап розвитку Землі – архей.

Землю оточувала атмосфера, в якій не було кисню, на поверхні планети відбувались виверження вулканів, ультрафіолетове проміння пронизувало атмосферу та верхні шари води. Незважаючи на такі умови, на Землі розвивалось життя. З сірководню, аміаку, вуглекислого газу синтезувались перші органічні сполуки. Океан поступово наповнився органічними речовинами. Хвилі утворювали піну в цьому «первинному бульйоні». Пухирці та краплини в оболонці з органічних речовин спочатку набули вигляду, а потім властивостей клітин – розпочалась біологічна еволюція.

Ця, на перший погляд логічна картина зародження життя на Землі, на жаль, не підтвердилась сучасними дослідженнями. Ймовірність біологічного «само створення» живої клітини навіть при наявності всіх необхідних компонентів така сама, як ймовірність «самостворення» комп'ютера. Крім того не існує геологічних даних, що в далекому минулому на нашій планеті не було життя.

Існують гіпотези, що життя на Землі занесене із Всесвіту разом з речовинами з яких утворилась планета. Такий погляд отримав назву гіпотези панспермії.

У кінці XIX століття було відкрите явище радіоактивності і гіпотеза панспермії втратила свою популярність. Радіоактивне випромінювання, яке пронизує весь Всесвіт, згубне для живих організмів, а холод космічного простору близький до абсолютного нуля.

Таким чином, зараз можна з достатньою точністю дати відповідь лише на питання, коли виникло життя на Землі, а як воно зародилось покажуть майбутні дослідження.

Історією геологічного розвитку Землі займається наука геохронологія. *Геохронологія* – вчення про вік, тривалість і послідовність формування гірських порід, що складають земну кору; визначення часу утворення гірських порід, з яких складаються земні шари. Якщо залягання гірських порід не порушене, то кожен шар молодший від того, на якому він залягає. Верхній шар утворювався пізніше від усіх, які знаходяться нижче.

Візуально розвиток нашої планети відображено на *геохронологічній шкалі* - геологічній часовій шкалі історії Землі, яка застосовується в геології і палеонтології (табл. 2). В Україні ініціатором радіометричних досліджень був В.І. Вернадський. Геохронологічна шкала неодноразово уточнювалася і перероблялася.

Історію Землі зазвичай ділять на два еони: криптозой (від грец. κρυπτός – «прихований» та ζωή, зое – «життя») і фанерозой (від грец. φανερός «явний» та ζωή, зое – «життя»). Криптозой включає дві ери: архей (4500 млн. років назад) і протерозой (2600 млн. років назад). Фанерозой охоплює останні 570 млн. років, у ньому виділяють палеозойську, мезозойську та кайнозойську ери, які, у свою чергу, діляться на періоди. Часто весь період до фанерозою називають *докембрієм* (кембрій – перший період палеозойської ери).

У 1881-1900 рр. на II-VIII сесіях Міжнародного геологічного конгресу були прийняті ієрархія і номенклатура більшості сучасних геохронологічних підрозділів. У подальшому Міжнародна геохронологічна шкала постійно уточнювалася. Конкретні назви періодам давали за різними ознаками. Найчастіше використовували географічні назви. Так, назва кембрійського періоду походить від лат. Cambria – назви Уельсу, коли він був у складі Римської імперії, девонського – від графства Девоншир в Англії, пермського – від м. Пермі, юрського – від гір Юра в Європі. На честь стародавніх племен названі вендський (венди – німецька назва слов'янського народу лужицьких сербів), ордовіцький і силурійський (племена кельтів Ордовик і Силур) періоди. Рідше використовували назви, пов'язані зі складом порід. Кам'яновугільний період названий через значну кількість вугільних пластів, а крейдовий – через поширення крейдових відкладів.

Таблиця 2

ГЕОХРОНОЛОГІЧНА ТАБЛИЦЯ

ЕОН	ЕРА	Період, відділ	Тривалість періоду (млн. років)	Етапи теоретичні	Основні події навколишнього світу	Утворення корисних копалин
ФАНЕРОЗОЙ	КАРИНОЗОЙСЬКА - KZ	Четвертинний - Q	0,7-1,8	Альпійський	Кінець Льодовикового Періоду. Виникнення цивілізації	Золото, торф, залізо, пісок, глина
		Неогеновий - N	25		Пліоцен - N ₂	Тваринний і рослинний світ стає схожий на сучасний
		Міоцен - N ₁				
		Палеогеновий - P	41	Еоцен-олігоцен - P ₂₋₃	Поява перших людиноподібних мавп. Поява перших "сучасних" ссавців	Вугілля, нафта, газ, марганець, фосфорити, пісок кварцовий
				Палеоцен - P ₁		
		МЕЗОЗОЙСЬКА - KZ	Крейдовий - K	70	(Кімерійський) Мезозойський	Перші плацентарні ссавці. Вимирання динозаврів
	Юрський - J					Поява сумчастих ссавців і перших птахів. Розквіт динозаврів
	Тріасовий - T		40-45	Поява динозаврів та яйцекладучих ссавців	Нафта, газ, вугілля, залізо, кам'яна сіль	
	Пермський - P		50-60	Вимерло біля 95% видів, які існували на той час (Масове пермське вимирання)	Вугілля, сіль, залізо, кольорові метали, нафта	
	Кам'яновугільний - C		65-75	Поява дерев і плазунів	Вугілля, нафта, залізо	
	Девонський - D		60	Поява земноводних і спорових рослин	Нафта, залізо, марганець, фосфорити	
	ПАЛЕОЗОЙСЬКА - PZ	Силурійський - S	25-30	Каледонський	Вихід життя на суходіл: скорпіони і пізніше перші рослини	Залізо, золото, горючі сланці, фосфорити
Ордовіцький - O		60-70	Багата морська фауна: ракоскорпіони, кальмари		Поліметалеві та залізні руди, фосфорити, горючі сланці, нафта	
Кембрійський - Є		70	Поява великої кількості нових груп організмів ("Кембрійський вибух")	Фосфорити, марганець, залізо, кам'яна сіль		
ПРОТЕРОЗОЙСЬКА ЕРА - PR		2100±100	Бакальський	Перше багатоклітинні тварини. Одне з найбільш масштабних зледеніннь Землі	Вапняк, графіт, залізо, мармур, нікелеві та поліметалеві руди, каолін, граніт	
				Поява примітивних одноклітинних організмів		
КРИПТО-ЗОЙ		АРХЕЙСЬКА ЕРА - AR	понад 1800			

3.2. Внутрішня будова та склад Землі

Про внутрішню будову Землі відомо значно менше, ніж про зовнішні оболонки планети та космічний простір. Безпосередньо доступна для досліджень незначна частина земної поверхні приблизно до 10-кілометрової глибини. Про внутрішню будову Землі вчені дізнаються за допомогою сейсмічного методу. При проходженні сейсмічних хвиль крізь тіло Землі їх швидкості на певних глибинах помітно змінюються (причому стрибкоподібно), що свідчить про зміну властивостей середовища. Сучасні уявлення про розподіл щільності та тиску всередині Землі подані в таблиці 3.

Таблиця 3

Зміна щільності та тиску з глибиною усередині Землі

Глибина, км	Щільність, г/см ³	Тиск, млн. атм.
800	4,5	0,30
1600	5,0	0,59
2400	5,4	1,09
2900	5,7	-
2900	9,4	-
3200	9,8	1,68
4000	10,8	2,26
5000	11,5	-
5120	(14,2)	-
5120	(16,8)	-
6370	17,2	3,06

З таблиці 3 видно, що в центрі Землі щільність досягає 17,2 г/см³ і стрибкоподібно (від 5,7 до 9,4) змінюється на глибині 2900 км, а потім на глибині 5 тис. км. Перший стрибок дозволяє виділити щільне ядро, а другий – розділити це ядро на зовнішню (2900-5000 км) і внутрішню (від 5 тис. км до центра) частини.

Таблиця 4

Залежність швидкості повздожніх і поперечних хвиль від глибини

Глибина, км	Швидкість повздожніх хвиль, км/с	Швидкість поперечних хвиль, км/с
0	5,5	3,2
60 (зверху)	5,75	3,3
60 (знизу)	8,0	4,3
2900 (зверху)	13,6	-
2900 (знизу)	8,0	-
5100 (зверху)	10,0	-
5100 (знизу)	11,3	-
6370	11,3	-

Як видно з таблиці 4, є два різких переломи швидкостей: на глибині 60 км і на глибині 2900 км. Іншими словами чітко відокремлюються земна кора та внутрішнє ядро. У проміжному між ними поясі, а також усередині ядра є лише зміна темпу збільшення швидкостей. До глибини 2900 км Земля перебуває у твердому стані, оскільки через цю товщу вільно проходять поперечні пружні хвилі (хвилі зрушення), які можуть виникати та поширюватися лише у твердому середовищі. Проходження поперечних хвиль крізь ядро не спостерігалось і це давало підстави вважати його рідким. Однак новітні розрахунки показують, що модуль зрушення в ядрі невеликий, однак не дорівнює нулю (як це характерно для рідини), а отже, ядро Землі ближче до твердого, ніж рідкого стану. Зрозуміло, у цьому випадку поняття «твердого» та «рідкого» не можна ототожнювати з аналогічними поняттями, які застосовуються до агрегатних станів речовини наземної поверхні: усередині Землі панують високі температури та величезні тиски.

Таким чином, у внутрішній будові Землі виділяють земну кору, мантію і ядро (рис. 25).

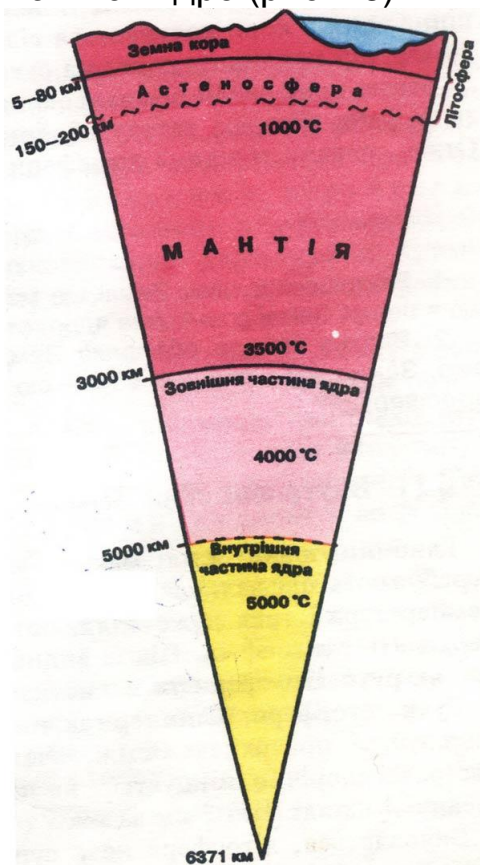


Рис.25. Внутрішня будова Землі

Земна кора – перша оболонка твердого тіла Землі, має потужність 30-40 км. За об'ємом вона становить 1,2% об'єму Землі, за масою – 0,4%, середня щільність дорівнює 2,7 г/см³. Складається переважно з гранітів; осадові породи в ній мають другорядне значення. Гранітна оболонка, у складі якої величезну роль відіграють кремній та алюміній, називається «сіалітною»¹. Від мантії земна кора відділена сейсмічною межею, яку називають *поверхнею Мохоровичича* або *Мохо* (на честь сербського геофізика Андрія Мохоровичича (1857-1936 рр.), який її відкрив. Ця межа чітка та спостерігається у всіх місцях Землі на глибинах від 5 до 90 км. Поверхня Мохо не є просто межею між породами різного типу, а представляє собою площину фазового переходу між еклогітами і габро мантії та базальтами земної кори. При переході з мантії в кору тиск так падає, що габро переходять у базальти. Перехід супроводжується

збільшенням об'єму на 15% і, відповідно, зменшенням щільності. Поверхню Мохо вважають нижньою межею земної кори. Важлива

¹ Термін «сіаль» походить від назви основних елементів гірських порід Si (лат. Silicium – кремній) та Al (лат. Aluminium – алюміній).

особливість цієї поверхні полягає в тому, що вона загалом представляє собою неначе дзеркальне відображення рельєфу земної поверхні: під океанами вона вища, під континентальними рівнинами нижча, під найвищими горами опускається найнижче.

Виділяють чотири типи земної кори, вони відповідають чотирьом найбільшим формам поверхні Землі. Перший тип називається *материковим*, його потужність 30-40 км, під молодими горами вона збільшується до 80 км. Цей тип земної кори відповідає у рельєфі материковим виступам (включається підводна країна материка). Найчастіше її розділяють на три шари: осадовий, гранітний і базальтовий. *Осадочний шар*, товщиною до 15-20 км, складений *шаруватими відкладами* (переважають глини та глинисті сланці, широко представлені піщані, карбонатні і вулканогенні породи). *Гранітний шар* (потужність 10-15 км) складається з метаморфічних і вивержених кислих порід з вмістом кремнезему понад 65 %, близьких за своїми властивостями до граніту; найпоширеніші гнейси, гранодіорити та діорити, граніти, кристалічні сланці). Нижній шар, найбільш щільний, товщиною 15-35 км, називають *базальтовим* за подібність із базальтами. Середня щільність материкової кори 2,7 г/см³. Між гранітним і базальтовим шарами лежить *поверхня Конрада* (названа в честь австрійського геофізика Віктора Конрада (1876-1962 рр.), який її відкрив). Назва шарів – гранітний і базальтовий є умовними, оскільки їх назвали за швидкостями проходження сейсмічних хвиль.

Другий тип земної кори – *перехідний, або геосинклінальний* – відповідає перехідним зонам (геосинкліналям). Вони мають таку будову: улоговина окраїнного моря, острівні дуги та глибоководний жолоб. Під улоговинами морів і глибоководних жолобів немає гранітного шару, земна кора складається з осадочного шару підвищеної потужності і базальтового. Гранітний шар з'являється лише в острівних дугах. Середня потужність геосинклінального типу земної кори 15-30 км.

Третій тип – *океанічна* земна кора, відповідає океанічному ложу, з потужністю 5-10 км. Має двошарову будову: перший шар – осадочний, утворений глинясто-кременисто-карбонатними породами; другий шар складається з повнокристалічних магматичних порід. Між осадочним і базальтовим шарами виділяється проміжний шар, що складається з базальтових лав з прошарками осадочних порід. Тому іноді говорять про тришарову будову океанічної кори.

Четвертий тип – *рифтогенна* земна кора, вона характерна для серединно-океанічних хребтів, її потужність 1,5-2 км. У серединно-океанічних хребтах близько до поверхні підходять породи мантії. Потужність осадочного шару 1-2 км, базальтовий шар у рифтових долинах виклинюється.

Поряд з поняттям «земна кора» існує термін «літосфера», які не варто плутати. *Літосфера* – це кам'яна оболонка Землі, утворена земною корою і частиною верхньої мантії. Потужність її становить 150-

200 км, обмежена астеносферою. Лише верхня частина літосфери називається земною корою.

Мантія за об'ємом становить 83 % об'єму Землі та 68 % її маси. Густина речовини зростає до $5,7 \text{ г/см}^3$. На межі з ядром температура збільшується до 3800°C , тиск – до $1,4 \times 10^{11} \text{ Па}$. Виділяють верхню мантію до глибини 900 км і нижню – до 2900 км. У верхній мантії на глибині 150-200 км є присутнім астеносферний шар. *Астеносфера* (від грец. ἀσθενής – слабкий та грец. σφαῖρα – куля) – шар зниженої твердості та міцності у верхній мантії Землі. Астеносфера – основне джерело магми, у ній розташовуються осередки живлення вулканів і відбувається переміщення літосферних плит.

Ядро займає 16 % об'єму і 31 % маси планети. Температура в ньому досягає 5000°C , тиск – $37 \times 10^{11} \text{ Па}$, щільність – 16 г/см^3 . Ядро ділиться на зовнішнє (до глибини 5100 км) і внутрішнє. Зовнішнє ядро – розплавлене, складається із заліза або металізованих силікатів, внутрішнє – тверде, залізно-нікелеве.

Від густини речовини залежить маса небесного тіла, маса визначає розміри Землі та силу ваги. Наша планета має достатні розміри і силу ваги, щоб втримати гідросферу та атмосферу. У ядрі Землі відбувається металізація речовини, зумовлюючи утворення електричних струмів і магнітосфери.

3.3. Основні структури земної кори

Геосинклінальні області та платформи утворюють найголовніші структурні блоки земної кори, які чітко виражаються у сучасному рельєфі.

Наймолодшими структурними елементами материкової земної кори є геосинкліналі. *Геосинкліналь* – це високорухлива, лінійно-витягнута та значно розчленована ділянка земної кори, яка характеризується різноспрямованими тектонічними рухами високої інтенсивності, активними явищами магматизму, частими і сильними землетрусами. Геологічна структура, яка виникла там, де рухи мають геосинклінальний характер, називається *складчастою зоною*. Процес геосинклінального розвитку складний і багато в чому мало досліджений.

У своєму розвитку геосинкліналь проходить кілька стадій. На ранній стадії розвитку в них спостерігається загальне занурення і накопичення потужних відкладів морських осадових і вулканогенних порід. З осадових порід для цієї стадії характерні *фліші* (закономірні чергування тонких прошарків пісковиків, глин і мергелів), а з вулканічних – лави основного складу. На проміжній стадії, коли в геосинкліналях накопичується товща осадово-вулканічних порід потужністю 8-15 км, процеси занурення змінюються поступовим підняттям, осадові породи зминаються у складки, а на значних глибинах – метаморфізації. У тріщинах і розривах

земної кори рухається і застигає кисла магма. У пізню стадію розвитку на місці геосинкліналі під впливом загального підймання поверхні виникають високі складчасті гори з активними вулканами, які виливають лаву середнього та основного складу; западини заповнюються континентальними відкладами, потужність яких може досягати 10 км і більше. З припиненням процесів підймання високі гори повільно, але невпинно руйнуються, поки на їх місці не утворюється горбиста рівнина – пенеплен – з виходом на поверхню «геосинклінальних низів» у вигляді глибоко метаморфізованих кристалічних порід. Пройшовши геосинклінальний цикл розвитку, земна кора потовщується, стає стійкою і жорсткою, нездатною до нового складкоутворення. Геосинкліналь переходить в інший блок земної кори – платформу.

Сучасними геосинкліналями на Землі є області, зайняті глибоководними морями, які відносяться до груп внутрішніх, напівзамкнутих і міжострівних морів.

Упродовж геологічної історії Землі спостерігався ряд епох інтенсивного складчастого горотворення з наступною зміною геосинклінального режиму на платформенний. Найдавніші з епох складкоутворення відносяться до докембрійського часу, потім слідують *байкальська* (кінець протерозою – початок кембрію), *каледонська* або *нижньопалеозойська* (кембрій, ордовик, силур, початок девону), *герцинська* або *верхньопалеозойська* (кінець девону, карбон, перм, тріас), *мезозойська* (тихоокеанська), *альпійська* (кінець мезозою – кайнозой).

