

**Кафедра географії та туризму  
Földtudományi és Turizmus Tanszék**

Іжак Тібор, Бенедек Вікторія, Ваш Едіна, Сейкель Маріанна / Dr. Izsák Tibor,  
Benedek Viktória, Vass Edina, Székely Marianna

**МЕТОДИЧНІ ВКАЗІВКИ / MÓDSZERTANI ÚTMUTATÓ**  
до практичних та семінарських занять з Загального землезнавства / Általános  
földtan tantárgy gyakorlati és szemináriumi foglalkozásaihoz

*Загальне землезнавство / Általános földtan*  
(назва навчальної дисципліни / a tantárgy neve)

*Перший (бакалаврський) / Alapképzés (BSc)*  
(ступінь вищої освіти / felsőoktatás szintje)

*01 Освіта/Педагогіка / 01 Oktatás/Pedagógia*  
(галузь знань / képzési ág)

*014 Середня освіта (Географія) / 014 Középszintű oktatás (Földrajz)*  
(освітня програма / képzési program)



Методичні вказівки «Загальне землезнавство / *Általános földtan*» розроблені на основі Освітньої програми підготовки бакалаврів з галузі знань «01 Освіта/Педагогіка» за напрямом «014 Середня освіта (Географія)», з метою систематизації та поглиблення знань студентів з загальної фізичної географії та їх забезпечення методичними вказівками до виконання практичних та семінарських завдань в рамках курсу «Загальне землезнавство». Дисципліна «Загальне землезнавство» вивчається у 1-му семестрі I-го курсу підготовки бакалаврів напрямку «014 Середня освіта (Географія)». У роботі надані методичні розробки для полегшення виконання практичних та семінарських робіт, наведені цілі завдань, необхідне обладнання, поетапний процес виконання роботи. Для успішного виконання практичних та семінарських робіт надані картографічний матеріал, рекомендована література, питання для самоконтролю. Методичні вказівки рекомендуються як для студентів денної, так і для заочної форми навчання.

Затверджено до використання у навчальному процесі  
на засіданні кафедри географії та туризму ЗУІ ім. Ф.Ракоці II  
(протокол №6 від 28 серпня 2023 року)

Розглянуто та рекомендовано Навчально-методичною радою  
Закарпатського угорського інституту імені Ференца Ракоці II  
(протокол №12 від 26 вересня 2023 року)

Рекомендовано до видання в електронній формі (PDF)  
рішенням Вченої ради Закарпатського угорського інституту імені Ференца Ракоці II  
(протокол № 9 від 27 вересня 2023 року)

Підготовлено до видання в електронній формі (PDF) кафедрою географії та туризму  
спільно з Видавничим відділом Закарпатського угорського інституту імені Ференца Ракоці II

Розробники методичних вказівок:

*Тібор ІЖАК* – кандидат географічних наук, заступник завідувача кафедри географії та туризму  
Закарпатського угорського інституту імені Ференца Ракоці II

*Вікторія БЕНЕДЕК* – асистент кафедри географії та туризму Закарпатського угорського інституту  
імені Ференца Ракоці II

*Едіна ВАШ* – асистент кафедри географії та туризму Закарпатського угорського інституту імені  
Ференца Ракоці II

*Маріанна СЕЙКЕЛЬ* – асистент кафедри географії та туризму Закарпатського угорського інституту  
імені Ференца Ракоці II

Рецензенти:

*Йосип МОЛНАР* – кандидат географічних наук, доцент кафедри географії та туризму Закарпатського  
угорського інституту імені Ференца Ракоці II

*Катерина ГАЛАС* – заступник директора Варівського ліцею імені Ференца Ракоці II, стейкголдер  
освітньої програма першого (бакалаврського) рівня вищої освіти за спеціальністю 014.17 Середня  
освіта (Географія) галузі знань 01 Освіта / Педагогіка.

За зміст методичних вказівок відповідальність несуть розробники.