У нижньому палеозої біля докембрійських платформ існувала геосинкліналь, яку назвали каледонською. Наприкінці силуру та початку девону – в каледонську горотворчу епоху – на місці цієї геосинкліналі виникли складчасті гори. Вони займали значні площі в Європі, Азії, Америці та частково в Африці. До теперішнього часу каледонські структури збереглися в Шотландії (Північно-Шотландське нагір'я), Скандинавії (Скандинавські гори), на Шпіцбергені, Гренландії (Східно-Гренландські), Лабрадорі, а також у Забайкаллі, уздовж річки Єнісей, на заході Казахстану (Казахський дрібносопковик) і місцями в Центральній Азії, тобто навколо всіх трьох північних платформ, а також частково в Австралії.

У другій половині девонського та в кам'яновугільному періоді існувала герцинська геосинкліналь. Герцинський вік мають Урал, складчастий фундамент Західно-Сибірської низовини, Таймир, рівнини та багато гір Середньої та Центральної Азії, Месета, Центральний Французький масив, гори Середньої Європи, Аппалачі, Капська область, Австралійські Альпи.

Тихоокеанська геосинкліналь – система островів і гірських хребтів, яка простягається уздовж узбережжя Тихого океану по Східній Азії, Новій Гвінеї, Австралії, Новій Зеландії, Антарктичному півострові та по західних берегах обох Америк.

Альпійська геосинкліналь простягається від Атласу через Південну Європу, Крим, Кавказ, Передню Азію, Гімалаї, М'янму до Індонезії, де вона перетинається з Тихоокеанською.

Горотворчі процеси відбувалися наприкінці мезозою у Тихоокеанській геосинкліналі та в третинному періоді – в Альпійській.

У процесі свого розвитку геосинкліналі переходять в платформні області і таким чином збільшують площі материків. Гори, які виникли в геосинкліналях, у подальшому знижуються внаслідок вивітрювання, а основи складок перетворюються на фундамент платформи. Багато палеозойських платформ під час альпійської складчастості були порушені повторним горотворенням і перетворилися на відроджені гори.

Зараз геосинклінальні процеси характерні для Тихоокеанського складчастого пояса (Курило-Камчатська острівна гряда, Алеутські, Японські острови), Карибського (Антильські острови), Середземного і Чорного морів та інших районів Землі.

Для сучасних геосинклінальних областей характерне поєднання глибоководних океанічних жолобів (Маріанський, Курило-Камчатський), улоговин окраїнних морів (Японське, Охотське), архіпелагів островів (Японських, Курильських).

Області земної кори, охоплені коливальними рухами малої амплітуди та невисокої швидкості, називаються *платформами*. Геологічна структура, яка виникає в платформних умовах, теж називається платформою. Загальною рисою всіх платформ крім їх жорсткості, є двоповерхова структура. Нижній поверх, або фундамент – результат геосинклінального режиму – складається з зім'ятих у складки, розбитих на блоки метаморфічних порід – гнейсів, кристалічних сланців, які представляють собою продукти найдавніших складчатостей, що завершилися більше 1,5 млрд. років тому. На фундаменті горизонтально залягає платформний чохол (верхній поверх) – товща шаруватих осадових гірських порід, які накопичилися у пізніші геологічні періоди, що свідчить про невелику амплітуду коливальних рухів унаслідок трансгресій та регресій. Стародавні платформи характеризує стабільність, відсутність складчастих рухів і слабка дислокованість. У рельєфі їм відповідають великі рівнини (включаючи окремі внутрішньоплатформні гірські країни). У межах платформи виділяються такі найбільші структурні одиниці: *щити* (виходи на поверхню кристалічних порід) і *плити* (породи фундаменту занурені на глибину та перекриті осадовим чохлам). Для платформ також є характерним чергування *антекліз* – обширних пологих піднять і *синекліз* – аналогічних за параметрами прогинів. Середня швидкість новітніх тектонічних рухів на платформах – 0,07–0,25 мм/рік (у складчастих зонах – 1–3 мм/рік).

Найдавніші докембрійські платформи розташовані на Землі двома широтними рядами. Перший знаходиться у північних помірних широтах (служує основою північних материків) і складається з Північно-Американської (включаючи Гренландію), Східно-Європейської та

Сибірської платформ, другий ряд складають платформи екваторіальних материків (брили Гондвани) – Південної Америки, Африки (з Аравією), Індостану, Китаю (Східно-Китайська, Південно-Китайська) та Австралії. Осторонь знаходиться Антарктична платформа.

Крім докембрійських (за віком фундаменту – надпротерозойські, або епіпротерозойські) існують платформи байкальські, каледонські та герцинські, які назвали молодими платформами (епібайкальські, епікаледонські, епігерцинські): Туранська, Західно-Сибірська, Патагонська.

На материках у платформених областях переважають низовини, рівнини, плато та плоскогір'я. Так, в області Східно-Європейської платформи сформувалася Східно-Європейська рівнина, Південно-Американській платформі відповідають два елементи планетарного рельєфу – Амазонська низовина та Бразильське нагір'я.

Епохи складкоутворення у фанерозої мали глобальний характер і відображалися на структурі сформованих на той час платформ. Докембрійські платформи зберігали стабільність, але молодші (епіпалеозойські), в окремих регіонах планети значно перебудовувалися, що виражалось у загальному піднятті, глибоких розломах і великих вертикальних переміщеннях. У результаті вторинного епіплатформеного орогенезу виникли складчасто-брилові гори (відроджені гори). Класичний приклад – Тянь-Шань, де відродження гірського рельєфу сталося під час альпійського орогенезу.

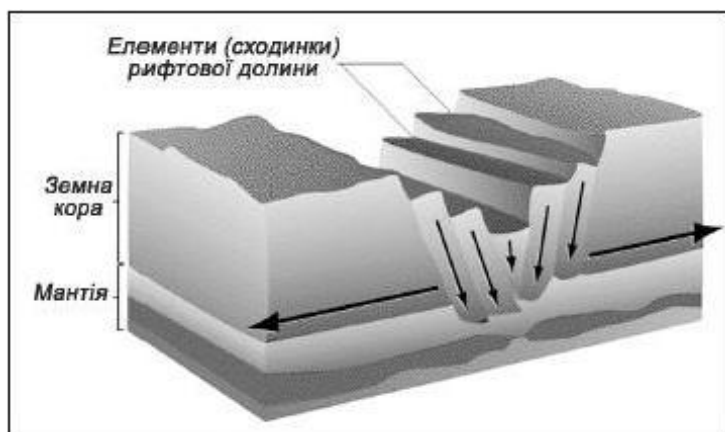


Рис. 26. Структура рифту

Континентальні *рифти* (від англ. rift – щілина, розлом) подібно до геосинкліналей характеризуються підвищеною рухливістю земної кори, високою сейсмічністю і вулканізмом (рис. 26). У геосинкліналях після занурення відбувається накопичення потужних товщ відкладів, потім орогенез і як кінцевий результат –

потовщення континентальної кори. Рифтові зони виникають під впливом висхідних рухів у мантії, яка проникаючи в земну кору, піднімає, дробить і частково переробляє її. Віссю рифтової зони є вузька тектонічна западина – грабен (від нім. graben – рів, канава). Рифтові зони на материках – це області деградації континентальної кори, її перетворення в кору океанічного типу. Рифти є різновіковими: стародавні рифтові зони платформ називають авлакогенами (вони розвивалися від рифею до кайнозою). На Руській платформі найбільшим авлакогеном є Прип'ятсько-Дніпровсько-Донецький. Сучасні рифтові системи були

закладені в кайнозої, серед них – Східно-Африканська рифтова система, в Західній Європі – Верхньорейнський грабен, в Азії – Байкальська рифтова система.

3.4. Земний магнетизм

Навколо Землі існують різноманітні поля, найбільший вплив на географічну оболонку здійснюють гравітаційне та магнітне.

Гравітаційне поле на Землі – це поле сили ваги. Сила ваги – рівнодіюча сила між силою притягання та відцентровою силою, яка виникає при обертанні Землі. Відцентрова сила досягає максимуму на екваторі, але і тут вона мала та становить 1/288 від сили ваги. Сила ваги в основному залежить від сили притягання, на яку впливає розподіл мас усередині Землі та на поверхні. Сила ваги діє повсюдно на Землі та спрямована перпендикулярно до поверхні геоїда. Напруженість гравітаційного поля рівномірно зменшується від полюсів до екватора (на екваторі більша відцентрова сила), від поверхні вгору (на висоті 36 000 км дорівнює нулю) і від поверхні вниз (у центрі Землі сила ваги дорівнює нулю).

Нормальним гравітаційним полем Землі називається таке, яке було б у Землі, якби вона мала форму еліпсоїда з рівномірним розподілом мас. Напруженість реального поля в конкретній точці відрізняється від нормального, виникає аномалія гравітаційного поля. Аномалії можуть бути позитивні та негативними: гірські хребти створюють додаткову масу та повинні б викликати позитивні аномалії, океанічні западини, навпаки – негативні. Але насправді земна кора перебуває в ізостатичній рівновазі.

Ізостазія (від грец. *isostasios* – рівний за вагою) – процес врівноваження мас гірських порід земної кори на поверхні субстрату (астеносфері). Теорія рівноваги була висунута у 1855 р. англійським ученим Джорджем Ері. Завдяки ізостазії надлишку мас вище теоретичного рівня рівноваги відповідає недостача їх внизу. Це виражається в тому, що на певній глибині (100-150 км) у шарі астеносфери речовина перетікає в ті місця, де є недостача мас на поверхні. Лише під молодими горами, де компенсація повністю не відбулася, спостерігаються слабкі позитивні аномалії. Однак рівновага безупинно порушується: в океанах відбувається відкладання наносів, під їхньою вагою океанічне дно прогинається. З іншого боку, гори руйнуються, висота їх зменшується, а отже – зменшується й маса.

Гравітаційне поле Землі для її природи має надзвичайно важливе значення:

1. Сила ваги створює фігуру Землі, вона є однією з основних ендогенних сил. Завдяки їй, випадають атмосферні опади, течуть річки, формуються горизонти підземних вод, відбуваються схилі процеси.

Тиск мас речовини, який реалізується у процесі гравітаційної диференціації в нижній мантії, поряд з радіоактивним розпадом породжує теплову енергію – джерело внутрішніх (ендогенних) процесів, що перебудовують літосферу.

2. Земне тяжіння ущільнило внутрішню речовину Землі і, незалежно від його хімічного складу, сформувало щільне ядро.

3. Сила ваги утримує газову та водну оболонки планети. Атмосферу планети залишають лише найлегші молекули – водню і гелію.

4. Сила ваги допомагає досягти земній корі ізостатичної рівноваги. Силою ваги пояснюється максимальна висота гір; вважають, що на Землі не може бути гір вище 9 км.

5. Астеносфера – розм'якшений теплом шар, який дозволяє рух літосфери, – це також є функцією сили ваги, оскільки розплавлення речовини відбувається при сприятливому співвідношенні кількості тепла та величини тиску.

6. Куляста фігура гравітаційного поля визначає два основних види форм рельєфу на земній поверхні – конічні та рівнинні, які відповідають двом універсальним формам симетрії – конічній та білатеральній.

7. Напрямок сили ваги вниз, до центра Землі, допомагає тваринам утримувати вертикальне положення.

Тепловий режим поверхневого шару земної кори (у середньому до 30 м) має температуру, зумовлену сонячним теплом. Це *геліометричний шар*, який зазнає сезонних коливань температури. Нижче – ще тонший горизонт постійної температури (близько 20 м), який відповідає середньорічній температурі місця спостереження. Нижче постійного шару температура з глибиною зростає – *геотермічний шар*.

Геотермічний градієнт – фізична величина, яка описує зростання температури гірських порід в (°C) на певній ділянці земної товщі. Математично виражається зміною температури, яка припадає на одиницю глибини. У геології при розрахунку геотермічного градієнта за одиницю глибини прийнято 100 метрів. У різних ділянках і на різних глибинах геотермічний градієнт непостійний та визначається складом гірських порід, їх фізичним станом і теплопровідністю, щільністю теплового потоку, близьким розташуванням інтрузій та іншими чинниками. Зазвичай геотермічний градієнт коливається від 0,5–1 до 20°C і в середньому становить близько 3°C на 100 метрів. Інтервал глибини земної кори в метрах, на якому температура підвищується 1°C, називається *геотермічним ступенем*. У середньому дорівнює 33 м. Коливається в межах 5-150 м.

Земний магнетизм (геомагнетизм) – властивість Землі, яка зумовлює існування навколо планети магнітного поля, викликаного процесами, що відбуваються на межі ядра та мантії. Уперше про те, що Земля – магніт, людство довідалося завдяки роботам Вільяма Гільберта.

Магнітосфера – область навколосемного простору, заповнена

зарядженими частками, які рухаються в магнітному полі Землі. Вона відділена від міжпланетного простору магнітопаузою. Це зовнішня межа магнітосфери.

В основі утворення магнітного поля лежать внутрішні та зовнішні причини. Постійне магнітне поле утворюється завдяки електричним струмам, які виникають у зовнішньому ядрі планети. Сонячні корпускулярні потоки утворюють змінне магнітне поле Землі. Наочне уявлення про стан магнітного поля Землі дають магнітні карти. Магнітні карти складаються на п'ятирічний строк – магнітну епоху.

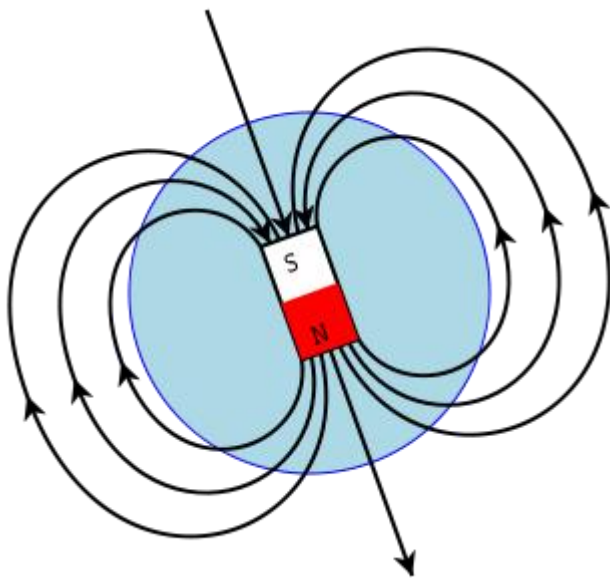


Рис. 27. Земля як магнітний диполь

Наша планета могла б мати нормальне магнітне поле, якби вона була однорідною намагніченою кулею. Земля представляє собою магнітний диполь – це стрижень, кінці якого мають протилежні магнітні полюси (рис. 27). Місця перетинання магнітної осі диполя із земною поверхнею називаються *геомагнітними полюсами*. Геомагнітні полюси не збігаються з географічними й повільно рухаються зі швидкістю 7-8 км/рік. Відхилення реального магнітного поля від нормального (теоретично

розрахованого) називаються магнітними аномаліями. Вони можуть бути світовими (Східно-Сибірський овал), регіональними (Курська магнітна аномалія) і локальними, пов'язаними із близьким заляганням до поверхні магнітних порід.

Магнітне поле характеризується трьома величинами: магнітним схиленням, магнітним нахиленням і напруженістю. *Магнітне схилення* – кут між географічним меридіаном і напрямом магнітної стрілки. Схилення буває східним (+), якщо північний кінець стрілки компаса відхиляється на схід від географічного меридіану, і західним (-), коли стрілка відхиляється на захід. *Магнітне нахилення* – кут між горизонтальною площиною і напрямом магнітної стрілки, підвішеної на горизонтальній осі. Нахилення позитивне, коли північний кінець стрілки дивиться вниз, і негативне, якщо північний кінець спрямований нагору. Магнітне нахилення змінюється від 0 до 90°. Сила магнітного поля характеризується *напруженістю*. Напруженість магнітного поля невелика становить на екваторі 20-28 А/м, на полюсі – 48-56 А/м.

Магнітосфера має каплеподібну форму (рис. 28). На стороні, оберненій до Сонця, її радіус дорівнює 10 радіусам Землі, на нічній стороні під впливом «сонячного вітру» збільшується до 100 радіусів. Форма зумовлена впливом сонячного вітру, який нашоується на

магнітосферу Землі та обтікає її. Заряджені частки, досягаючи магнітосфери, починають рухатися по магнітних силових лініях і утворюють *радіаційні пояси*. Внутрішній радіаційний пояс складається з протонів, має максимальну концентрацію на висоті 3500 км над екватором. Зовнішній пояс утворений електронами, простягається до 10 радіусів. Біля магнітних полюсів висота радіаційних поясів зменшується, тут виникають області, де заряджені частки потрапляють в атмосферу, іонізуючи гази атмосфери та викликаючи полярні сяйва.

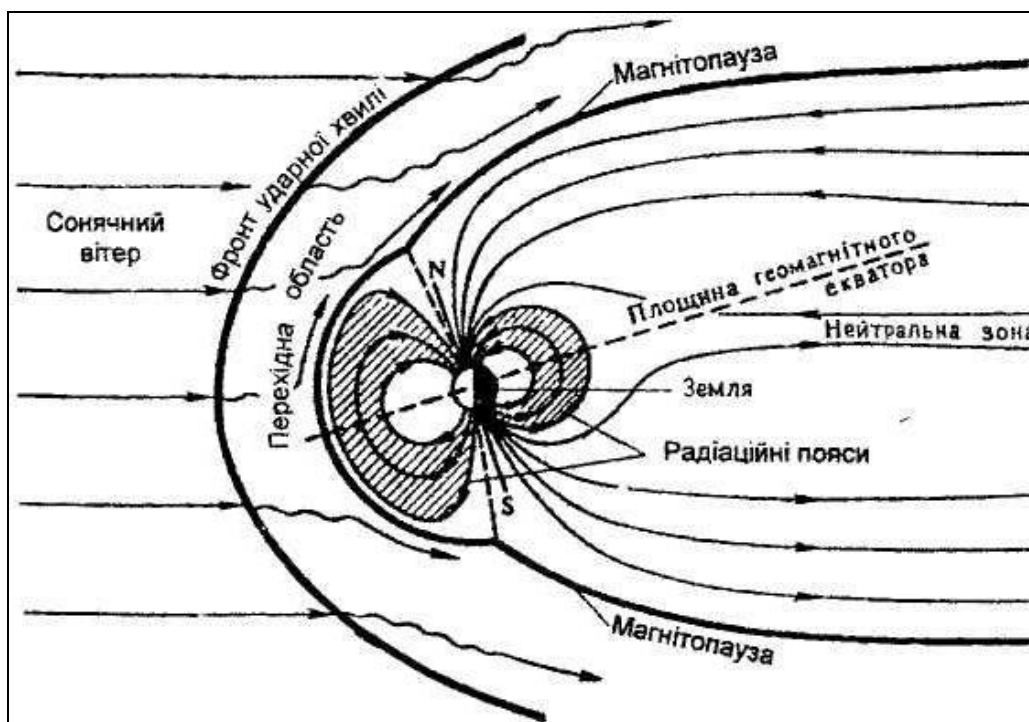


Рис. 28. Схема магнітосфери

Географічне значення магнітосфери дуже важливе: вона захищає Землю від корпускулярного сонячного та космічного випромінювання. З магнітними аномаліями пов'язаний пошук корисних копалин. Магнітні силові лінії допомагають орієнтуватися у просторі туристам і морським кораблям.