Відповідальні за випуск:

*Олександр ДОБОШ* – начальник Видавничого відділу ЗУІ ім. Ф.Ракоці II

**Видавництво:** Закарпатський угорський інститут імені Ференца Ракоці II (адреса: пл. Кошута 6, м.  
Берегове, 90202. Електронна пошта: foiskola@kmf.uz.ua)

© **Тібор Іжак, Вікторія Бенедек, Едіна Ваш, Маріанна Сейкель, 2023**

© **Кафедра географії та туризму ЗУІ ім. Ф.Ракоці II, 2023**

A *Загальне землезнавство / Általános földtan* földrajza című módszertani útmutató az alapképzés (BSc) *Középiskolai oktatás (Földrajz)* című képzési programja alapján lett kidolgozva nappali és levelező tagozatos hallgatók részére. A módszertani segédlet célja összefoglalni és rendszerezni a hallgatók számára az *Általános földtan* című tantárgy keretein belül elsajátítandó ismereteket, továbbá ellátni őket az ezek tanulmányozásához szükséges módszertani útmutatásokkal. A munka ismerteti a természeti földrajz alapjait a középiskolai oktatásra fókuszálva. A hallgatókat a témakörök megértésében és elsajátításában térképek, ajánlott irodalom, ellenőrző kérdések is segítik.

Az oktatási folyamatban történő felhasználását jóváhagyta  
a II. Rákóczi Ferenc Kárpátaljai Magyar Főiskola Földtudományi és Turizmus Tanszéke  
(2023. augusztus 28., 6. számú jegyzőkönyv).

Megjelentetésre javasolta a II. Rákóczi Ferenc Kárpátaljai Magyar Főiskola  
Oktatási és Módszertani Tanácsa  
(2023. szeptember 26., 12. számú jegyzőkönyv).

Elektronikus formában (PDF-fájlformátumban) történő kiadásra javasolta  
a II. Rákóczi Ferenc Kárpátaljai Magyar Főiskola Tudományos Tanácsa  
(2023. szeptember 27., 9. számú jegyzőkönyv).

Kiadásra előkészítette a II. Rákóczi Ferenc Kárpátaljai Magyar Főiskola  
Földtudományi és Turizmus Tanszéke, valamint Kiadói Részlege.

A módszertani útmutató kidolgozói:

*Dr. IZSÁK Tibor* – PhD, a földrajztudományok kandidátusa, a II. Rákóczi Ferenc Kárpátaljai Magyar Főiskola Földtudományi és Turizmus Tanszékének tanszékvezető helyettese

*BENEDEK Viktória* – a II. Rákóczi Ferenc Kárpátaljai Magyar Főiskola Földtudományi és Turizmus Tanszékének tanársegéde

*VASS Edina* – a II. Rákóczi Ferenc Kárpátaljai Magyar Főiskola Földtudományi és Turizmus Tanszékének tanársegéde

*SZÉKELY Marianna* – a II. Rákóczi Ferenc Kárpátaljai Magyar Főiskola Földtudományi és Turizmus Tanszékének tanársegéde

Szakmai lektorok:

*Dr. MOLNÁR József* – a földrajztudományok kandidátusa, PhD, docens, a II. Rákóczi Ferenc Kárpátaljai Magyar Főiskola Földtudományi és Turizmus Tanszékének docense

*HALÁSZ Katalin* – II. Rákóczi Ferenc Mezővári Líceum igazgatóhelyettese, a 01 Oktatás / Pedagógia 014.17 Középfokú oktatás (Földrajz) szakirány első (alapképzési) oktatási programjának stakeholdere

A segédlet tartalmáért kizárólag a módszertani útmutató kidolgozói felelnek.

A kiadásért felelnek:

*DOBOS Sándor* – a II. Rákóczi Ferenc Kárpátaljai Magyar Főiskola Kiadói Részlegének vezetője

**Kiadó:** a II. Rákóczi Ferenc Kárpátaljai Magyar Főiskola (cím: 90 202, Beregszász, Kossuth tér 6. E-mail: foiskola@kmf.uz.ua)

© **Izsák Tibor, Benedek Viktória, Vass Edina, Székely Marianna, 2023**

© **A II. Rákóczi Ferenc Kárpátaljai Magyar Főiskola Földtudományi és Turizmus Tanszéke, 2023**

# TARTALOMJEGYZÉK / ЗМІСТ

## 1. ПОЯСНЮВАЛЬНА ЗАПИСКА

## 2. RÖVID ISMERTETŐ

## 3. GYAKORLATI MUNKÁK / ПРАКТИЧНІ РОБОТИ

1. gyakorlati munka: Földrajzi felfedezők, földrajztudósok / Практична робота 1: Географи-відкривачі, географи-науковці
2. gyakorlati munka: A Naprendszer bolygói / Практична робота 2: Планети Сонячної системи
3. gyakorlati munka: Ásványok és kőzetek genetikai osztályozása / Практична робота 3: Генетична класифікація мінералів і гірських порід
4. gyakorlati munka: Földtörténeti táblázat / Практична робота 4: Геохронологічна таблиця історії Землі
5. gyakorlati munka: Meteorológiai műszerek / Практична робота 5: Метеорологічні прилади
6. gyakorlati munka: Szinoptikus térkép / Практична робота 6: Синоптична карта
7. gyakorlati munka: Talajtípusok metszete / Практична робота 7: Розріз типів ґрунтів
8. gyakorlati munka: A földrajzi övezetek természetvilága / Практична робота 8: Природа географічних поясів

## 4. SZEMINÁRIUMI FOGLALKOZÁSOK / СЕМІНАРСЬКІ ЗАНЯТТЯ

1. szemináriumi foglalkozás: Vonzási erő és földi mágnesség / Семінарське заняття 1: Гравітація та земний магнетизм
2. szemináriumi foglalkozás: Endogén folyamatok / Семінарське заняття 2: Ендогенні процеси
3. szemináriumi foglalkozás: Exogén folyamatok / Семінарське заняття 3: Екзогенні процеси
4. szemináriumi foglalkozás: Szoláris, földi és légköri sugárzás / Семінарське заняття 4: Сонячна, земна та атмосферна радіація
5. szemináriumi foglalkozás: Víz a légkörben / Семінарське заняття 5: Вода в атмосфері
6. szemináriumi foglalkozás: Felszínalatti vizek / Семінарське заняття 6: Підземні води
7. szemináriumi foglalkozás: Flórabirodalmak és zoogeográfiai területek / Семінарське заняття 7: Флористичні царства та зоогеографічні області

# 1. ПОЯСНЮВАЛЬНА ЗАПИСКА

Загальне землезнавство характеризує географічну оболонку як єдину і саморегульовану систему.

**Метою курсу є:** створення знань студентів про сучасну географію як систему фізичної та економічної географії. Сформувані наукові погляди на розвиток та еволюцію компонентів географічної оболонки. Познайомити студентів із впливом людини на навколишнє середовище та природні ресурси. Вивчення предмету створює основу для формування світогляду у викладачів географії, викладачів та науковців майбутнього.

**Місце предмета в навчальному процесі:** Загальне землезнавство є нормативним предметом, вивчення якого є обов'язковим для студентів, які беруть участь у навчанні бакалавра, вчителем географії, освітньої програми 014 Середня освіта (Географія).

## **Напрямок викладання:**

- набути знань про еволюцію та розвиток компонентів географічної оболонки;
- дізнатись про еволюційні, структурні та функціональні закономірності літосфери, атмосфери, гідросфери та біосфери, перебігу процесів.

## **ЗАВДАННЯ КУРСУ:**

**Методичні:** ознайомити студентів з теоретичними та методологічними особливостями знань сучасної географії, системою фізичної та економічної географії, компонентами, динамікою та розвитком географічної оболонки.