3.5. Гіпотези розвитку літосфери

До цього часу немає єдиного погляду про шляхи розвитку літосфери. Існує кілька тектонічних концепцій, кожна з яких хоча й заснована на беззаперечних фактах, проте відображає лише одну сторону геологічної історії Землі. Вони не охоплюють загального ходу розвитку планети та часто суперечить іншим фактам, які, в свою чергу, вдало пояснюються другими теоріями. Такий стан тектонічної проблеми пояснюється тим, що геологія і геофізика засновують свої висновки на дослідженні материків, які займають всього 29,2 % Землі, а вивчення

океанічного дна, тобто більшої частини планети, лише розпочалося.

*Теорія плутонізму*¹ полягала в тому, що провідну роль в геологічній історії Землі відігравали внутрішні сили. Як систему поглядів плутонізм уперше опубліковано (1788 р., 1795 р.) шотландським вченим Джеймсом Гаттоном. Її значення для науки в тому, що вона представляє Землю як систему, яка знаходиться в динамічній рівновазі.

*Теорія нептунізму*² полягала в тому, що всі гірські породи походять з вод первинного Світового океану, який покривав усю поверхню Землі. Гірські породи формувалися та перетворювалися в результаті морського осадо накопичення. Цю концепцію запропонував німецький науковець Абраам Готлоб Вернер у 20-х роках XIX ст. Її значення для науки в тому, що вона розвивала історичний підхід до вивчення Землі як планети.

*Контракційна*³ *гіпотеза* – концепція, за якою складчастість шарів гірських порід і горотворення протікають внаслідок охолодження Землі та зменшення її об'єму, радіусу та площі земної поверхні. Гіпотеза була запропонована французьким геологом Елі де Бомоном у 1829 р. Її значення для науки в тому, що вона пояснювала процеси складчастості.

Фіксизм (від лат. *fixus* – твердий, незмінний, закріплений) – науковий напрям у геології, згідно з яким континенти є фіксованими та стоять на одному місці з часу їх утворення в давнині; головною причиною тектонічних деформацій вважаються вертикальні переміщення. Такі уявлення були поширені в науці у 30–50-ті рр. XX ст. Одним з авторів ідеї фіксизму був нідерландський геолог Рейнаут Біллем ван Беммелен. Значення гіпотези для науки в тому, що вона зумовлює незмінність положення материків на поверхні Землі. Гіпотеза фіксизму протиставляється гіпотезі мобілізму.

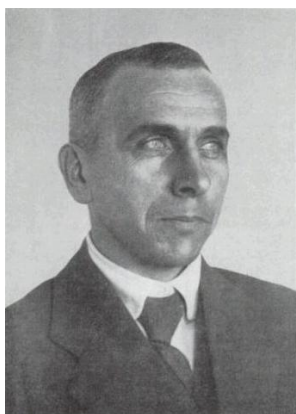


Рис. 29. А. Вегенер

*Мобілізм*⁴ – гіпотеза, що передбачає великі горизонтальні переміщення великих брил земної кори (та літосфери в цілому) відносно одна одної і по відношенню до полюсів упродовж усього існування планети. Науково розроблена теорія мобілізму була сформульована американським вченим Френком Барслі Тейлором і німецьким геофізиком Альфредом Вегенером (рис. 29) у 1910–1912 рр. (теорія дрейфу материків). Значення гіпотези для науки в тому, що вона пояснює динаміку розвитку земної кори та рельєфу.

У 60-х роках XX ст. виник сучасний варіант

¹ Плутон (лат. *Pluto*) – в античній міфології бог підземного світу, володар «царства тіней» померлих.

² Нептун (лат. *Neptunus*) – римське божество хмар, дощу й вод, культ якого ототожнився і злився з грецьким Посейдоном.

³ Контракція – зменшення об'єму системи при набряканні речовини в розчиннику внаслідок взаємодії (сольватації) речовини з розчинником.

⁴ Мобільність (від лат. *Mobilis* – рухливий) – рухливість, здатність до швидкого пересування.

гіпотези мобілізму – *гіпотеза тектоніки літосферних плит*, основоположниками якої можна вважати американських вчених – геолога Гарі Гесса та геофізика Роберта Сінклера Дітца. Згідно неї літосфера розбита на великі плити, які рухаються по астеносфері в горизонтальному напрямку. Біля серединно-океанічних хребтів літосферні плити нарощуються за рахунок речовини, яка піднімається з надр, і розходяться в сторони (*спрединг*). У глибоководних жолобах одна плита знаходить на іншу й поглинається мантією (*субдукція*). Там, де плити зіштовхуються між собою, виникає складчаста споруда (*колізія*). Значення гіпотези для науки в тому, що вона розвиває теорію дрейфу материків.

Найважливіша відмінність гіпотеза тектоніки літосферних плит від гіпотези А. Вегенера полягає в тому, що згідно з теорією мобілізму материки рухалися по речовині, якою було сформоване океанічне дно, в сучасній теорії в русі беруть участь плити, до складу яких входять ділянки суші та дна океану; межі між плитами можуть проходити по дну океану, по суші і по межі материків та океанів.

3.6. Рухи літосфери

Взаємодія земної кори з верхньою мантією – причина глибинних тектонічних рухів, зумовлених обертанням планети, тепловою конвекцією або гравітаційною диференціацією речовини мантії (повільне опускання важчих елементів вниз і підняття легших вгору). Зона прояву таких рухів до глибини 700 км називається *тектоносферою*.

Існує кілька класифікацій тектонічних рухів, кожна з яких відображає одну з характеристик – спрямованість (вертикальні, горизонтальні), місце прояву (поверхневі, глибинні).

З географічного погляду вдалим є поділ тектонічних рухів на коливальні (епейрогенічні) і складкоутворюючі (орогенічні). Сутність *епейрогенічних рухів* полягає у тому, що величезні ділянки літосфери здійснюють повільні підняття або опускання. Вони є вертикальними та глибинними, їх прояв не супроводжується різкою зміною первісного залягання гірських порід. Епейрогенічні рухи відбувалися на всій території планети упродовж усієї геологічної історії. Походження коливальних рухів пояснюється гравітаційною диференціацією речовини в Землі: висхідним потокам речовини відповідають підняття земної кори, низхідним – опускання. Швидкість і напрям коливальних рухів змінюються у просторі та часі. У їх послідовності спостерігається циклічність з інтервалами від багатьох мільйонів років до кількох тисяч століть.

Для формування сучасних ландшафтів важливе значення мали коливальні рухи неогену та четвертинного періоду. Їх назвали новітніми або неотектонічними. Параметри неотектонічних рухів є значними. У

горах Тянь-Шаню їх амплітуда досягає 12-15 км і без неотектонічних рухів на місці цієї високої гірської країни існував пенеплен¹. На рівнинах амплітуда неотектонічних рухів набагато менше, але й тут багато форм рельєфу (височини та низовини, положення вододілів і річкових долин) пов'язані з неотектонікою.

Новітня тектоніка проявляється і зараз. Швидкість сучасних тектонічних рухів вимірюється міліметрами, рідше сантиметрами (у горах). На Східно-Європейській рівнині максимальні швидкості підняття до 10 мм на рік встановлені для Донбасу і північного сходу Придніпровської височини, максимальні опускання, до 11,8 мм на рік – у Печорській низовині.

Наслідками епейрогенічних рухів є:

1. Перерозподіл співвідношення між площами суші та океану (регресія і трансгресія). Найкраще вивчати коливальні рухи, слідкуючи за береговою лінією, оскільки при коливальних рухах межа між сушею і водою зміщується внаслідок розширення площі океану за рахунок скорочення площі суші або навпаки. Якщо суша піднімається, а рівень океану залишається незмінним, то найближчі до берегової лінії ділянки океанічного дна виступають на денну поверхню – відбувається регресія, тобто відступ океану. Опускання суші при незмінному рівні океану, або підвищення рівня океану при стабільному положенні суші веде до трансгресії (наступу) океану та затоплення значних ділянок суші. Таким чином, головною причиною трансгресій і регресій є підняття та опускання твердої земної кори.

Значне збільшення площі суші або океану не може не позначитися на характері клімату, який стає більш морським або більш континентальним, що з часом має відобразитися на характері біологічного світу та ґрунтового покриву, зміниться конфігурація океанів і материків. У випадку регресії деякі материки та острови можуть з'єднатися, якщо їхні протоки були неглибокими. При трансгресії, навпаки, відбувається роз'єднання мас суші на відокремлені материки або відділення від материка нових островів. Наявністю коливальних рухів у значній мірі пояснюється ефект руйнівної діяльності океану. Повільна трансгресія на круті узбережжя супроводжується виробленням абразійної² поверхні і обмежує її з боку суші абразійним уступом (кліфом³).

2. У зв'язку з тим, що коливання земної кори відбуваються в різних точках, у різних напрямках та різною інтенсивністю – змінюється вигляд

¹ Пенеплен (від лат. *paene* – майже і англ. *plain* – рівнина) – майже-рівнина, денудаційна рівнина, яка утворилася на місці зруйнованих гір у ході тривалих процесів вирівнювання рельєфу в умовах гумідного клімату.

² Абразія (лат. *abrasio* – зіскоблювання) – процес руйнування берегів і знесення гірських порід у береговій зоні водою хвилями і прибою.

³ Кліф (англ. *cliff*, скеля) – обрив морського берега, який утворюється від дії прибою. Кліф поступово відступає в бік суходолу, збільшуючи тим самим ширину абразійної берегової тераси, що лежить біля його підніжжя.

земної поверхні. Найчастіше підняття або опускання, які охоплюють значні райони, створюють на ній великі хвилі: при підняттях – куполи величезних розмірів, при опусканнях – чаші та величезні депресії.

При коливальних рухах може статися так, що коли одна ділянка піднімається, а сусідня – опускається, то на межі між ними (а також і всередині кожної з них) відбуваються розриви, в силу чого окремі брили земної кори набувають самостійний рухів. Такий розрив, при якому гірські породи зміщуються вгору або вниз одна відносно одної вздовж вертикальної тріщини, називається скидом. Утворення скидових тріщин є наслідком розтягування земної кори, яке майже завжди пов'язується з областями підняття, де літосфера спучується, тобто її профіль робиться опуклим.

Складкоутворювальні рухи – рухи земної кори, в результаті яких утворюються складки, тобто хвилеподібні вигини пластів різної складності. Вони відрізняються від коливальних (епейрогенічних) рухів рядом суттєвих ознак:

1) епізодичністю в часі – на відміну від коливальних, які ніколи не припиняються;

2) локальністю у просторі – оскільки кожного разу приурочені до обмежених ділянок земної кори;

3) швидкістю – охоплюючи значні проміжки часу, вони протікають швидше, ніж коливальні, і супроводжуються високою магматичною активністю.

У процесах складкоутворення рух речовини земної кори завжди йде за двома напрямками: у горизонтальному і вертикальному, тобто тангенціально та радіально. Наслідком тангенціального руху є утворення складок, насувів тощо. Вертикальні рухи призводять до підняття та зминання в складки ділянок літосфери і до геоморфологічного оформлення у вигляді високого валу – гірського хребта. Складкоутворювальні рухи характерні для геосинклінальних областей і рідко зустрічаються або зовсім відсутні на платформах.

Коливальні та складкоутворювальні рухи – це дві форми єдиного процесу руху земної кори. Коливальні рухи первинні та універсальні, які за певних умов і на окремих територіях переростають в орогенічні

Найбільш характерним зовнішнім виразом складних процесів рухів земної кори є утворення гір, гірських хребтів і гірських країн. Разом з тим на ділянках різного ступеню «жорсткості» воно протікає по-різному. В областях розвитку потужних товщ відкладів, де ще не проходило складкоутворення, спершу відбувається утворення складок, а потім підняття всього складного складчастого комплексу. Виникає величезна опуклість антиклінального типу, яка згодом зазнає розчленування діяльністю річок і перетворюється на гірську країну. В областях, де пройшли процеси складчастості, підняття земної кори та утворення гір відбувається без нового складкоутворення з розвитком скидних дислокацій. Ці два випадки найбільш характерні та відповідають двом

головним типам гірських країн: *складчастим горам* (Альпи, Кавказ, Кордильєри, Анди) та *глибовим горам* (Тянь-Шань, Алтай).

Відповідно до того, як гори на Землі свідчать про підняття ділянок земної кори, рівнини доводять їх опускання. Чергування опуклостей і западин спостерігається на дні океану, яке теж сформоване коливальними рухами (підводні плато та улоговини говорять про занурені платформні структури, підводні хребти – про затоплені гірські країни).

3.7. Сучасні прояви тектонічної діяльності

Внутрішні частини земної кулі перебувають у твердому стані, перехід речовини в рідку фазу завжди локально обмежений і викликається або місцевим розігрівом під дією скупчення радіоактивних речовин, або послабленням тиску без додаткового нагрівання. Таким чином, у земній корі є окремі великі осередки рідких або тістоподібних мінеральних мас, які виникають переважно в ділянках, що зазнали розломів з утворенням тріщин і, де найбільш вірогідним є зменшення тиску на глибині. Ця рідка маса називається *магмою*. Гази, які містяться у магмі, спрямовують її нагору, у напрямі до земної поверхні. Цей рух може закінчитися, поки магма ще не досягла поверхні; тоді вона повільно застигає під землею і знову стає твердим тілом, давши початок магматичним гірських порід, а саме *інтрузивним*, або глибинним. Якщо ж магма, досягаючи поверхні, виливається і затвердіває на поверхні, то отримані в результаті цього магматичні породи називаються *ефузивними*, або виливними.

Вулканізмом (рис. 30) називають сукупність процесів, пов'язаних з проникненням у земну кору та виливом на поверхню зсередини Землі розплавленої і насиченої газами мінеральної маси – магми. Потрапивши на поверхню і втративши леткі компоненти, магма перетворюється на *лаву*. Вулкани вивергають також пухкі продукти – попіл і каміння.

Вулкан – це геологічне утворення, що виникає над тектонічними тріщинами та каналами в земній корі, якими з глибинних магматичних осередків на земну поверхню вивергаються вулканічні продукти: лава, попіл, гази, водяні пари, уламки гірських порід тощо.

Вулканічна діяльність проявляється у створенні специфічних вулканічних форм рельєфу. Вона ж бере участь у перетворенні океанічної кори в континентальну.

Вулканізм – наслідок і один із проявів сучасної тектонічної активності Землі. Діючих вулканів зараз налічується близько 800, найбільш активних кілька більш 50, недіючих – десятки тисяч.

Сучасні вулканічні процеси поширені уздовж молодих складчастих і тектонічних рухливих областей та великих розломів. Виділяють такі вулканічні пояси:

1. Тихоокеанський пояс («вогняне кільце») починається на

півострові Камчатка, далі проходить через систему Курильських, Японських, Філіппінських островів, Нову Гвінею, Соломонові, Новогебридські, Новозеландські острови, через море Росса, вулканічні острови біля Антарктиди, Вогняну Землю, Анди, Центральну Америку, уздовж Кордильєр і замикається вулканами Алеутських островів.

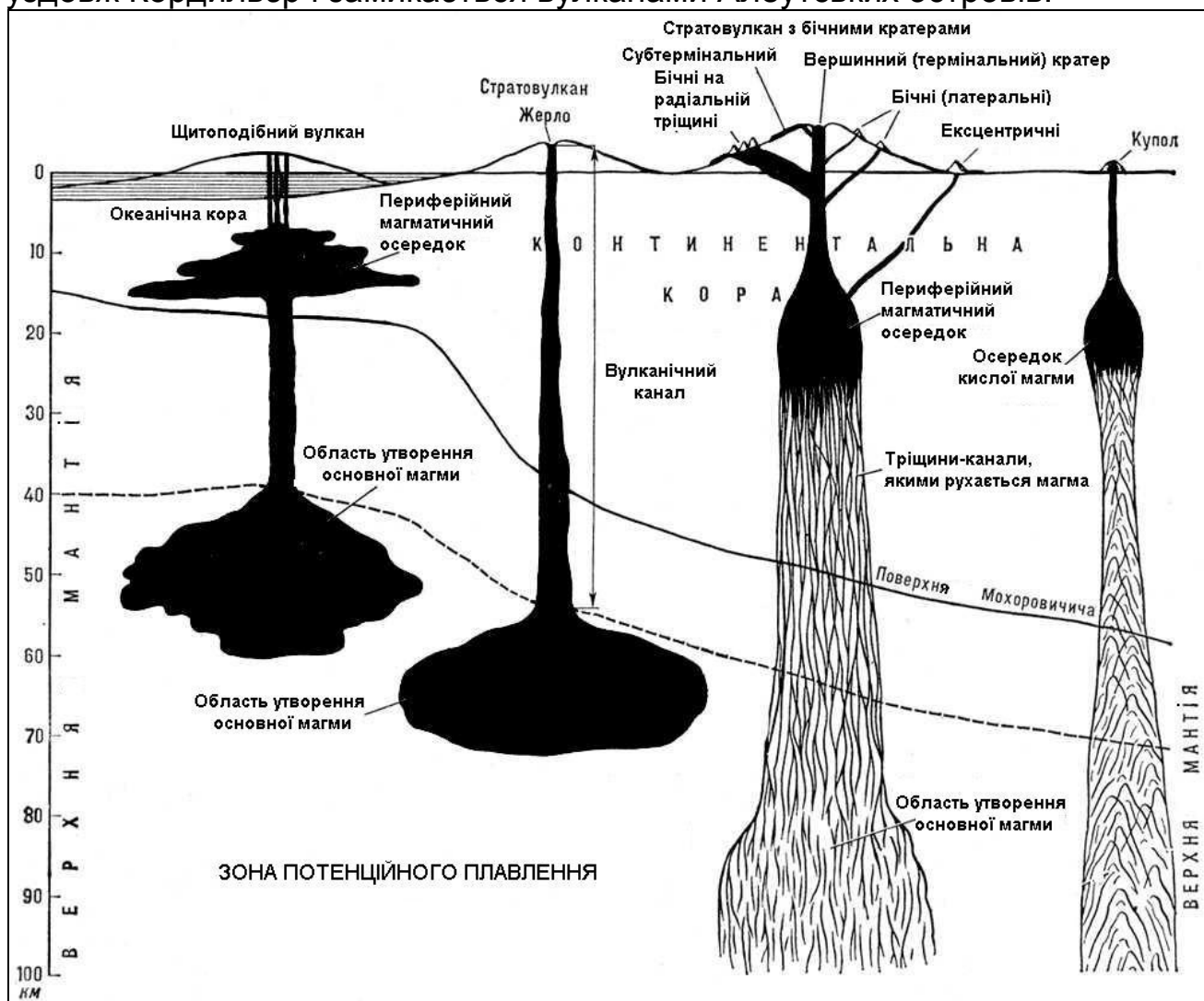


Рис. 30. Вулкани та вулканізм

2. Середземноморська зона включає вулкани Апеннінського півострова, Сицилії, Ліпарських островів, Егейського моря, півострова Малої Азії, Кавказу, Іранського нагір'я, Зондських островів.

3. Атлантична вулканічна область займає острови Серединно-Атлантичного хребта: Ян-Маєн, Ісландія, Азорські, Вознесіння, Святої Єлени, Мадейра, Канарські, Зеленого Мису, Трістан-да-Кунья та інші.

4. Індійська область вулканів розташована вздовж Серединно-Індійських підводних хребтів і охоплює Коморські острови, Мадагаскар, Маврикій, Реюньйон, Кергелен, Крозе, Сен-Поль, Амстердам, Принс-Едуард.

5. Східно-Африканський пояс проходить уздовж великих Африканських розломів.

На материкових платформах і у відроджених горах, також є

вулкани, але з них діяли в історичний час лише десятки. Згаслі вулкани є в Східному Сибіру, на Британських островах, у Центральній Європі, на Індостані, в Аравії, у Південній і Східній Африці.

Форми вулканічного рельєфу залежать від характеру виверження і від складу лави.

1. При тріщинних виливах вивергаються великі маси рідкої лави, яка, обширно розливаючись, утворює величезні лавові покриви. Зараз найбільші тріщинні виливи відбуваються в Ісландії. Відомі також на островах Азорських, Самоа, Нової Зеландії. У колишні геологічні епохи кількість тріщинних виливів була більшою (лавове плато Колумбії, плато трапу¹ Декан, вулканічні плоскогір'я Вірменії, область трапів у Східному Сибіру).

2. У вулканах центрального виверження магма надходить на поверхню через жерло. Форми рельєфу, які формуються при центральному виверженні, залежать від характеру діяльності та складу лави:

- *маари* (зараз не діють) – негативна форма, яка утворилася у результаті вибуху, стародавні трубки вибуху заповнені кімберлітовою породою і є родовищами алмазів – Якутія, Африка;

- *вулкани гавайського типу*, вивергають основну базальтову лаву, яка містить мало кремнію, спокійно виливається і повільно застигає, розтікаючись на великі площі. Такі вулкани утворюють щитові покриви, для яких характерна значна площа і плоска плеската форма. Найбільший з Гавайських островів – Гаваї – представляє собою три об'єднаних вулкани (Мауна Лоа, Мауна Кеа, Гуалалаї). До щитових відноситься також вулкан Толбачек на Камчатці.

- *шаруваті, або стратовулкани* (типу Везувію). З цих вулканів вивергаються водяні пари та газу, величезні маси попелу, кам'яні брили або вулканічні бомби (шматки застиглої лави та рідка лава). Вони утворюють вулканічний конус шаруватої будови (Ключевська і Кроноцька Сопки, Фудзіяма). Розширений кратер називається кальдерою.

- *вулкани типу Мон-Пеле* – лава кисла (оксид кремнію становить 55 %), міцно закупорює жерло і після виверження в застиглому вигляді стирчить у вигляді голки.

Часто магма проникає у товщу гірських порід, припіднімає і дислокує верхні пласти, але на поверхню не виливається, утворюючи інтрузивні тіла. На Північному Кавказі (у рані П'ятигорська) серед рівного плато піднімається ряд конічних і куполоподібних гір висотою від 200 до 900 м (гора Лиса, Залізна).

Поствулканічні явища супроводжують вулканічну діяльність. До них відносяться *фумароли* (виділення парів і газів на застигаючих лавових потоках – «Долина десяти тисяч димів» на Алясці, в районі вулкана

¹ Трапи (від швед. trappa – сходи) – серії основних магматичних порід (лав, туфів і туфобрекчій), що супроводжуються великим числом інтрузивних пластових жил.

Катмай), гейзери, гарячі джерела. На дні океанів поширені форми, які називають *плосковершинні* гори, утворення яких пов'язане з зануренням давніх вулканічних островів.

Вулканічні процеси здійснюють значний вплив на:

- метеорологічні явища (вулканічний попіл, викинутий на величезну висоту, розноситься повітряними масами, розподіляючись по всій тропосфері і тим самим, викликаючи її помутніння і ослаблення припливу сонячної радіації; в окремих випадках втрата тепла через ослаблення радіації вулканічним пилом досягає 57-66 %);

- надходження в атмосферу вуглекислоти, необхідної для життя рослин;

- характер гідрографічної мережі (лавові потоки, перегороджуючи річки, неодноразово слугували причиною утворення озер дамбового типу);

- характер рельєфу (тріщинні виливи сприяють вирівнюванню рельєфу, виверження центрального типу, навпаки, підсилюють нерівності рельєфу: виникають високі акумулятивні конуси, що утворюють у деяких випадках цілі гірські ланцюги (східне узбережжя Камчатки); виверження вулканів в Ісландії призводять до танення величезних мас льоду).

Яскравим свідченням наявності процесів горотворення є землетруси, які вказують на те, що окремі ділянки Землі перебувають у активному стані та зазнають зміщень з розривами. *Землетрусом* називають швидкі рухи земної кори, які викликають в ній стійкі (тобто такі, що зберігаються після припинення руху) зміни. Глибина осередку землетрусу (гіпоцентр) зазвичай не перевищує 40-60 км, найчастіше 15-20 км. Однак в окремих випадках (переважно на окраїнах басейну Тихого океану) осередки знаходяться набагато глибше – до 300-700 км. На Землі в середньому щороку буває понад 100 тис. землетрусів, з них близько 10 % відчувається людьми. Разом з тим землетруси розподілені по Землі дуже нерівномірно. Їх майже не буває в центральній частині Тихого океану (крім Гавайських островів) і на всіх давніх платформах материків, що свідчить про відсутність тут процесів горотворення (Канада, Бразилія, Руська платформа, Африка, Індія, Австралія та Антарктида).

Більша частина епіцентрів землетрусів зосереджена в областях альпійської складчастості і сучасних геосинкліналей. Насамперед належить виділити тихоокеанський пояс, в якому вивільняється близько 80 % сейсмічної енергії Землі. Починаючись дугою Алеутських островів, активною в сейсмічному відношенні, він тягнеться довгою смугою західним краєм Північної, Центральної та Південної Америки і через острови Південна Георгія, Південні Сандвічеві, Південні Оркнейські і Південні Шетландські. Друга частина тихоокеанського пояса обрамляє океан з заходу, захоплюючи острови Нової Зеландії, Кермадек, Тонга, Нові Гебриди, Нову Гвінею, Каролінські, Маріанські, Японські, Тайвань,

Філіппіни, Молуккські, Зондські та півострів Камчатку.

Менш активним європейсько-азійський пояс, на частку якого припадає 15 % сейсмічної енергії, яка виділяється Землею. Він охоплює Середземноморський басейн, Кавказ, Іран, Памір, Тянь-Шань, область Гімалаїв, гірські ланцюги М'янми та Китаю, а в Росії від Тянь-Шаню йде по гірським системам в Прибайкалля і басейн Амура.

До другорядних сейсмічних поясів Землі відносяться:

1. Атлантичний – уздовж Атлантичного підводного хребта (від островів Трістан-да-Кунья до Ісландії) і далі через Ян-Маєн і Шпіцберген до гирла Лени.

2. Індійський, який співпадає з розташуванням підводних хребтів Центрального Індійського і Кергелен-Гауссберг.

3. Східноафриканський – в області Східно-Африканських грабенів: від Аденської затоки через Червоне море, Великі Африканські озера до гирла Замбезі.

Аналіз поширення землетрусів показує, що вони бувають не в будь-яких місцях, а лише там, де земна кора розсічена скидами, розломами, де найбільші контрасти рельєфу, де найвищі гори знаходяться по сусідству з найглибшими океанічними западинами, уздовж стиків різнорідних геологічних структур, в областях молодих складок, тобто в районах інтенсивних тектонічних переміщень земної кори.

Наслідками землетрусів є деформації земної поверхні (особливо сильні в пухких гірських породах: лес, алювій), зсуви, обвали, лавини. Землетруси на дні океанів зумовлюють на поверхні води особливі хвилі – *цунамі*. Іноді землетруси викликають прискорення руху льодовиків і порушують також режим підземних вод (зникають джерела або змінюється їх дебіт¹, властивості, з'являються нові джерела).

Питання для самоконтролю до розділу 3

1. Як змінюються швидкості сейсмічних хвиль на різних глибинах?
2. Охарактеризуйте внутрішню будову Землі.
3. Які є типи земної кори?
4. Що таке геосинкліналі?
5. Охарактеризуйте платформи та їх структуру.
6. Що таке гравітаційне поле Землі? Яке його значення?
7. Ізостазія та його роль у внутрішній будові Землі.
8. Поняття про земний магнетизм і магнітосферу.
9. Опишіть геологічну історію розвитку Землі.
10. Що таке геохронологія і геохронологічна шкала?
11. Які ви знаєте гіпотези розвитку літосфери?
12. Які рухи відбуваються у літосфері?
13. Що таке вулкан і вулканізм? Які причини вулканічних процесів?
14. Характеристика землетрусів та їх поширення на Землі.

¹ Дебіт (від франц. debit – витрата) – кількість (об'єм) рідини (води, нафти) або газу, яка надходить на поверхню за одиницю часу з природного або штучного джерела (свердловини, колодязя).

РОЗДІЛ 4

РЕЛЬЄФ ЗЕМЛІ

4.1. Поняття про рельєф

Рельєф (від лат. *relevo* – піднімаю) – це сукупність нерівностей поверхні суходолу, дна океанів і морів, різноманітних за обрисами, розмірами, походженням, будовою, віком та історією розвитку

Рельєф земної поверхні формується за допомогою багатьох процесів (ендогенних та екзогенних), які називаються *рельєфоутворюючими чинниками*. Існують також чинники, які безпосередньо рельєф не формують, але частково впливають на його утворення, визначаючи характер, склад, інтенсивність та розповсюдження на земній поверхні вище вказаних процесів. Ці чинники створюють певні умови для їх дії на земну поверхню, а отже певною мірою визначають її рельєф. До них належать кліматичні умови місцевості, які зумовлюють діяльність переважно екзогенних рельєфоутворюючих процесів; склад і будова земної кори, що впливають на екзогенні та ендегенні процеси; вічна мерзлота, своєрідна для багатьох екзогенних процесів рельєфоутворення тощо.

Багато чинників, формуючи одні форми рельєфу безпосередньо, одночасно впливають на утворення інших різновидів рельєфу. Такою є роль рослинності та сили тяжіння. Остання в більшості випадків не формує рельєф, але здійснює значний вплив як на ендегенні, так і на екзогенні процеси та є причиною руху льодовиків, водних і лавових потоків. Але в деяких випадках сила тяжіння бере безпосередню участь в утворенні рельєфу, тобто є основною причиною виникнення зсувів, осипів, гірських обвалів. Звідси випливає, що один і той же чинник може мати пряме або непряме значення у формуванні рельєфу, але один із них завжди є головним (провідним).

Генетичну класифікацію форм рельєфу запропонували І.П. Герасимов і Ю.О. Мещеряков. Вони розділили рельєф на три великі групи: геотектура, морфоструктура та морфоскульптура.

Геотектура – це найбільші (планетарні) форми рельєфу, утворені космічними та ендегенними процесами. До геотектур відносяться материкові виступи та ложа океанів.

Морфоструктурою називають великі частини рельєфу земної поверхні, у формуванні яких провідна роль належала ендегенним процесам (в основному тектонічним рухам), які протікають у літосфері. Морфоструктурами є *мегаформи* і *макроформи* рельєфу: гори в межах гірських країн, частини платформених рівнин.

Під впливом екзогенних (зовнішніх) факторів (текучих вод, вітру, коливань температури, снігового та льодовикового покриву) земна

поверхня розчленовується на *морфоскульптури* – дрібніші (*мезоформи, мікроформи та наноформи*) форми рельєфу. Головна особливість морфоскульптур – їх зональність, оскільки своєрідність форм, інтенсивність їх розвитку залежать від діяльності екзогенних процесів, джерелом енергії яких є сонячна радіація.

Двом якісно різним типам земної кори (материкової та океанічної) відповідають два основних рівня планетарного рельєфу (геотектури) – поверхня материків і ложе Світового океану.

Материка – ізостатично врівноважений масив материкової земної кори, який має структурне ядро у вигляді стародавньої платформи, до якого примикають більш молоді складчасті структури.

Материків шість: Євразія, Африка, Північна Америка, Південна Америка, Антарктида та Австралія. Усі материка добре ізольовані один від одного. Сполучення Африки з Євразією і Південної Америки з Північною, є вузькими і геологічно дуже молодими, по суті не порушують цього правила.

Крім геологічно зумовленого поділу суші на материка, існує ще їх поділ на частини світу (поняття, яке склалося у ході культурно-історичного розвитку). Части́н світу теж шість: Європа, Азія, Америка, Африка, Антарктида і Австралія.

Розташування материків, а також відмінності в температурі та солоності води, системах течій, припливів і відливів дозволяють розділити Світовий океан на частини: Тихий, Атлантичний, Індійський та Північний Льодовитий океани.

Вдаючись у сушу, океан утворює моря, затоки і протоки, які в свою чергу, відокремлюють від материка півострови та острови. Чим більше морів вдається в материк, тим сильніше він розчленований і тим більш звивистою є його берегова лінія. Ступінь розчленованості суші найкраще виражається відношенням площі півостровів і островів до загальної поверхні материка або частини світу.

Узагальнений профіль земної поверхні (рис. 31) можна представити гіпсографічною кривою, яка показує співвідношення площ, які лежать на різних висотах на суші і в океані. Ці співвідношення дають дуже важливу характеристику природи земної поверхні.

Профіль будують таким чином: розміри площ, які займають різні висоти і глибини, знімають з гіпсометричних і батиграфічних карт. Потім креслять на координатні осі. По лінії ординат відкладають від 0 вгору висоти, а вниз – глибини; по лінії абсцис – площі в мільйонах квадратних кілометрів. Середня висота суші 875 м (переважають висоти менше 1000 м). В океані переважають глибини від 3000 до 6000 м (середня глибина 3794 м).

У розташуванні материків і океанів на Землі є такі закономірності:

1. Більша частина суші зосереджена в північній півкулі. Південна півкуля океанічна, 81 % її площі вкрито водою і лише 19 % припадає на сушу. Північна півкуля – материкова, суша в ній займає 39 %, а вода –

61 % загальної поверхні. Найбільш материковою є смуга, розташована між 40 і 70° пн.ш., такі ж широти, лише у південній півкулі, є океанічними.

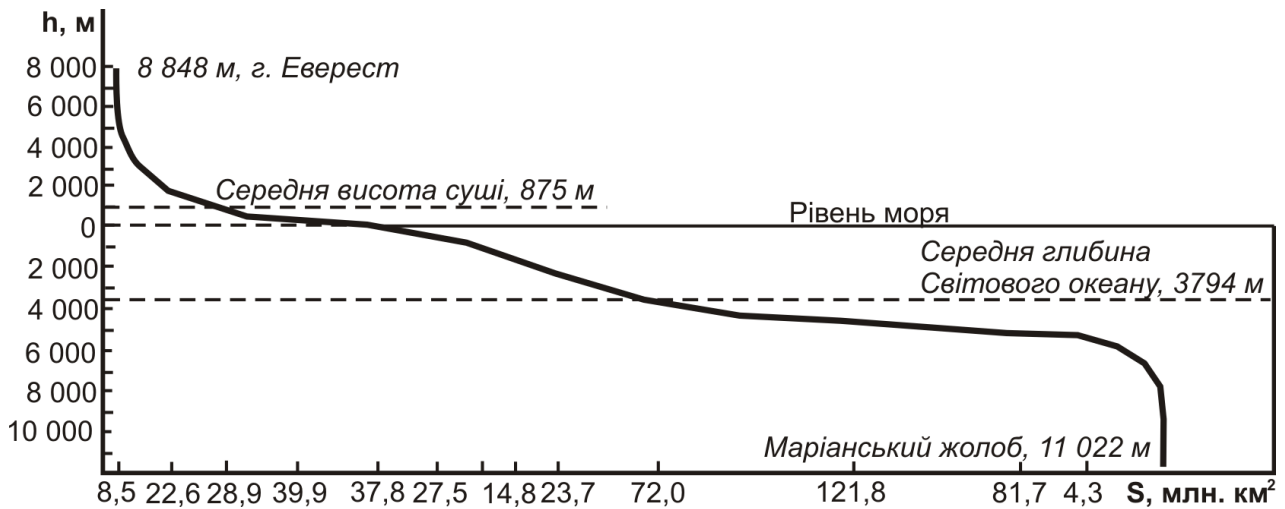


Рис. 31. Узагальнений профіль земної поверхні

2. Материки утворюють два ряди: північний, який включає Євразію і Північну Америку, та південний, або приекваторіальний, що складається з Південної Америки, Африки та Австралії. Поза рядами залишається Антарктида. Північні материки мають різноманітний розчленований рельєф, широку материкову відмілину та порізану берегову лінію, що зумовлено складною геологічною будовою. Приекваторіальні континенти характеризуються відносною простотою рельєфу та берегової лінії, і майже відсутністю шельфу, що пояснюється порівняно однорідною геологічною будовою.

3. Північні материки простягаються від тропічних широт через помірні в субполярні, тоді як південні знаходяться по обидві сторони від екватора і не виходять за межі субтропічного пояса. Крайні північні точки материків північної півкулі: Азія – мис Челюскіна 74°43' пн.ш., Європа – мис Нордкін 71°08' пн.ш., Північна Америка – мис Мерчисон 71°50' пн.ш. Південні материки закінчуються в субтропіках. Їх крайні південні миси: Африка – мис Голковий 34°51' пд.ш., Австралія – мис Вільсон 39°11' пд.ш., континентальна плита Південної Америки закінчується також близько 40° пд.ш.

4. Материки розташовуються антиподно: кожному материку на протилежному кінці земного діаметра відповідає океан.

5. Описані особливості розташування і характеру материків свідчать про зональність в розподілі суші та моря на земній поверхні. Загальнопланетарна геоморфологічна зональність антисиметрична: материкам північної півкулі в південній відповідають океанічні площі, океанічній Арктиці – відповідає материкова Антарктида. Суша панує над океаном між 40 і 70° пн.ш.; а в південній півкулі саме в цих широтах простягається суцільне водне кільце.

6. Усі материки мають форму клинів або трикутників, гострі

вершини яких обернені на південь (менш виражена ця форма лише в Австралії).

7. Меридіонально витягнуті планетарні форми рельєфу простягаються S-подібно. Такий напрям властивий Кордильєрам, Андам, підводному Атлантичному хребту, східному узбережжю Азії та Австралії).

8. У розташуванні материків, крім зональності, проявляється друга обов'язкова риса природи – секторність. Материки розташовуються в секторах найменшої екваторіальній осі земного сфероїда.

9. Між площами континентів і їх середніми висотами є пряма залежність: чим більше площа континенту, тим більша його середня висота та потужність літосфери в його межах; чим більший океан, тим він глибший і має тоншу земну кору. Максимальної потужності земна кора досягає під горами (60–70 км), мінімальної – під океаном (5–10 км). Така залежність визначається ізостазією.

10. Земна кора зонально і меридіонально розрізана поясами розломів. *Середземноморський пояс розлому* (виник на місці океану Тетіс) проходить біля 35° пн.ш. через Середземне море, систему альпійських гір Північної Африки та Південної Європи, Кавказ, Передню Азію, Гімалаї та Індокитай; він виражений молодими гірськими ланцюгами; до нього приурочені області підвищеного вулканізму та сейсмічності. Паралельно першому в південній півкулі близько 35° пд.ш. проходить *пояс розлому південної півкулі*, він виражений закінченням материків (у Південній Америці – материкової плити). Уздовж обох берегів Тихого океану в меридіональному напрямку проходить *Тихоокеанський пояс розлому*, до нього також приурочені молоді гори, ланцюги островних дуг, сильний вулканізм і велика сейсмічність. У Центральній Америці та Південно-Східної Азії Тихоокеанський і Середземноморський пояси розломів перетинаються. *Рифтові зони середньо-океанічних хребтів* – сукупність взаємопов'язаних великих сучасних і пізньокайнозойських зон розтягнення, розломів та грабенів у земній корі, які утворюють єдину систему на поверхні Землі загальною протяжністю понад 70 тис. км.