**Пізнавальні:** сформувані в учнів науковий образ про компоненти, динаміку та розвиток географічної оболонки.

**Практичні:** ознайомити учнів із компонентами, динамікою та розвитком географічної оболонки, впливом господарської діяльності людини на географічну оболонку, законами її еволюції, будовою та функціонуванням, динамікою процесів у літосфері, атмосфері, гідросфері та біосфері.

## **ПРОГРАМНІ КОМПЕТЕНТНОСТІ ДИСЦИПЛІНИ:**

### **Загальні компетентності**

ЗК-1. Здатність до абстрактного мислення, аналізу та синтезу.

ЗК-3. Здатність до пошуку, оброблення та аналізу інформації з різних джерел, до використання інформаційних й комунікативних технологій.

ЗК-4. Здатність удосконалювати і розвивати свій інтелектуальний і загальнокультурний рівень.

ЗК-11. Здатність застосовувати набуті знання в практичних ситуаціях.

### **Фахові компетентності**

ФК-1. Здатність демонструвати знання про структуру географії, предмет дослідження, місце в системі наук, значення для суспільства.

ФК-2. Здатність застосовувати базові знання з природничих та суспільних наук у навчанні та професійній діяльності.

ФК-3. Здатність використовувати поняття, концепції, парадигми, теорії географії для характеристики географічних явищ і процесів на різних просторових рівнях (глобальному, регіональному, в межах України, локальному).

ФК-4. Здатність належно використовувати географічну термінологію, ефективно і вільно передавати географічні ідеї, принципи і теорії письмовими, усними та візуальними засобами.

ФК-7. Здатність розуміти та пояснювати особливості фізико-географічних об'єктів у геосферах, взаємозв'язки у ландшафтах та біогеоценозах.

ФК-14. Здатність застосовувати картографічні вміння та формувати вміння учнів працювати із картографічними матеріалами.

## 2. RÖVID ISMERTETŐ

Az **általános földtan** jellemzi a földrajzi burkot, mint egységes és önszabályozó rendszert.

**A tantárgy célja:** ismereteket alkotni a diákokban a jelenkori földrajzról, mint a természeti földrajzi és közgazdasági tudományok rendszeréről. Tudományos nézeteket kialakítani a földrajzi burok összetevőinek fejlődéséről és alakulásáról. Megismertetni az ember környezetre való hatásával és a természeti erőforrásokkal. A tantárgy tanulmányozása alapokat teremt világgép kialakításában a jövő földrajztanáraiban, előadóiban, kutatóiban.

**A tantárgy helye az oktatási folyamatban:** Az Általános földtan normatív tantárgy, amelynek felvétele kötelező a földrajz tanári szakos BSc képzésben, a 014 Középszintű oktatás (Földrajz) képzési programban résztvevő hallgatók számára.

### **A tantárgy oktatása irányul:**

- a földrajzi burok összetevőinek evolúciójáról és fejlődéséről szóló ismeretek elsajátítására;
- a litoszférában, légkörben, vízburokban és bioszférában végbemenő evolúciós, szerkezeti és működési törvényszerűségek, a folyamatok lefolyásának megismerésére.

### **A TANTÁRGY FELADATAI:**

**Módszertani:** bemutatni a hallgatóknak a jelenkori földrajzról szóló ismeretek elméleti és módszertani sajátosságait, mint a természetföldrajzi és közgazdasági tudományok rendszerét, a földrajzi burok összetevőit, dinamikáját és fejlődését.

**Ismereti:** tudományos képet kialakítani a diákokban a földrajzi burok összetevőiről, dinamikájáról és fejlődéséről.

**Gyakorlati:** megismertetni a diákokat földrajzi burok összetevőivel, dinamikájával és fejlődésével, az ember gazdasági tevékenységének hatásával a földrajzi burokra, az evolúciójának, szerkezetének és működésének törvényszerűségeivel, a litoszférában, légkörben, vízburokban és a bioszférában végbemenő folyamatok dinamikájával.

### **A TANTÁRGY PROGRAMKOMPETENCIÁI:**

#### **Általános kompetenciák**

3K-1. Képesség az absztrakt gondolkodásra, elemzésre és szintézisre.