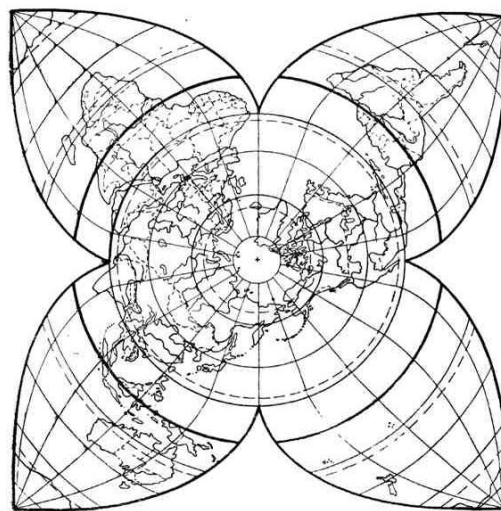


Рис. 32. Континентальна зірка

11. Попарне угруповання материків в континентальні «промені» (Північна Америка з Південною, Європа з Африкою, Азія з Австралією), сходження континентальних променів до північного полярного простору і утворення, так званої, «континентальної зірки» (рис. 32). У кожній парі північний материк відділений від південного областю розлому земної кори.

Подібності та відповідності в розташуванні і конфігурації материків

або їх частин називаються *географічними гомологіями* (схожість напрямів західного берега Африки і східного Південної Америки; спільність в конфігурації атлантичних берегів Європи і Північної Америки).

4.2. Основні морфоструктури материків

У рельєфі материків виділяють основні морфоструктури – платформні рівнини та гірські країни. Платформні рівнини становлять 64 % суші, гірські країни – 36 %.

Платформенні рівнини – найпоширеніший тип рельєфу докембрійських і епіпалеозойських платформ – вирівняні ділянки поверхні з невеликим перевищенням відносних висот, відповідні стійким ділянкам суші (платформам). Загальна риса рівнин – невеликі (менше 200 м) коливання висот при значній протяжності. Вони розташовуються на різній висоті над рівнем моря, у зв'язку з чим розрізняють:

- 1) *депресії*, які лежать нижче рівня моря (Прикаспійська низовина);
- 2) *низовини* – від 0 до 200 м (Російська, Західно-Сибірська, Амазонська),
- 3) *височини* – від 200 до 500 м;

Плато – підвищена рівнина, складена горизонтально залягаючими або слабо деформованими породами з рівною або мало розчленованою поверхнею, обмеженою чіткими уступами від сусідніх рівнинних просторів (рис. 33). Розрізняють структурні, вулканічні і денудаційні плато.

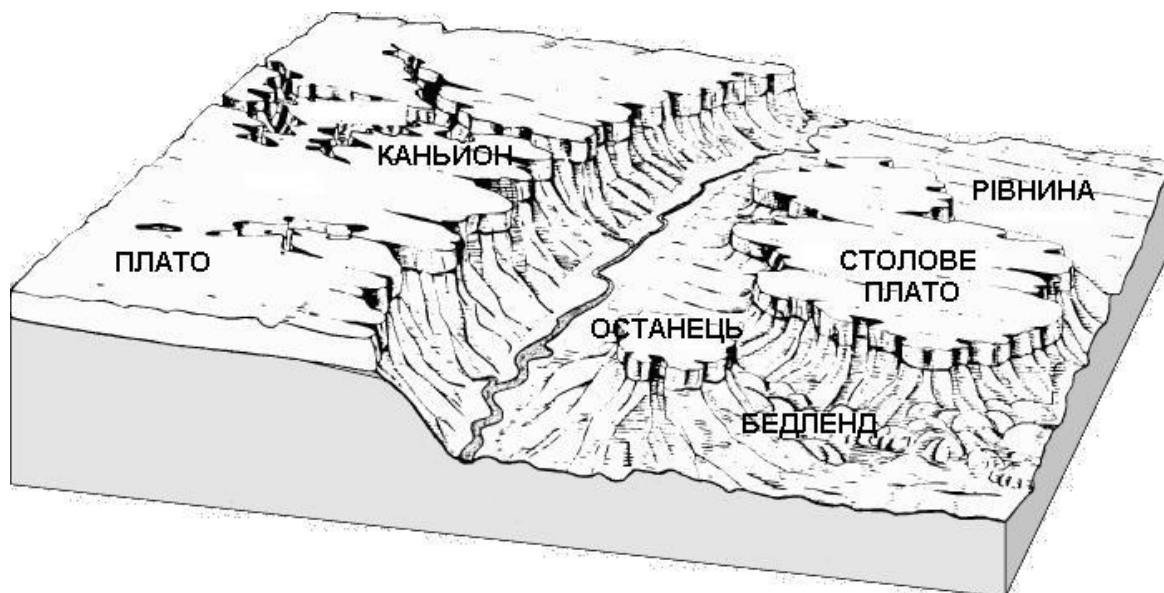


Рис. 33. Рельєф рівнини

Плоскогір'я – обширні плосковершинні височини, складені горизонтально залягаючими або слабо деформованими породами. Плоскогір'я відрізняються від плато більшими абсолютними висотами (до

1000 м і більше) і мають більш глибоке розчленування. Відокремлені від навколишніх просторів крутими і чітко вираженими уступами.

Нагір'я – обширні ділянки земної поверхні, які характеризуються складним поєднанням гірських хребтів та масивів, плато, плоскогір'їв та котловин, які лежать на загальному, високо піднятому масивному цоколі.

За геологічною будовою та історією розвитку рівнини поділяються на акумулятивні, пластові, денудаційні і цокольні.

Акумулятивні рівнини мають добре розвинений покрив осадових відкладів, які повністю приховують докембрійський та епіпалеозойський складчастий фундамент платформ і приурочені до областей прогинів. Такі ділянки платформ прийнято називати плитами (Східно-Європейська, Туранська, Західно-Сибірська, Амазонська, Великі рівнини в Північній Америці). Виступи складчастого фундаменту на поверхні акумулятивних рівнин відображають височини і низовини.

Пластові рівнини також мають два структурних поверхи – складчастий фундамент і осадовий чохол. Проте потужність осадового чохла набагато менша, ніж в акумулятивних рівнин. Утворилися пластові рівнини на території, яка зазнала занурення невеликої амплітуди. Значні площі Східно-Європейської та Північно-Американської платформ відносяться до пластових рівнин.

Денудаційні рівнини властиві тим платформам або їх ділянках, які упродовж майже всієї своєї історії випробовували тенденцію до підняття. Приурочені до антеклиз і щитів. Поверхня денудаційних рівнин представляє нижній складчастий поверх платформ, який мав у минулому гірський рельєф, а потім був перетворений процесами вивітрювання в пенеплен. На докембрійських платформах денудаційні рівнини характерні для щитів (*цокольні*), хоча і тут вони займають не всю площу останніх.

Гірська країна – територія, яка складається з хребтів і міжгірських долин, які їх розділяють. *Гірський хребет* – лінійно-втягнуте велике підняття, обмежене схилами. *Гора* – ізольоване різко виражене підняття на фоні рівнинної місцевості з висотами більше 500 м, у неї є вершина – найвища точка, підшва – лінія перетину з поверхнею рівнини та схили. *Гірські ланцюги* – система гірських хребтів, яка тягнеться в напрямі загального простягання гірської країни. *Гірський вузол* – область перетину двох і більше гірських хребтів або ланцюгів.

За висотою гори поділяються на *низькі* (500-1000 м) – передгір'я Криму, Кавказу, *середні* (1000-2000 м) – Урал, Карпати, Сіхоте-Алінь, *високі* (2000-5000 м) – Альпи, Гімалаї, Кордильєри і *надвисокі* (від 5000 м).

За походженням гори поділяються на тектонічні, вулканічні та ерозійні.

Тектонічні гори поділяються на молоді (епігеосинклінальні) і відроджені (епіплатформенні). Області молодих гір займають 41 %, відроджених – 59 % загальної площі гір. Молоді гори є складчастими

горами.

Складчасті гори – це молоді гори, які утворилися на місці геосинкліналей під час альпійської епохи складкоутворення. Відрізняються великою висотою, чергуванням хребтів з крутими схилами, які співпадають зазвичай з антикліналями, і вузьких долин, котрим відповідають синкліналі.

Складчасто-брилові гори називаються відродженими, оскільки після свого виникнення в одну з найдавніших епох складкоутворення вони були пенепленізовані, а потім під впливом неотектонічних рухів піддалися омолодженню. Хребти, які досягають значних висот (понад 7000 м на Тянь-Шані), плосковершинні – це залишки стародавнього пенеплена. Іншими словами, це колишні платформенні рівнини, роздроблені на брили, одні з яких підняті нагору, інші опущені.

Вулканічні гори формуються при виверженні вулканів і накопиченні вулканічних відкладів.

Ерозійні гори утворюються в результаті ерозійного розчленовування ділянки поверхні, складеної горизонтально залягаючими гірськими породами і піднятої на значну висоту. Для ерозійних гір характерні плоскі вершини, круті схили, від підніж тягнеться шлейф, складений продуктами вивітрювання (типові ерозійні гори поширені в Африці).

4.3. Будава дна Світового океану

У рельєфі дна Світового океану виділяють чотири структурні елементи (рис. 34). Три з них повністю розташовуються в межах дна океану: ложе океану, перехідна зона, серединно-океанічні хребти; остання – підводна окраїна материка – представляє собою материковий виступ.

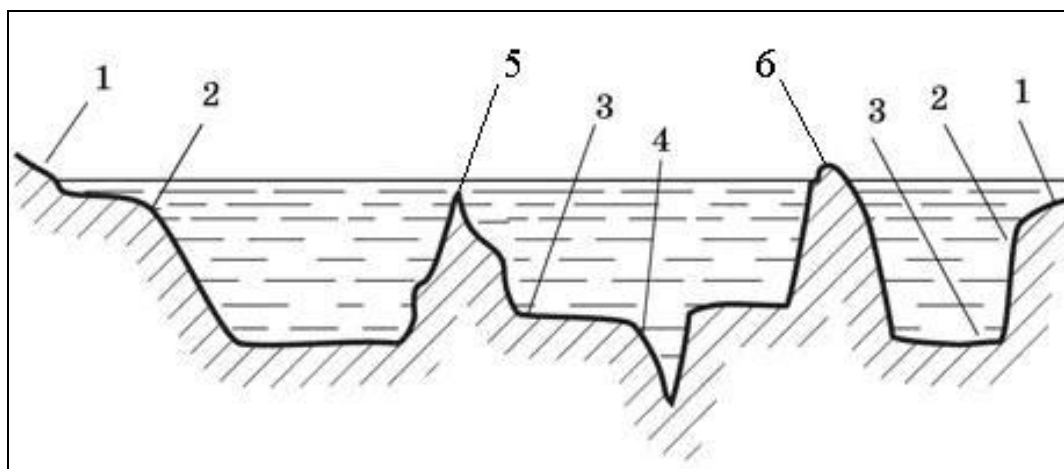


Рис. 34. Структура рельєфу дна Світового океану

1 – материкова відмілина (шельф); 2 – материковий схил; 3 – океанічне ложе; 4 – глибоководний жолоб; 5 – серединно-океанічний хребет; 6 – острів.

Підводна країна материків, складається з трьох частин: материкової відмілини (шельфу), материкового схилу і материкового підніжжя. *Шельф* – продовження сухопутних низовин, має рівний рельєф, глибини в середньому 200 м (шельф Охотського моря має глибину 500 м, Баренцового моря – 400 м). *Материковий схил* значно розчленований. Зверху вниз він спускається уступами або своєрідними терасами, а вздовж схилу порізаний глибокими долинами або каньйонами (глибина врізу досягає 2000 м). *Материкове підніжжя* знову рівнинне, оскільки складене пухкими наносами, винесеними з материка, шельфу та схилу. Підводна країна материка має материковий тип земної кори та генетично представляє собою єдине ціле з материковим виступом.

Типова *перехідна зона* материків до океанів порушується в поясах розломів земної кори. Тут континенти переходять в океани через широкі та складні перехідні смуги. Кілька перехідних смуг розташовуються уздовж східної країни Євразії (від Камчатки до Зондських островів), дві зони спостерігаються біля берегів Північної і Південної Америки (в Карибському морі, біля Південних Сандвічевих островів). Тут усюди знаходяться острівні дуги, які переходять у глибоководні океанічні жолоби з глибинами понад 6000 м, зазвичай близько 10 000 м. У деяких місцях рельєф ускладнюється підводними хребтами. Перехідний характер названих областей проявляється в тому, що тут взаємопроникають одна в одну океанічна та материкова земна кора. У цих смугах перетворюється давня океанічна земна кора в молоду материкову, відбувається зростання континентів за рахунок океанів. Перехідна зона складається з улоговини окраїнного моря, острівної дуги і глибоководного жолоба. Прикладом може слугувати Курильська перехідна зона: улоговиною окраїнного моря є найглибша частина Охотського моря, острівна дуга представлена Курильськими островами, поруч розташовується Курильський жолоб.

Сучасна тектонічна активність перехідних областей виражається у вулканізмі та сейсмічності. Зараз відомо 35 глибоководних жолобів, 28 з яких – у Тихому океані (Алеутський, Курило-Камчатський, Маріанський, Кермадек, Центрально-Американський). В Атлантичному океані глибоководні жолоби також супроводжують острівні дуги: Жолоб Пуерто-Ріко та Південно-Сандвичів. В Індійському океані один жолоб – Яванський.

За материковим підніжжям або за перехідною смугою знаходиться власне океанічне дно (*ложе океану*), складене земною корою океанічного типу і відповідає у структурному відношенні океанічним платформам – *талласократонам*. Найбільше поширення, особливо в Тихому океані, мають горбисті рівнини, рельєф яких ускладнений підводними горами і валоподібними підняттями різних розмірів (океанічні кряжі, ланцюги вулканічних гір та окремих вулканів). Для океанічного дна характерна єдина планетарна система серединних океанічних хребтів, які ймовірно

представляють собою пояси сучасного горотворення, геосинкліналі всередині океанів.

Серединні океанічні хребти (георіфтогеналі) представляють собою своєрідні геологічні структури, які займають проміжне положення між материками і глибоководним ложем океану (їх загальна протяжність 60 000 км). Уздовж по осі вони розбиті глибокою долиною тріщинного походження, або рифтом, тому й самі хребти часто називаються рифтовими. Хребтам відповідає рифтогенний тип земної кори.

Глибоководні абісальні рівнини – днища абісальних улоговин. Одні з них мають хвилястий рельєф з амплітудою до 1000 м, інші плоскі. У будові рельєфу рівнин материків і океанів спостерігається антисиметрія (дисиметрія). У середині материка розташовуються рівнини, по периферії – високі гори, тоді як в середині океану розташовується найбільша система серединно-океанічних хребтів, а на периферії – океанічні улоговини. Причому як на материках, так і в океанах переважають підняття меридіонального простягання. Відповідно з цим і головні пониження в земній корі зорієнтовані в тому ж напрямі.

Західно-східний загальний напрям на суші властивий поясу альпійської складчастості. У ложі Світового океану це проявляється у формі вузьких (100-200 км), прямолінійних зон розломів, довжиною до 3000 км, які ділять впоперек серединні хребти та інші меридіональні підняття морського дна. Найглибший (7640 м) з таких розломів – западина Романш в Атлантиці. У Тихому океані відомо понад 20 подібних зон – Галапагос, Маркізькі острови, острови Пасхі. Таке розташування гірських споруд та тектонічних ліній не є випадковим і пов'язане з напруженнями в земному еліпсоїді, які виникають при зміні полярного та екваторіального стиснення, тобто форми Землі.

4.4. Екзогенні процеси та морфоскульптура суші

Екзогенні процеси зумовлені надходженням сонячної радіації, всесвітнім тяжінням, потраплянням космічного пилу на земну поверхню та осьовим і орбітальним рухами Землі. Сумарний ефект діяльності екзогенних процесів полягає у переміщенні речовини з більш високих гіпсометричних рівнів на нижчі.

Екзогенні процеси утворюють на поверхні Землі морфоскульптури. Своєрідність та інтенсивність прояву екзогенних процесів залежить від клімату, отже, в розміщенні форм рельєфу спостерігається широтна зональність і висотна поясність. У вологому кліматі екваторіальних і помірних широт найбільший розвиток має флювіальна морфоскульптура, в посушливому кліматі тропічних широт і позапічних пустель – еолова. У субарктичних широтах і областях поширення багаторічної мерзлоти – криогенна морфоскульптура, в полярних широтах – гляціальна (льодовикова). Схилова, берегова, карстова морфоскульптури розвинені всюди, проте своєрідність їх форм також підпорядкована

зональності.

Екзогенні процеси проявляються у вивітрюванні та денудації.

Вивітрюванням називається сукупність процесів механічного руйнування та хімічної зміни гірських порід і мінералів. Воно буває фізичним (механічним), хімічним та біологічним.

Головною причиною *фізичного вивітрювання* є коливання температури гірських порід. Під дією багаторазового нагрівання та охолодження гірські породи розтріскуються, дробляться на брили, кришаться на дрібні частини. Цьому сприяє вода, яка замерзає у тріщинах.

Хімічне вивітрювання полягає у зміні складу гірських порід. Головними його агентами є вода, розчинені в ній речовини і кисень повітря; відбувається хімічна взаємодія елементів, які знаходяться у породах.

Біологічне вивітрювання протікає під дією живих організмів, які руйнують породи механічно, а продуктами життєдіяльності змінюють їх хімічно.

Наслідками вивітрювання є:

- зміна породи (формуєчі гірську породу складні первинні мінерали розпадаються на простіші та більш активні, які, в свою чергу, взаємодіючи один з одним, утворюють ряд вторинних мінералів);

- у результаті вивітрювання (хімічного) речовини переходять у більш зручну для перенесення¹ форму.

Денудацією (від лат. denudatio – оголення) називається сукупність процесів знесення продуктів вивітрювання на більш низькі рівні. Воно здійснюється текучими водами, льодовиками та вітром, а на крутих схилах материнські породи, які втратили міцність, падають і сповзають під дією сили тяжіння. Інтенсивність денудації залежить від висоти місцевості, складу та властивостей гірських порід і від темпів вивітрювання (на Руській рівнині річний шар зносу дорівнює 0,03 мм, в горах товщина його зростає до 0,2-0,5 мм).

У результаті складної взаємодії літосфери, гідросфери, атмосфери і живої речовини (вивітрювання і денудації) утворюються комплексні тіла – кора вивітрювання та елювій. Склад кори вивітрювання знаходиться у тісному зв'язку з підстилаючими гірськими породами, найголовніша їх особливість – зональність. При активній взаємодії усіх компонентів і тривалості елювіального процесу розвивається потужна кора вивітрювання. Потужність кори вивітрювання зазвичай близько 30-60 м, але в окремих випадках досягає 200 м (в горах і на високих рівнинах вона поширена не суцільно). Найпотужніша кора утворюється в жаркому поясі, найтонша – у полярних широтах. Верхній шар кори вивітрювання – це ґрунт.

¹ Перенесення продуктів вивітрювання – необхідна передумова утворення багатьох нових гірських порід і форм рельєфу земної поверхні.

Водні потоки (діяльність текучих вод) здійснюють руйнівну роботу, перенесення матеріалу і акумуляцію. Руйнівна робота водотоків називається ерозією. У результаті роботи водотоків створюються вироблені (ерозійні) та акумулятивні форми рельєфу – *флювіальна морфоскульптура*. Розмив і акумуляція змінюють один одного в часі та в просторі. Ерозійно-акумулятивний процес – єдиний процес, який відбувається в природі.

Існують нормальна (природна) та антропогенна (прискорена) ерозії.

Нормальна ерозія, яка зумовлена природними процесами, поділяється на *площинну* ерозію, у цьому випадку йде змив ґрунту з вершини до підніжжя схилу, без утворення лінійних форм на схилі, і *лінійну* – з утворенням лінійних форм на схилі. У лінійній ерозії виділяють яружно-балкову (роботу здійснює тимчасовий водотік) і річкову.

Антропогенна ерозія зумовлена діяльністю людини. Швидкість антропогенної ерозії набагато перевищує природну. Виділяють сільськогосподарську (орну, пасовищну, садову), міську, промислову, дорожню і військову ерозії.

До ерозійних форм рельєфу, створеним тимчасовими водотоками, відносяться ерозійна борозна, вибоїна (вимоїна), яр та балка. Акумулятивні форми мають менше поширення, до них відносяться конуси виносу та яружно-балкові тераси.

Швидкість яружно-балкової ерозії може досягати значних величин – 1-1,5 м на рік, на Північному Кавказі були відзначені швидкості до 3 м на рік. Інтенсивність сучасної ерозії суші становить 0,059 мм на рік, в Азії збільшується до 0,093 мм на рік.

Постійні водотоки формують річкові долини (рис. 35) – лінійно витягнуті від'ємні форми рельєфу, утворені дією постійного водотоку. Основними формами рельєфу в них є річище, заплава та надзаплавні тераси.

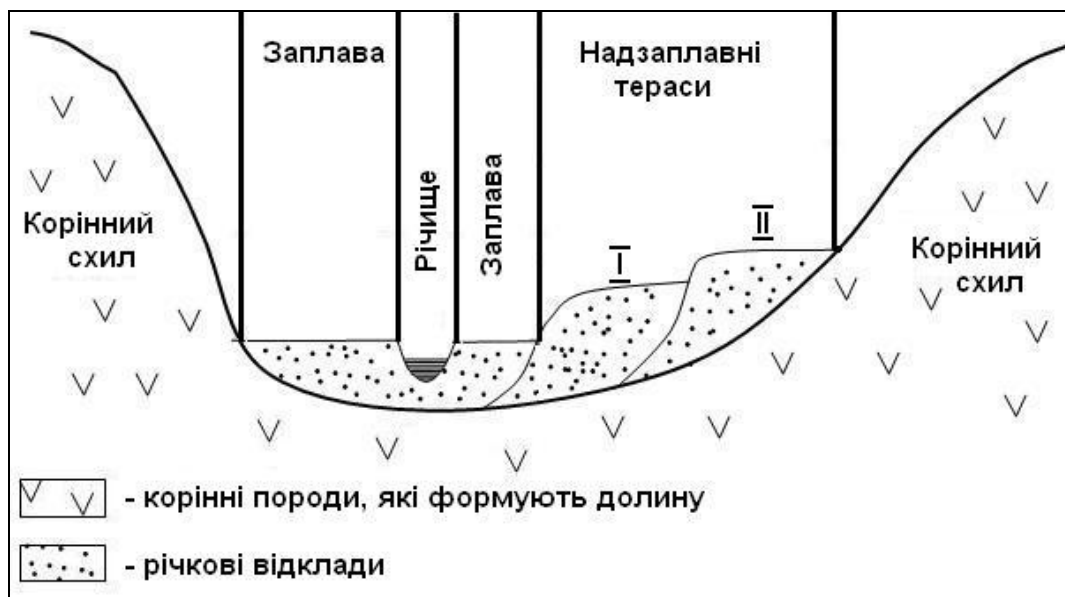


Рис. 35. Структура річкової долини

Річище (русло) – найбільш знижена частина річкової долини, якою відбувається стік води впродовж усього року.

Утворюється внаслідок розмиваючої дії текучої води на підстилаючі породи. На формування річищ впливають кліматичні умови, геологічна будова та рельєф поверхні. Розміри і форма річища змінюється по довжині річки залежно від її водності, будови річкової долини.

Заплава – частина річкової долини, що лежить вище меженевого рівня води в річці і періодично затоплюється під час повені.

Утворюється майже на всіх рівнинних річках та гірських річках, за винятком ділянок з порогами і водоспадами та вузьких ущелин. Формування заплави – це етап розвитку річкової долини: завершено вироблення поздовжнього профілю рівноваги, глибинна ерозія змінилась боковою і, внаслідок останньої, розширилась річкова долина. Заплава утворюється внаслідок зміщення меандр униз за течією, а початком її формування є прируслова обмілина при опуклій частині руслової звивини. У річковій долині завдяки тривалій еволюції виникає двобічна заплава, що надає долині ящикоподібного вигляду.

Річкові тераси (долинні тераси, надзаплавні тераси) – частини річкових долин які є відносно рівними, мало нахиленими (за течією та в бік річищ) східцеподібними утвореннями, що виникають у результаті спільної акумулятивно-денудаційної діяльності постійних водотоків. У своїх нижніх частинах річкові тераси, як правило, мають відносно круті уступи, якими контактують із заплавами рік; у верхніх – маловиразними «тиловими швами» межують зі схилами річкових долин чи інших терас. Під час повеневих підйомів рівня води в річках, тераси ніколи не затоплюються водами.

Вітер здійснює руйнівну роботу, транспортування матеріалу і акумуляцію. Для морфологічного прояву еолових процесів необхідно незначну кількість атмосферних опадів, часті сильні вітри, розрідженість рослинного покриву, наявність пухкого матеріалу. Ці умови найбільш повно представлені в тропічних пустелях, де кількість атмосферних опадів не перевищує 100 мм, та в пустелях помірних і субтропічних широт. Отже, прояв еолових процесів має риси зональності. Крім того, еолові процеси спостерігаються на акумулятивних піщаних берегах морів, на піщаних ділянках у річкових долинах.

У руйнівній роботі вітру виділяють *дефляцію* – процес видування або розвівання пухкого матеріалу, і *коразію* – процес обточування, шліфування твердих порід уламковим матеріалом, який переноситься вітром. У результаті коразії утворюються кам'яні гриби, стовпи, замки, ніші.

Дефляції піддаються в основному пухкі піщані відкладення, в результаті чого відбувається формування улоговин видування – округлих негативних форм діаметром в сотні метрів. У результаті еолової акумуляції утворюються бархани (рис. 36), грядові піски, дюни (рис. 37).

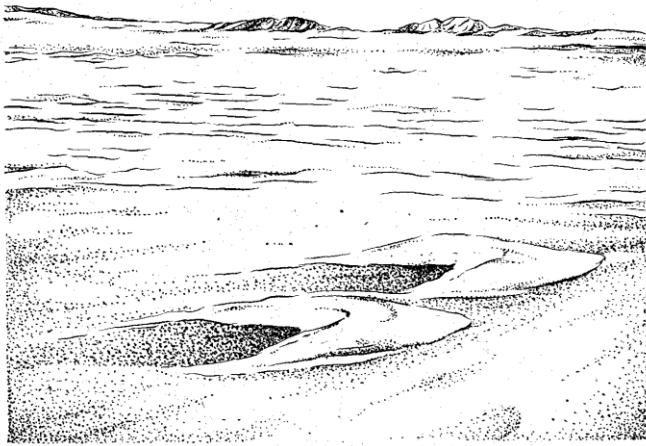


Рис. 36. Бархани

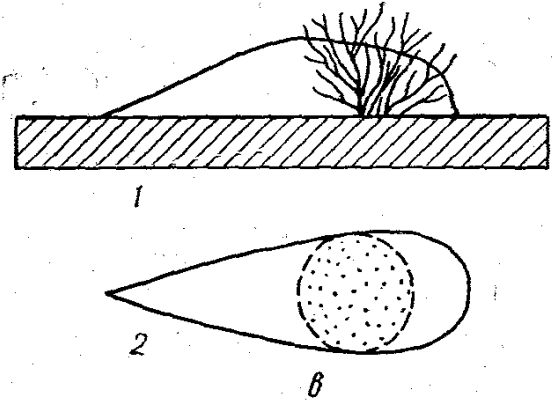


Рис. 37. Ембріональна дюна

Льодовикові форми рельєфу утворюються в результаті руйнівної роботи льодовика (екзарації) і акумулятивної роботи. Сучасні льодовикові форми поширені в полярних і гірських районах вище кліматичної снігової лінії. Рельєфоутворююча діяльність льодовиків збільшувалася в епохи зледенінь. Виділяється кілька фаз у розвитку льодовика: наступання, стаціонарне положення, відступання. З кожною фазою пов'язані певні льодовикові форми: у фазу наступання льодовик здійснює активну екзарацію, утворюючи екзараційні форми; при відступанні та таненні виникають акумулятивні форми рельєфу.

У горах екзараційна діяльність льодовика призводить до виникнення карів – чашоподібних понижень з крутими стінками та пологоввігнутими днищами (рис. 38). Розростаючись, сусідні карі зливаються і перетворюються в більшу форму – льодовиковий цирк.

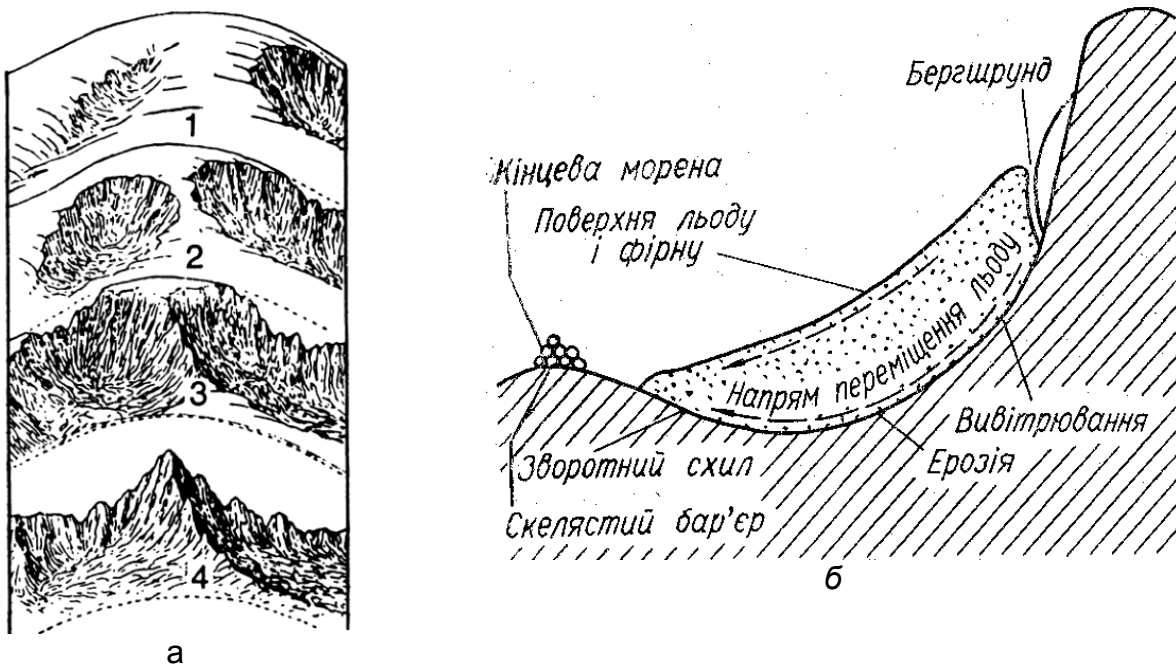


Рис. 38. Каровий рельєф
а – схема формування кару; б – схематичний розріз кару

Ерозійні долини, які зазнали впливу льодовика, набувають коритоподібної форми, їх називають *трогами* (рис. 39).

Зруйнований матеріал, який переноситься льодовиком, називається *мореною*. Це несортований матеріал, до якого відносяться як великі валуни, так і дрібні суглинисті частинки. У горах утворюються невеликі за площею моренні покриви. Біля краю льодовика – кілька кінцево-моренних гряд.

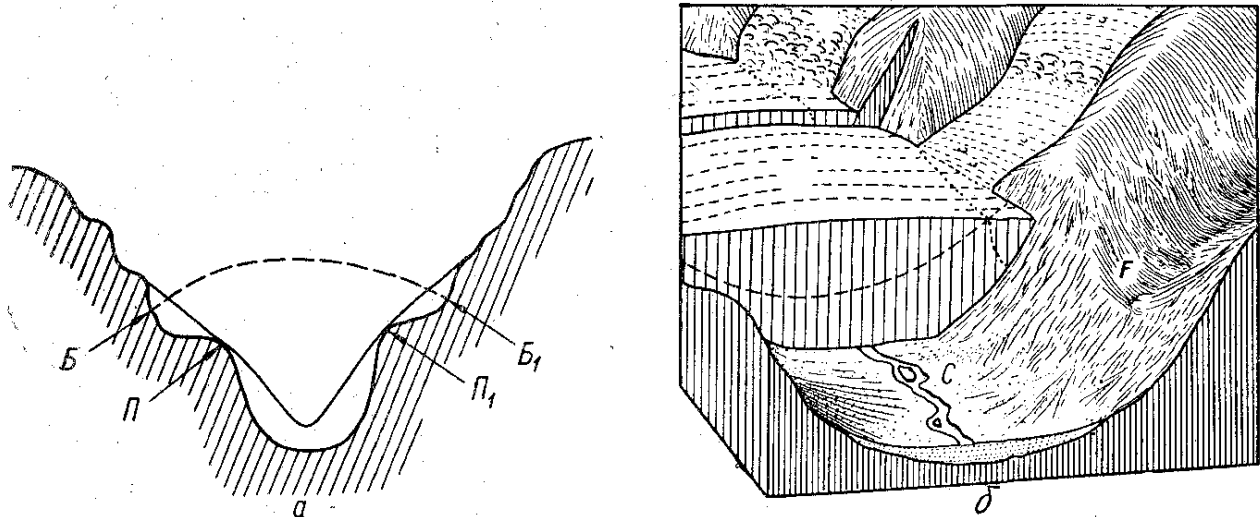


Рис. 39. Трог

а – схематичний профіль трого (ББ₁ – плечі, ПП₁ – ригелі); б – схематичне зображення трого і висячої долини (С – трог, F – висяча долина).

Давнє покривне зледеніння займало величезні простори на території Євразії та Північної Америки. Під час максимального поширення четвертинного зледеніння було покрито більше 40 млн. км² (30 %) площі суші, майже в три рази перекриваючу площу сучасного зледеніння. Головним центром зледеніння в Європі була Скандинавія, де потужність льодовика досягала 2-3 км. Менш потужними центрами були Нова Земля, Північний Урал. У Північній Америці центри зледеніння – кордильєрський, лабрадорський. У плейстоцені на території Східної Європи було кілька зледенінь: окське, дніпровське, московське, калінінське і осташковське. Найпотужнішим було дніпровське зледеніння, «язик» якого дійшов до широти сучасного Дніпропетровська.

В областях стародавнього зледеніння виділяють зону переважаючої денудації і зону переважаючої акумуляції. У зоні денудації формуються *сельги* – скелясті гряди, утворені при льодовиковій обробці корінних порід; *ванни виорювання*, *баранячі лоби* (рис. 40). Подібний рельєф має поширення в Європі – в Карелії, Фінляндії, в Північній Америці – на території Канади. Зона переважаючої акумуляції приурочена до периферійної частини покривного зледеніння – кінцево-моренні пагорби, горбисто-западинний рельєф, *друмлини* – асиметричні пагорби, складені моренним матеріалом.

У межах розвитку льодовикових форм рельєфу поширені форми, створені талими льодовиковими водами – *ози, ками, долинні зандри, зандрові рівнини, улоговини стоку талих льодовикових вод.*

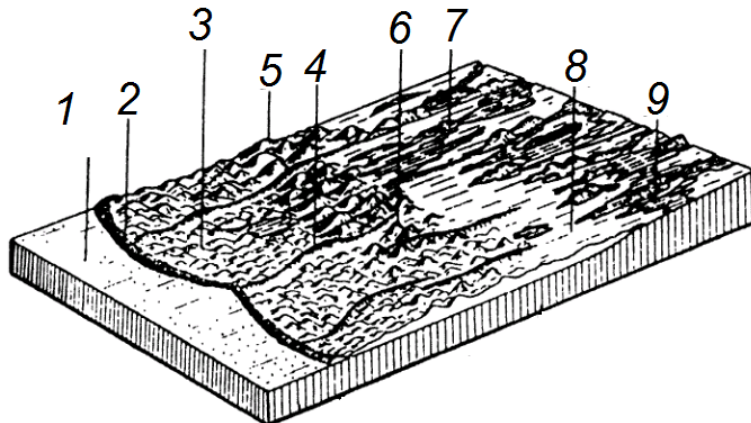


Рис. 40. Взаєморозташування форм рельєфу давнього зледеніння

1 – зандрова рівнина, 2 – кінцеве моренне пасмо, 3 – погорбована моренна рівнина, 4 – ози, 5 – друмлини, 6 – ками, 7 – озера льодовикового виорювання, 8 – еродована льодом корінна порода, 9 – «баранячі лоби» та «кучеряві» скелі.

Питання для самоконтролю до розділу 4

1. Що таке рельєф? Які ви знаєте чинники утворення рельєфу?
2. Як класифікують рельєф?
3. Які є особливості в розташуванні материків і океанів?
4. Дайте визначення поняттю «рівнина». Які бувають рівнини?
5. Що таке гори? Як гори класифікують за походженням?
6. На які структурні елементи поділяють дно Світового океану? Охарактеризуйте їх.
7. У чому суть процесу вивітрювання? Яких видів буває вивітрювання?
8. Що таке денудація?
9. Охарактеризуйте процес ерозії та її типи.
10. Як виникають флювіальні форми рельєфу?
11. Яку руйнівну роботу здійснює вітер?
12. Які ви знаєте льодовикові форми рельєфу?
13. Які форми рельєфу утворило давнє зледеніння?