3K-3. Képesség a különböző forrásokból származó információk keresésére, feldolgozására és elemzésére, információs és kommunikációs technológiák használatára.

3K-4. Szellemi és általános kulturális szint tökéletesítésének és fejlesztésének képessége.

3K-11. Képesség a megszerzett ismereteket a gyakorlatban alkalmazni.

#### **Szakmai kompetenciák**

ΦK-1. Képesség a földrajz szerkezetére, a kutatás tárgyára, a tudományok rendszerében elfoglalt helyére és a társadalom számára való fontosságára vonatkozó ismeretek bemutatására.

ΦK-2. Képesség a természet- és társadalomtudományi alapismeretek oktatásban és szakmai tevékenységben történő alkalmazására.

ΦK-3. Képesség alapfogalmak, koncepciók, paradigmák, földrajzelméletek felhasználására földrajzi jelenségek és folyamatok jellemzésére különböző térbeli szinteken (globális, regionális, Ukrajnán belül, lokális).

ΦK-4. Képesség a földrajzi terminológia megfelelő használatára, hatékony és szabad földrajzi elképzelések, elvek és elméletek írásbeli, szóbeli és vizuális eszközökkel történő kommunikálására.

ΦK-7. Képesség megérteni és megmagyarázni a geoszférákban található fizikai és földrajzi objektumok sajátosságait, a tájak és a biogeocénózisok közötti kapcsolatokat.

ΦK-14. Képesség a térképészeti ismeretek alkalmazására és a tanulók térképészeti anyagokkal való munkaképességének kialakítására.

# GYAKORLATI MUNKÁK / ПРАКТИЧНІ РОБОТИ

## 1. gyakorlati munka. Földrajzi felfedezők, földrajztudósok / Практична робота 1. Географи-відкривачі, географи-науковці

### A munka célja / Мета роботи:

- az előadásokon tárgyalt földrajzi felfedezők útvonalának feltüntetése a kontúrtérképre / позначення на контурній карті маршрути географів-відкривачів, розглянутих на лекціях;
- öt 19. századi földrajztudós munkásságának jellemzése A4-es lapon a megadott minta szerint / характеристика творчості географів 19 ст. на аркуші A4 за поданим зразком..

**Kellékek / Обладнання:** A világ térképe és kontúrtérképe, ceruza, radír, színes ceruzák, A4-es papírlap, internet-források / Карта світу та контурна карта, олівець, гумка, кольорові олівці, аркуш паперу A4, інтернет ресурси.

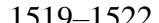
### A munka menete / Хід роботи:

#### I. Földrajzi felfedezők útvonalának feltüntetése a kontúrtérképre / Позначення на контурній карті маршруту географів-відкривачів.

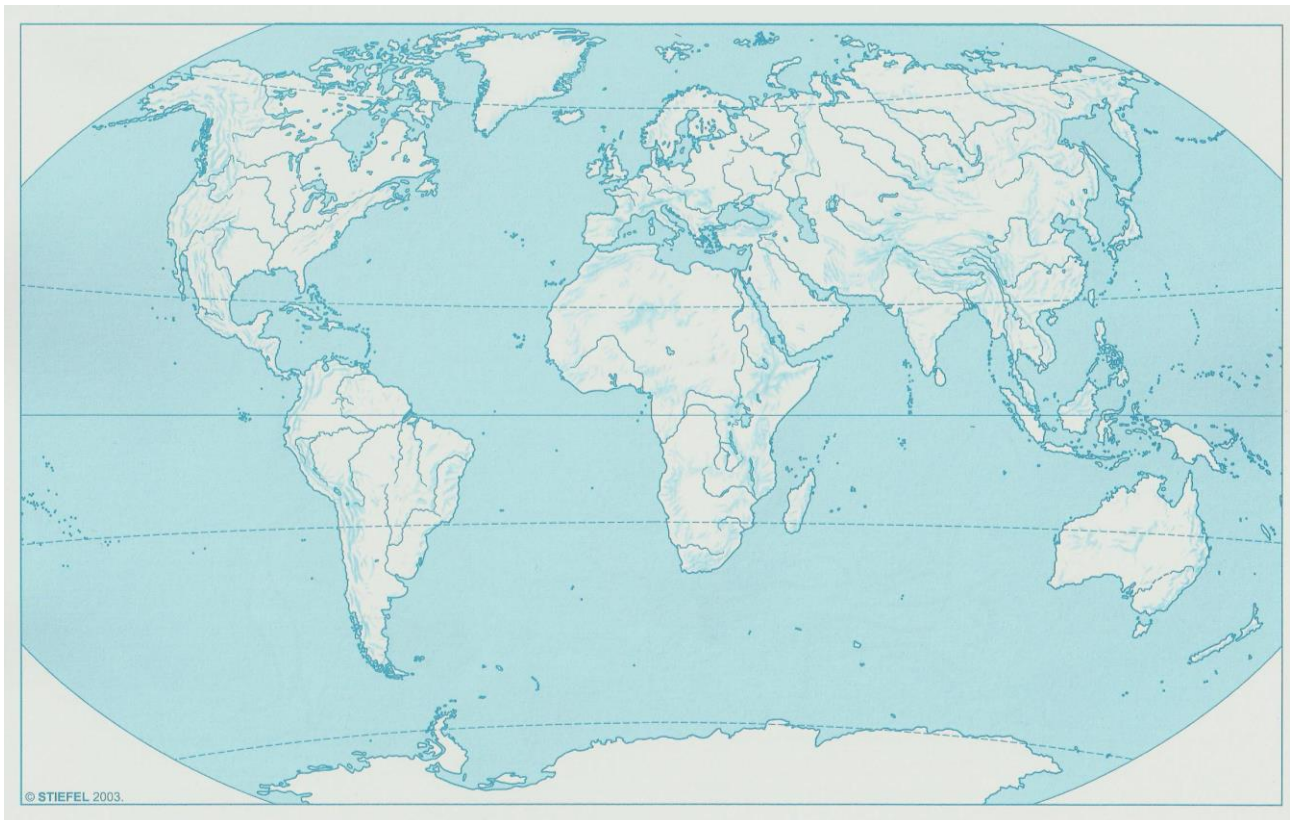
Bejelölni a vázlattérképre öt ismert földrajzi felfedező útvonalát figyelembe véve a következőket / Позначити на контурній карті маршрути п'яти відомих географів-відкривачів, враховуючи слідує:

- a térképnek legyen megadva a címe / необхідно вказати назву карти;
- különböző színű vonalakkal legyenek feltüntetve a felfedezők haladásának útvonalai / шляхи дослідників повинні бути позначені різнокольоровими лініями;
- az útvonal által érintett főbb állomások bejelölése / позначити основні географічні об'єкти, що торкалась експедиція;
- jelmagyarázat szerkesztése, mely tartalmazza a következőket:
  - a felfedező neve / ім'я географа-відкривача;
  - az expedíció dátuma / дата експедиції;
  - az útvonalát jelölő színes vonal / кольорова лінія, що позначає його маршрут;
  - a felfedezett objektumok rövid ismertetése (A4-es lapon) / короткий опис відкритих об'єктів (на аркуші A4).

#### **Példa / Приклад:**

- a térkép címe: *Földrajzi felfedezők útvonala* / назва карти: *Маршрут географічних дослідників-відкривачів*;
- jelmagyarázat: Ferdinand Magellán Föld körüli expedíciója / легенда: навколосемна експедиція Фердинанда Магеллана, 1519–1522,  ;
- az expedíció útvonala a térképen, amit színes vonal jelöl, érintve és jelölve a főbb állomásokat / маршрут експедиції на карті, позначений кольоровою лінією, позначаючи основні географічні об'єкти, що торкалась експедиція: *Guadalquivir-folyó – Cádizi-öböl – Kanári-szigetek – Rio de Janeiro – La Plata-öböl – San Julian-öböl – Magellán-szoros – Tűzföld – Fülöp-szigetek – Cebu-sziget – Fűszer-szigetek – Tidore-sziget – Timor-sziget – Indiai-óceán – Jóreménység-foka – Zöld-foki-szigetek – Guadalquivir-folyó / Річка Гвадалквівір – затока Кадіс – Канарські острови – Ріо-де-Жанейро – затока Ла-Плата – затока Сан-Хуліан – Магелланова протока – Вогняна Земля – Філіппіни – острів Себу – острови Прянощів –*