ЛІТЕРАТУРА

1. Багров М. В. Землезнавство : підручник / Багров М.В., Боков В.О., Черваньов І.Г.; за ред. П.Г. Шищенка. – К. : Либідь, 2000. – 464 с.
2. Білінський Ігор. Лекції [Електронний ресурс] / Білінський Ігор // Астрономічний сайт ІФМІ. – Режим доступу : <http://astro-ifmi.org.ua/content/category/1/1/3/>.
3. Волошин І. І. Загальне землезнавство : навч. посіб. для вузів / Волошин І. І. – Ніжин: Видавництво Ніжинського педагогічного університету імені М. Гоголя, 2002. – 294 с.
4. Гледко Ю. А. Общее землеведение : курс лекций / Ю.А. Гледко, М. В. Кухарчик. – Минск : БГУ, 2005. – 143 с.
5. Гомзяков А. В. Общее землеведение : учебник / А. В. Гомзяков, Г. К. Осипов – СПб. : ИГК ВКА имени А. Ф. Можайского, 2009–2010. – Т. 1–3.
6. Єна О.В. Словник-довідник з фізичної географії / О. В. Єна, О. В. Супричов – К. : Довіра, 2002. – 238 с.
7. Жупанський Я.І. Словник термінів і понять з географії. / Я.І. Жупанський. – Чернівці: Технодрук, 2006. – 192 с.
8. Загальне землезнавство: практикум / За ред. М.Ю. Кулаковської і П.А. Шкрябія: Посібник для педінститутів. – К.: Вища школа. Головне вид-во, 1981. – 248 с.
9. Коротун І. М. Основи загального землезнавства : навч. посіб. / Коротун І. М. – Рівне : РДТУ, 1999. – 310 с.
10. Мильков Ф. Н. Общее землеведение : учеб. пособ. для студентов вузов / Мильков Ф. Н. – М. : Высшая школа, 1990. – 335 с.
11. Мильков Ф. Н. Словарь справочник по физической географии / Мильков Ф. Н. – М. : Географгиз, 1960. – 271 с.
12. Неклюкова Н. П. Общее землеведение : учеб. пособ. / Неклюкова Н. П. – М. : Просвещение, 1967. – 385 с.
13. Олійник Я. Б. Загальне землезнавство : навч. посіб. / Олійник Я. Б., Федорищак Р. П., Шищенко П. Г. – К. : Знання-Прес, 2008. – 342 с.
14. Ратобыльский Н. С. Общее землеведение и краеведение : учеб. пособ. / Н. С. Ратобыльский, П. А. Лярский ; под ред. В. Г. Завриева. – Минск : Высшая школа, 1976. – 416 с.
15. Савцова Т. М. Общее землеведение : учеб. пособ. для студентов высших учебных заведений / Савцова Т. М. – М. : Издательский центр «Академия», 2003. – 416 с.
16. Селиверстов Ю. П. Землеведение : учеб. пособ. для студ. вузов / Ю. П. Селиверстов, А. А. Бобков. – М. : Издательский центр «Академия», 2004. – 304 с.
17. Шубаев Л. П. Общее землеведение : учеб. пособ. для студентов-географов / Шубаев Л. П. – М. Высшая школа, 1977. – 455 с.

Глосарій до книги 1

«Баранячі лоби» – скелястий виступ, який має округлу або овальну форму. Поширені в районах древніх і сучасних зледенінь. Характерна асиметрична будова: схили, які направлені назустріч руху льодовика, похилі й здебільшого добре відполіровані зі слідами подряпин, а протилежні – круті, поліровка проявлена слабо, але зі слідами виламування окремих брил скельних порід. «Баранячі лоби» – один із надійних індикаторів руху древніх льодовиків. Скупчення «баранячих лобів» називають «кучерявими скелями».

Абляція (від лат. *ablatio* – спад) – зменшення маси льодовика або снігового покриву шляхом танення, випаровування і механічного руйнування. Мірою абляції може служити величина стоку води, що утворилася від танення льодовика або товщина шару льоду, що розтанув і випарувався за певний час.

Абразійний берег – високий крутий відступаючий берег океану, моря, озера, водосховища, що руйнується під дією прибою, з розвитком абразійних форм рельєфу.

Абсолютна висота – віддаль по вертикалі якої-небудь точки на поверхні Землі від середнього рівня поверхні океану.

Акумулятивний рельєф (лат. *accumulatio* – збирач, від *accumulo* збираю, накопичую) – сукупність форм рельєфу, що утворюються внаслідок нерівномірного нагромадження морських, річкових, озерних, льодовикових, гравітаційних та інших відкладів і продуктів вулканічної діяльності.

Акумулятивні рівнини – території, що утворюються внаслідок тривалого накопичення товщ пухких осадових порід різного походження (первинні морські, озерні, алювіальні, флювіогляціальні та ін.). Виділяють також підводні акумулятивні рівнини.

Антеклізи (від грец. *anti* – проти і *klisis* – нахил) – великі пологі підняття в межах плит з піднятим фундаментом і відносно тонким чохлам (напр., Воронежська антекліза).

Антикліналь (від грец. *anti* – проти і *klino* – нахилляю) – складка шарів гірських порід, звернена випуклістю догори, в результаті чого в ядрі залягають більш давні за геологічним віком породи. За формою у плані розрізняють лінійно витягнуті та округлі антикліналі – брахіантикліналі.

Антиклінорій (від антикліналь і грец. *oros* – гора) – велика і складна складчаста структура земних порід антиклінальної будови, яка утворюється на місці геосинклінальних прогинів. Характеризується загальним підняттям поверхні, дотичної до склепін антикліналей у центральній частині. Розміри – сотні кілометрів завдовжки і десятки км завширшки. Дуже великий антиклінорій називається мегантиклінорієм.

Базальт (лат. *basaltus*, *basanites*, від грец. *basanos* – пробний камінь) – виливна магматична гірська порода чорного або темно-сірого кольору. Складається з плагіоклазу, піроксену, магнетиту та ін. Ефузивний аналог габро. Текстура масивна чи пориста. В Україні базальт поширений у Рівненській, Закарпатській і Донецькій областях.

Бархан – асиметричний горб серпоподібної форми в плані, що складений із піску, навіяного вітром у пустелях і напівпустелях. Навітряний схил пологий і довгий, підвітряний – крутий і короткий. Бархан рухається з швидкістю від десятків см до сотень м/рік.

Батоліт (від грец. *bathos* – глибина і *lithos* – камінь) – велике інтрузивне тіло (площа, як правило, більше 200 км²) неправильних обрисів, складене головним чином ґранітоїдами і залягає серед осадових товщ

Вулканізм – сукупність процесів і явищ, пов'язаних з рухом магми у верхній мантії, земній корі й на поверхні землі. Типовий прояв вулканізму на поверхні Землі –

виникнення вулканів з активною діяльністю.

Вулканічне виверження – період діяльності вулкану, що характеризується викиданням на земну поверхню розжарених або гарячих твердих, рідких і газоподібних продуктів і виливом лави.

Гамада (хамада) – кам'янисті пустелі в Сахарі й на Близькому Сході, здебільшого на рівнинних просторах, що складені корінними породами і покриті щебенем.

Гейзер (від ісп. *geysa* – хлинути) – джерело, що періодично викидає пару і воду на висоту до 60 м. Гейзери утворюються в основному в областях сучасного вулканізму. Розрізняють регулярні гейзери, тривалість циклу яких майже постійна, і нерегулярні – тривалість яких мінлива. У зв'язку з сильною мінералізацією води з неї осаджуються специфічні породи гейзерити, які й складають конус гейзера.

Географія або землеопис (грец. *γεωγραφία*, опис Землі, походить від двох еллінських слів: *γεια* – Земля і *γραφειν* – писати, описувати) – наука, що вивчає географічну оболонку Землі (епігеосферу), її просторову природну і соціально-економічну різноманітність, а також зв'язки між природним середовищем і діяльністю людини. В сучасному розумінні поняття географія заміщено поняттям географічної науки.

Геоїд (від грец. *γεια* – Земля і *eidos* – вид) – фігура, якою характеризують форму Землі. Поверхня геоїда збігається з вільною, незбудженою поверхнею води в Світовому океані; уявно продовжена під материками так, що вона скрізь перпендикулярна до напрямку сили тяжіння.

Гіпоцентр землетрусу (від грец. *hupo* – під і лат. *centrum* – центр кола) – центральна точка осередку землетрусу. Глибина залягання коливається від 0 до 700 км. Джерелом підземного поштовху служать переміщення по тектонічних розривах.

Гіпсометричний метод зображення рельєфу земної поверхні на географічних картах заснований на використанні горизонталей (ізогіпс), що проводяться через певні інтервали вибраної шкали перетину.

Гірський хребет – лінійно витягнуте гірське підняття значної висоти і протяжності зі схилами, оберненими в протилежні сторони; зазвичай утворює частину гірської країни.

Гірські породи – природні агрегати однорідних або різних мінералів, що утворилися за певних геологічних умов у земній корі чи на земній поверхні. За походженням розрізняють магматичні, метаморфічні та осадові гірські породи. Магматичні й метаморфічні гірські породи становлять близько 90% об'єму земної кори; осадові – 75% площі земної поверхні. Вивчає гірські породи петрографія. Щільність (густина) гірських порід знаходиться в межах 2 500-3 000 кг/м³. Пористість – у межах 2 500-3 100 кг/м³.

Горст (від нім. *horst* – гніздо) – піднята ділянка земної кори, відділена скидами або підкидами від суміжних ділянок. Лінійно витягнуті на сотні або й тисячі кілометрів складні системи грабенів, часто поєднані з горстами, називаються рифтами.

Денудаційні поверхні – плоскі або злегка хвилясті поверхні, утворені процесами денудації і зрізаючі гірські породи під один рівень. Формуються в періоди тривалої стабілізації базису денудації при ослабленні тектонічної активності. У гірських районах при частих змінах базису денудації іноді можуть утворюватися різновікові денудаційні поверхні, причому найбільш древні з них зазвичай зберігаються у вигляді окремих фрагментів, або одна і та сама поверхня, що деформується тектонічними рухами, може бути піднята на різну висоту. Денудаційні поверхні завжди молодше гірських порід, які вони зрізають, що є важливою діагностичною ознакою при палеогеографічних реконструкціях. До денудаційних поверхонь належать пенеплени, педиплени, еквіплени та ін. Іноді термін «денудаційні поверхні» вживається як синонім поверхонь вирівнювання.

Друмлін – горб довгастої форми довжиною до 2,5 км і більше шириною – 150-400 м і висотою 5-45 м, складений переважно матеріалом основної морени (іноді з ядром із корінних порід). Нагадує половину яйця.

Дюни – форма рельєфу пісків, результат вітрової акумуляції. На відміну від барханів випуклу форму мають круті схили дюн; «роги» розміщені ззаду. Пологий навітряний схил має кут нахилу 8-20°, підвітряний – 32-40°. Висота – від 10 до 30 м, іноді до 100м. Виникають дюни на піщаних берегах морів, річок, озер, зандрових рівнин.

Екзарація (від лат. exaratio – виорювання) – руйнування рухливим льодовиком гірських порід, що складають його ложе, і винесення продуктів руйнування (галька, валуни, пісок, глина) до краю льодовика. Внаслідок екзарації виникають трого, «баранячі лоби», «кучеряві скелі» та інші форми рельєфу.

Еліпсоїд Красовського – земний еліпсоїд, поверхня якого береться в геодезії за математичну фігуру Землі. Назва – від прізвища астронома-геодезиста Феодосія Красовського (1878-1948).

Елювій (від лат. eluo – вимиваю) – продукти вивітрювання гірських порід, що залишаються на місці свого утворення. Формуються на горизонтальних поверхнях або пологих схилах, де процеси денудації проявляються слабо. Елювій складає кору вивітрювання.

Еолові форми рельєфу – форми рельєфу, що виникають під дією вітру, переважно в районах з аридним кліматом (пустелі, напівпустелі); зустрічаються також по берегах морів, озер і річок з мізерним рослинним покривом, не здатним захистити від дії вітру пухкі і зруйновані вивітрюванням породи субстрату. Найбільш поширені акумулятивні та акумулятивно-дефляційні форми, що утворюються в результаті переміщення і відкладення вітром піщаних частинок, а також вироблені (дефляційні) еолові форми рельєфу, що виникають за рахунок видування (дефляції) пухких продуктів вивітрювання, руйнування гірських порід під дією динамічних ударів самого вітру й особливо під дією ударів дрібних частинок, що переносяться вітром у вітропіщаному потоці.

Землезнавство, загальна фізична географія – наука про будову довколишнього середовища людства (географічну оболонку). База у вирішенні сучасних глобальних проблем людства. Сучасний підхід землезнавства у пізнанні планетарних механізмів виходить з позицій феномена самоорганізації, тобто здатності самодовільно підтримувати, зберігати й удосконалювати власну організацію за умов постійного впливу зовнішніх чинників та внутрішніх перебудов. Саме в пізнанні цих аспектів планетарних механізмів полягає передумова науково обґрунтованого природокористування та стійкого розвитку людства. Термін інколи використовується як узагальнене поняття для дисциплін з вивчення планети Земля (геологія, географія, геофізика тощо). Термін запропонованих німецьким географом К. Ріттером, який вживав його у розумінні близькому до сучасного країнознавства.

Ізостазія (від грец. isostatos – рівний по вазі) – стан рівноваги мас гірських порід земної кори. Полягає у тому, що земна кора, окремі частини якої ніби плавають у пластичному підкорковому шарі, перебуває в стані рівноваги. Збільшення ваги окремих блоків призводить до занурення їх у підкіркову речовину, зменшення – до підняття. Тенденція до відновлення порушеної гравітаційної рівноваги зумовлює активізацію тектонічних процесів.

Інtruзія – 1.Процес проникнення магми в товщу земної кори. В результаті інtruзії утворюються інtruзивні гірські породи. 2. Геологічне тіло, яке утворилося внаслідок застигання магми в надрах Землі.

Кальдера (ісп. caldera, букв. – великий котел) – овальне чи округле котлоподібне заглиблення на вершині вулкана з крутими, часто східчастими, схилами. Поперечник кальдери – від 20 км і більше, глибина – до сотень м.

Ками (від нім. *Kamm* – гребінь) – льодовикові, акумулятивні горби, що розташовані поодинокі або скупченнями в областях розвитку останнього материкового зледеніння. Складені піщано-гравійно-валунними відкладами талих льодовикових вод. Висота – 6-12, максимальна до 30 м. Поширені в Карелії, Прибалтиці та інших місцевостях.

Колізія континентів – це зіткнення континентальних плит, що призводить до зминання кори і утворення гір. Відбувається по конвергентній границі. Прикладом колізії є Альпійсько-Гімалайський гірський пояс, що утворився в результаті закриття океану Тетис і зіткнення з Євразійською плитою Індостану і Африки. У результаті потужність [кори значно збільшується, під Гімалаями вона становить 70 км. Це нестійка структура, вона інтенсивно руйнується поверхневою і тектонічною ерозією. У корі з різко збільшеною потужністю йде виплавка гранітів з метаморфізованих осадових і магматичних порід. Так утворилися найбільші батоліти, наприклад, Ангаро-Вітімський і Зерендінський.

Конус виносу – 1. Форма рельєфу, утворена накопиченням пухкого уламкового матеріалу, відкладеного постійним або тимчасовим водотоком біля нижнього кінця яру, балки або долини, де відбувається різке зменшення сили потоку. Має вигляд плоского напівконуса, який повернений вершиною проти течії водотоку. Особливо великі конуси виносу утворюються при виході гірських рік на рівнину. 2. Уламковий матеріал, який відкладається у формі віяла, напр., алювіальний конус виносу.

Кора вивітрювання – сукупність континентальних утворень, які формуються на земній поверхні в результаті вивітрювання гірських порід, головним чином у межах аерації зони. Від корінних порід кора вивітрювання відрізняється більш пухкою структурою, зміненим хімічним і мінералогічним складом. Розрізняють залишкову кору вивітрювання (зберігається на місці свого первинного залягання) і перевідкладену (продукти вивітрювання переміщені на незначні відстані, але не втратили свого зв'язку з материнською породою). Залежно від умов утворення та за формою кори вивітрювання поділяються на площинні (у вигляді чохла перекривають материнські породи, з яких вони утворилися) і лінійні (формуються вздовж систем тріщин на контакті різних за складом гірських порід). Розрізняють сучасну і древню (викопну) кори вивітрювання. Найбільших потужностей кори вивітрювання досягають у вологих тропічних і субтропічних областях. Тут їхні потужності можуть досягати 100 м і більше.

Лава (від лат. *labes* – обвал) – вогненно-рідкий (температура 700-1400° С), переважно силікатний розчин, який виливається під час вулканічних вивержень на земну поверхню. Від магми відрізняється відсутністю газів, які звільнюються під час виверження. Внаслідок застигання лави утворюються ефузивні гірські породи.

Лінійна ерозія – розмив ґрунтів та підстилаючих гірських порід постійними і тимчасовими водними потоками. Проявляється в межах вузької смуги поблизу русла водного потоку і направлена уздовж схилу. Приводить до утворення вибоїн, ярів і зрештою річкових долин.

Мінерал (від лат. *minera* – руда) – природне тіло, відносно однорідне за хімічним складом і фізичними особливостями, яке утворюється у результаті фізико-хімічних процесів на поверхні або в глибинах Землі (та ін. космічних тіл), головним чином як складова частина гірських порід, руд, метеоритів.

Надра – верхня частина земної кори (в тому числі й під поверхнею Світового океану), в межах якої при сучасному рівні науки і техніки можливий видобуток корисних копалин.

Негативні форми рельєфу – відносно знижені ділянки поверхні суші або дна водоймищ, що мають різні глибини, площі та походження. Включають западини, улоговини, долини, каньйони і т.п. Розміри коливаються від сотень тис. і млн. км²

(великі океанічні улоговини) до десятків м або декількох м (западини, карстові воронки і інші форми мікрорельєфу).

Ози (ескери) – лінійно витягнуті (до 30-40 км) вузькі (від кількох десятків м до 2-3 км) гряди або вали висотою 3-30 м, утворені здебільшого внутрішньольодовиковими потоками талих вод. Складаються із добре промитих шаруватих різнозернистих пісків, гравію та гальки з поодинокими включеннями валунів. Поширені в областях материкового четвертинного зледеніння.

Орогенез (від грец. *oros* – гора і *genesis* – походження), орогенезіс, орогенія, горотворення – процес деформації земної кори, що відбувається в геосинклінальних областях, приводить до утворення складчастих гірських споруд. Орогенез виражається у формуванні складок, насувів і в подальшому або одночасному піднятті. Епохи посилення орогенічних (гороутворювальних) рухів називаються орогенічними фазами, які об'єднуються в орогенічні цикли (цикли складчастості). Термін «Орогенез» введений американським геологом Г. Джилбертом у 1890 р. для складчастих рухів земної кори.

Позитивні форми рельєфу – відносно підвищені ділянки земної поверхні різної висоти, розташовані як на суші, так і в межах морського дна. До позитивних форм рельєфу відносять гірські (в т.ч. підводні) хребти і гряди, вулканічні конуси, горби; розміри коливаються від десятків і сотень тис. км (гірські системи і гірські країни) до декількох м або десятків см (горби спучування, купини та ін. форми мікрорельєфу).

Рівень моря – положення вільної поверхні води морів та океанів, яке вимірюється по прямовисній лінії від умовного початку відліку. Розрізняють «миттєвий», припливний, середньодобовий, середньомісячний, середньорічний і середньобагаторічний рівень моря.

Сейсмічність (від грец. *seismos* – коливання, землетрус) – здатність надр Землі (в цілому або окремих областей) породжувати осередки землетрусів. Характеризується територіальним розподіленням осередків землетрусів, інтенсивністю і частотою повторення.