*острів Тідор – острів Тимор – Індійський океан – мис Good Hope – Острови Кабо-Верде  
– річка Гвадалквівір.*



Forrás / Джерело: <https://webologiaigeo.wordpress.com/2012/01/06/vakterkepek/a-fold-vakterkep/>

## **II. Öt XX. századi tudós munkásságának jellemzése adott vázlat alapján / Характеристика творчості пяти географів-науковців 19 ст. за поданим змістом:**

### ***Vázlat / Зміст:***

- táblázat szerkesztése és kitöltése Word vagy Excell programban, benne / побудувати та заповнювати таблицю в Word або Excel, в т.ч:
  - a tudós neve, születési helye és ideje / ім'я, місце і час народження вченого;
  - tanulmányai / навчання;
  - kutatási területe, érdeklődési köre a földrajztudományon belül / його сфера досліджень та інтересів у географії;
  - tudományos tevékenységei, utazásai, felfedezései / його наукова діяльність, подорожі, відкриття;
  - kutatásának eredményei, alkalmazása a földrajztudományban, érdemei, címei, kitüntetései / результати його досліджень, його застосування в географії, його заслуги, звання, нагороди;
  - ismert tudományos munkái / відомі наукові праці;
  - a földrajzoktatásban betöltött szerepe, illetve munkáinak alkalmazása az oktatás különböző szintjein / його роль у географічній освіті та застосування його робіт на різних рівнях освіти;
  - halálának helye, ideje / місце і час смерті;







### 3. gyakorlati munka. Ásványok és kőzetek genetikai osztályozása / Практична робота 3. Генетична класифікація мінералів і гірських порід

**A munka célja / Мета роботи:** Az ásványok és a kőzetek felismerése jellegzetességeik alapján; ásványok és kőzetek osztályozása / Розпізнавати мінерали та гірські породи за їхніми характеристиками; класифікація мінералів і гірських порід.

**Kellékek / Обладнання:** Word vagy Excell program, A4-es lap, internet-források / Програма Word або Excel, аркуш А4, Інтернет-ресурси.

**A munka menete / Хід роботи:**

#### I. Az ásványok osztályozása / Класифікація корисних копалин

*Táblázat készítése és kitöltése Word vagy Excell programban, mely a következőket tartalmazza / Побудова і заповнити таблицю в Word або Excel, яка містить наступне:*

- az ásványok csoportjai (terméselemek, szulfidok, oxidok, szilikátok, foszfátok, szulfátok, borátok-karbonátok-nitrátok, halogenidek, szerves ásványok) / групи мінералів (самородні елементи, сульфіди, оксиди, силікати, фосфати, сульфати, борати-карбонати-нітрати, галогеніди, органічні мінерали);
- a csoportok rövid jellemzői / коротка характеристика груп;
- példák felhozása minden csoportra / наведення прикладів для кожної групи;
- a kész táblázat kinyomtatása A4-es lapra / роздрукування готової таблиці на аркуші А4.