Синеклізи (від грец. *syn* – разом і *enklisis* – нахил) – ділянки плит з опущеним (3-5 км) заляганням фундаменту і, відповідно, потужним осадовим чохлам.

Синкліналь – (від грец. *synklino* – нахилиюсь) – складка з вигином шарів гірських порід, що звернені опуклістю вниз. В ядрі залягають більш молоді породи, ніж на крилах. Чергуються з протилежними їм за напрямом антикліналями.

Скид – тектонічний розрив із вертикальним або нахиленим зміщувачем у бік опущеного крила. Скиди утворюються при розтягуванні земної кори

Снігова лінія – снігова межа, вище за яку в горах зберігається нетанучий сніг, що з часом перетворюється у фірн, а потім у лід. Вище снігової лінії нагромадження твердих опадів переважає над їх таненням і випаровуванням.

Спрединг (від англ. *spread* – розтягувати, розширювати) – геодинамічний процес розтягування, що виражається в імпульсивно і багаторазовому розсуванні блоків літосфери і в заповненні вивільненого простору магмою, що генерується в мантії, а також твердими протрузіями мантійних перидотитів.

Субдукція – це процес, який проходить по конвергентній границі, на якій одна тектонічна плита рухається по іншій тектонічній плиті, пірнаючи в земну мантію, через конвергенцію плит. Зона субдукції – область Землі, де дві тектонічні плити рухаються одна відносно другої, і відбувається субдукція. Субдукція, як правило, вимірюється в см/рік, при середній швидкості близько 2 – 8 см/рік.

Трансгресія (від лат. *transgressio* – переміщення) – процес наступу моря на сушу, що відбувається в більшості випадків у результаті опускання суші (рідше унаслідок підняття рівня океану). Складається з ряду менш тривалих наступів і відступів моря за переважання перших. Процес, протилежний трансгресії,

називається регресією моря.

Троги, льодовикові долини (від нім. trog – корито) – гірська ерозійна долина оброблена, розширена і випрямлена за участю льодовика. Найбільші трого сягають у довжину декількох десятків, іноді сотень км. У поперечному розрізі трого мають U-подібну або коритоподібну форму з широким дном і крутими схилами. Поздовжній профіль характеризується наявністю низки поперечних скельних виступів, які називаються ригелями. Їх виникнення зумовлене різною твердістю та міцністю гірських порід на різних ділянках ложа, що відповідно впливає на інтенсивність льодовикової екзарації.

Фізична географія – система природних географічних наук, яка комплексно вивчає географічну оболонку Землі. Включає загальну фізичну географію (землезнавство), ландшафтознавство, палеогеографію та регіональну фізичну географію. До фізичної географії входять також галузеві фізико-географічні дисципліни, які досліджують окремі компоненти географічної оболонки Землі, – геоморфологія, кліматологія, гідрологія, океанологія, гляціологія, геокріологія, географія ґрунтів, ботанічна географія та зоогеографія.

Флювіальні форми рельєфу (від лат. fluvius – річка, потік) – форми рельєфу, що створюються в результаті постійних і тимчасових водних потоків (алювіальні, алювіально-пролювіальні рівнини, долини, балки, яри, тераси, конуси виносу та ін.).

Фумароли (від італ. fumare – диміти) – газові виділення з тріщин на схилах, стінках і дні кратера вулканів, а також на лавових потоках, що часто нагадують собою стовпи диму. Температура газів досягає 900°C.

Цунамі (япон.) – гігантські хвилі висотою до 2–3 м і швидкістю поширення 400–800 км/год., що виникають внаслідок підводних землетрусів. При підході до берега висота хвилі зростає в 5–10 разів, швидкість зменшується і вони спричиняють великі руйнування.

Шельф (від англ. shelf – полиця), материкова обмілина – прибережна зона океанів і морів з глибинами близько 200 м, що є підводним продовженням материка. Ширина коливається від кількох кілометрів до 700–800 км. На відносно вирівняній і нахиленій у бік океану поверхні шельфу місцями спостерігаються релікти материкового субаерального рельєфу (підводні продовження річкових долин, затоплені тераси тощо). З боку океану шельф обмежується добре вираженою бровкою.

Щит – частина платформи, в якій на поверхню виступає фундамент. Щити характерні для древніх платформ і є наслідком тривалого підняття та денудації даної території.

ДОДАТКИ

Додаток А

Уявлення європейців про земну поверхню в різні історичні періоди



Рис. А1. Карта за Гомером (близько IX ст. до н. е.)



Рис. А2. Карта за Ератосфеном (III ст. до н. е.)

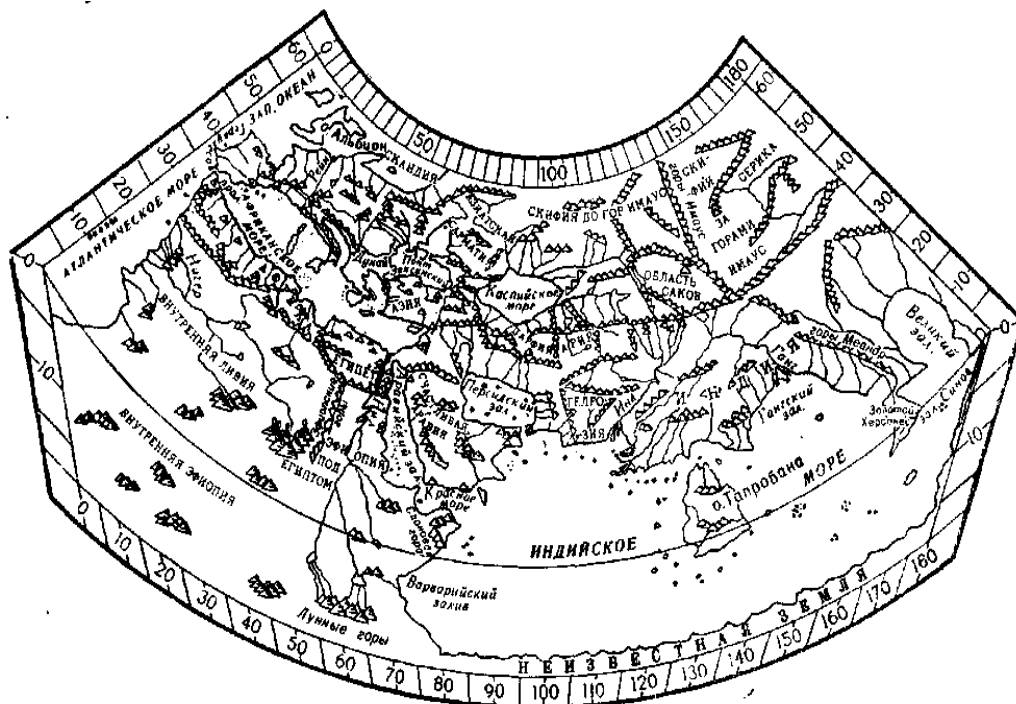


Рис. А3. Карта за К. Птоломеем (II ст. н. е.)



Рис. А4. Середньовічна карта (герфордська)

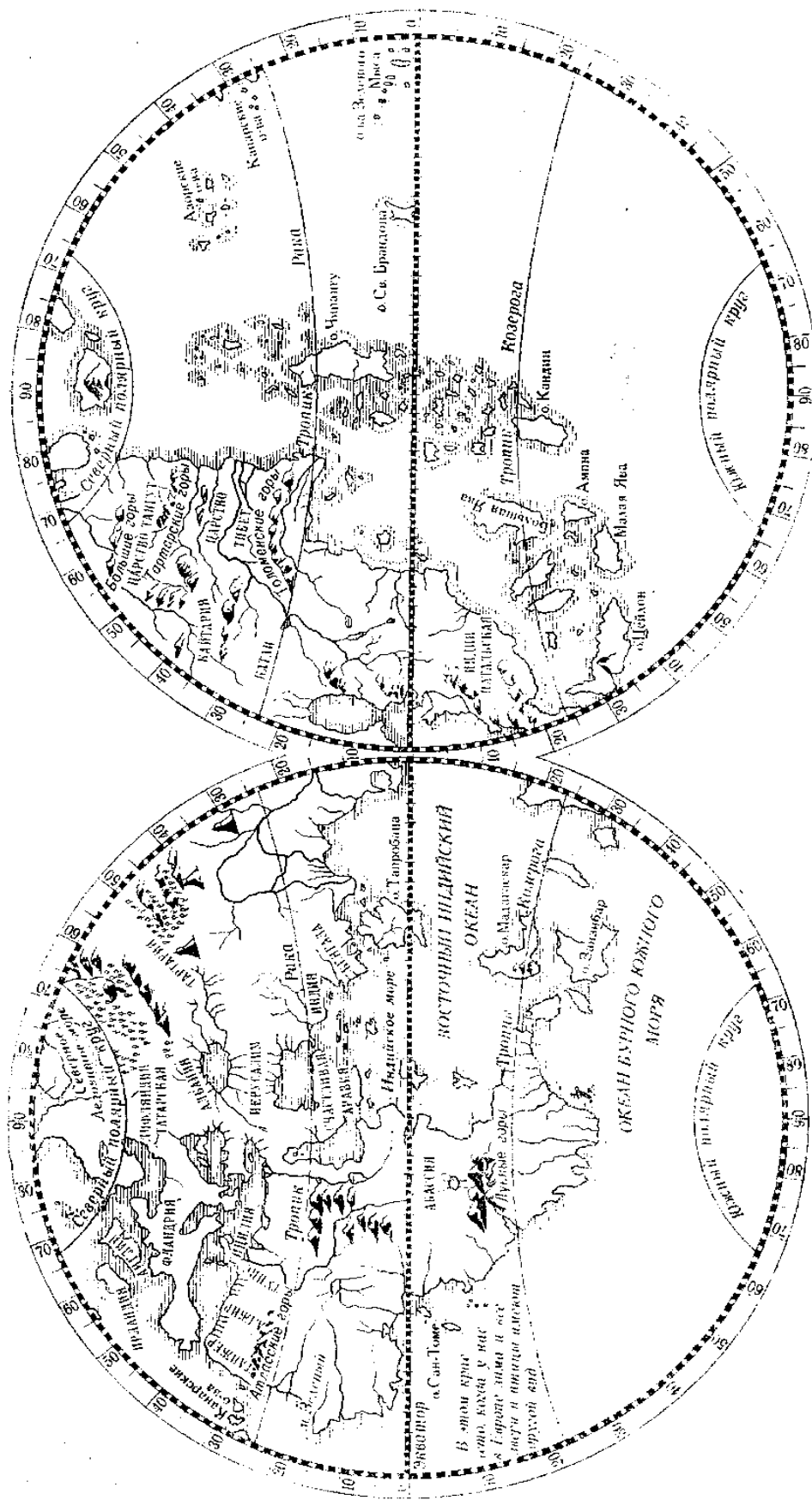


Рис. А5. Глобус Мартіна Бехайма (1492 р.)

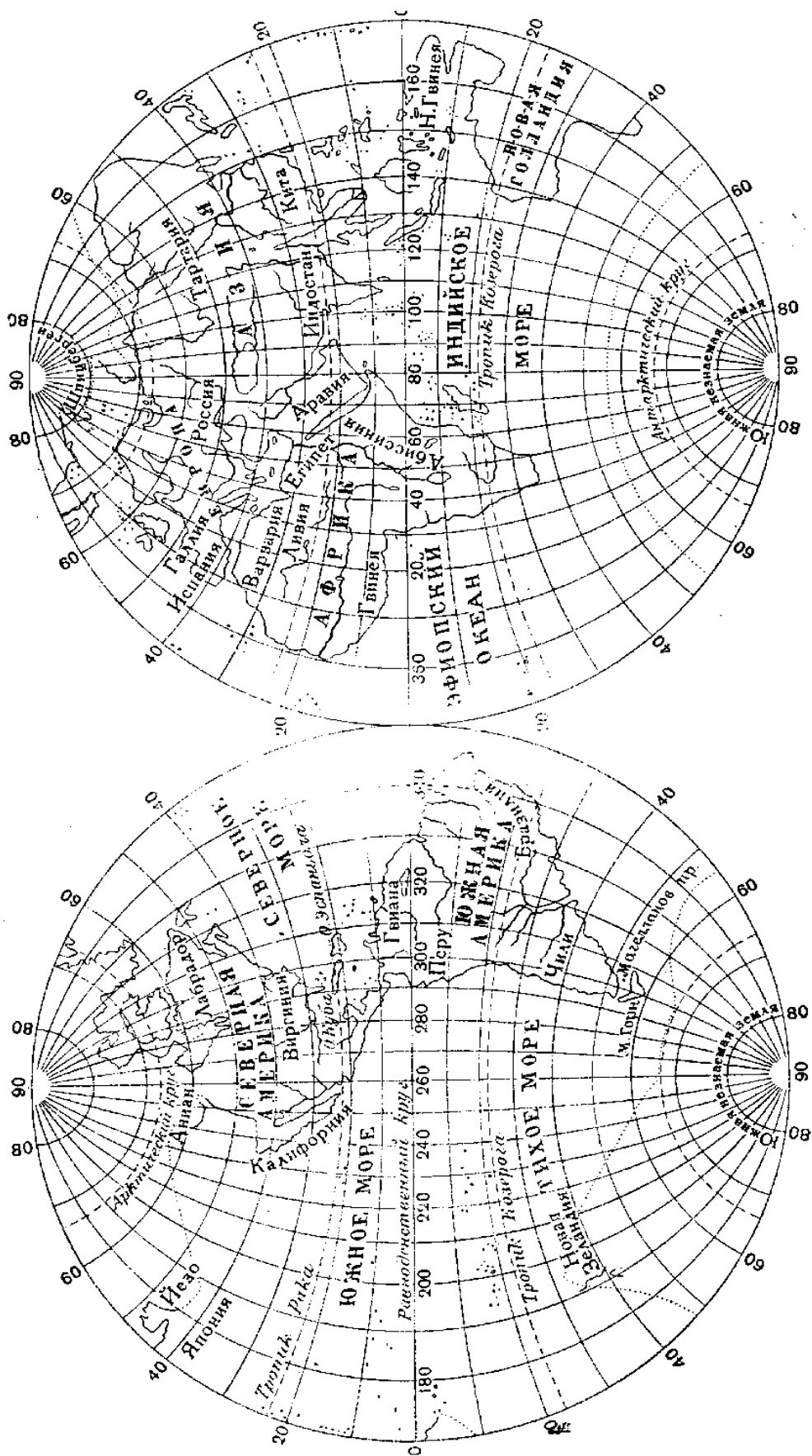


Рис. А6. Карта півкуль за Де-Віттом (1700 р.)

Додаток Б

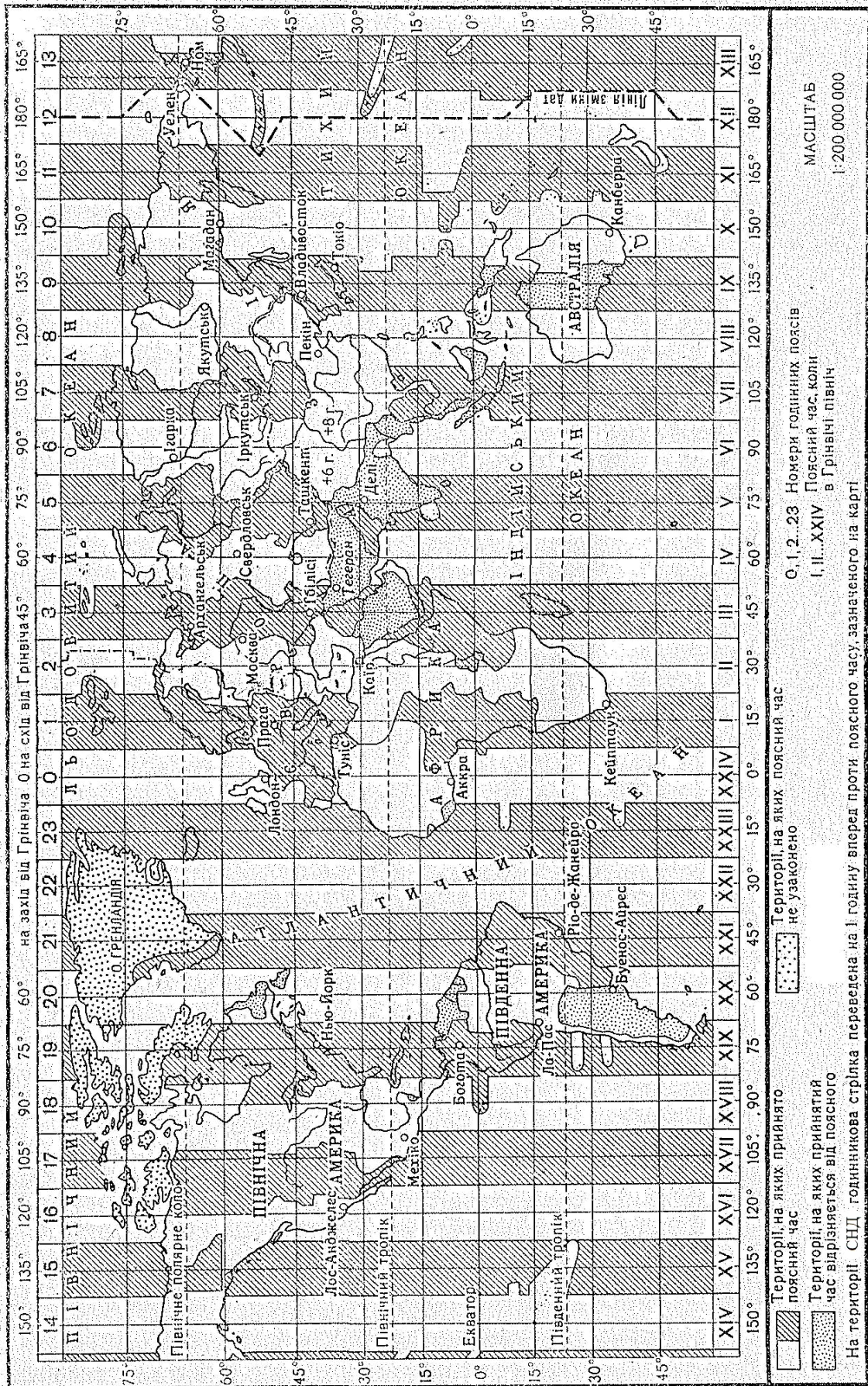


Рис. Б1. Карта годинних поясів світу

Навчальне видання

Загальне землезнавство

Книга 1

Автор-укладач
Лаврик Олександр Дмитрович

Підписано до друку 25.02.2014. Формат 60x90 1/32
Папір офсет.
Обл.-вид. арк. 6,1. Ум. друк. арк. 4,7.
Тираж 300. Зам. № 1349.

Видавець та виготовлювач
ФОП Жовтий О.О.

20300, м. Умань, вул. Садова, 2
(УДПУ, навчальний корпус № 1)
Тел. 097 255 65 07
047 44 5 21 66
093 540 78 82
e-mail: nastek@meta.ua
www.foto-na.net.ua

Свідоцтво про внесення суб'єкта видавничої справи
до Державного реєстру видавців, виготівників
і розповсюджувачів видавничої продукції
Серія ДК, № 2444 від 22.03.2006 р.