**Példa / Приклад:**

Ásványcsoportok / Групи мінералів	Rövid jellemzés / Коротка характеристика	Példák / Приклади
Terméselemek / Самородні елементи		
Szulfidok / сульфіди		
Oxidok / оксиди		
Szilikátok / силікати		
Foszfátok / фосфати		
Szulfátok / сульфати		
Borátok, karbonátok, nitrátok / борати, карбонати, нітрати		
Halogenidek / галоїди		
Szerves ásványok / органічні мінерали		

## II. A kőzetek genetikai osztályozása / Генетична класифікація гірських порід

*Táblázat készítése és kitöltése Word vagy Excell programban, mely a következőket tartalmazza / Побудова і заповніть таблицю в Word або Excel, яка містить наступне:*

- magmás kőzetek, csoportjaik, rövid jellemzésük, példák említése / магматичні гірські породи, їх групи, коротка характеристика, назвати прикладів;
- üledékes kőzetek és csoportjaik, rövid jellemzésük, példák említése / осадові породи та їх групи, їх коротка характеристика, приклади;
- metamorf kőzetek, rövid jellemzésük, példák feltüntetése / метаморфічні породи, їх коротка характеристика, приклади;
- a kész táblázat kinyomtatása A4-es lapra / роздрукування готової таблиці на аркуші A4.

### *Példa:*

<b>Kőzetek csoportjai / Групи гірських порід</b>	<b>Változatai / Різновидності</b>	<b>Rövid jellemzés / Коротка характеристика</b>	<b>Példák / Приклади</b>
Magmás / Магматичні	Mélyégi / Глибинні		
	Kiömlési / Виливні		
	Vulkáni törmelékes / Уламкові-сипкі		
Üledékes / Осадові	Törmelékes / Уламкові- сипкі		
	Vegyí / Хімічні		
	Szerves / Органогенні		
Metamorf / Метаморфічні	Regionális / Регіональні		
	Kontakt / Контактні		

#### 4. gyakorlati munka. Földtörténeti táblázat készítése / Практична робота 4. Створення геохронологічної таблиці

**A munka célja / Мета роботи:** Földtörténeti táblázat megszerkesztése A4-es lapon / Складання геохронологічної таблиці на аркуші А4.

**Kellékek / Обладнання:** Word vagy Excell program, A4-es lap, internet-források / програма Word або Excel, аркуш А4, Інтернет-ресурси.

**A munka menete / Хід роботи:**

*Táblázat szerkesztése és kitöltése Word vagy Excell programban, melynek tartalmaznia kell a következő adatokat / Побудова та заповнення таблиці в Word або Excel, яка повинна містити такі дані:*

- a táblázat tetején a gyakorlati munka neve / у верхній частині таблиці — назва практичної роботи;
- főbb földtörténeti korok / основні геологічні ери;
- földtörténeti időszakok / геоісторичні періоди;
- a földtörténeti korok és időszakok időbeosztása / часовий розподіл геоісторичних ер і періодів;
- hegységképződési folyamatok az adott időszakokban / процеси горотворення у наведених періодах;
- a növényzet és az állatvilág fejlődése a különböző időszakokban / розвиток рослинного і тваринного світу в різних періодах;
- ásványkincsek kialakulása / формування корисних копалин;
- a kész táblázat kinyomtatása A4-es lapra / роздрукувати готову таблицю на аркуші А4.

**Példa / Приклад:**

Idő, indexe és időtartama / Ера з індексацією і тривалістю, millió év / млн. років	Időszak, indexe és időtartama / Період з індексацією і тривалістю, millió év / млн. років	Az időszak kezdete / Початок періоду, millió év / млн. років	Kor / Відділ	Hegyképződési korszakok (felgyűrődések) / Періоди гороутворення (складчастості)	Fő geológiai események, a növényzet és az állatvilág fejlődése / Основні геологічні події, розвиток флори і фауни	Ásványkincsek kialakulása / Формування корисних копалин
Kainozoikum / Кайнозойська, KZ, ~ 65	Negyedidőszak, vagy antropogén / Четвертинний або антропогенний, Q, 1,8–2,0	1,8–2,0				
	Neogén / Неоген, N, 23	25				



<p>Archaikum / Архейська, AR, 1500–2000</p>	<p>Proterozoikum / Протерозойська, PR, ~ 2000</p>	<p>Kambrium / Кембрійський, C, 60</p>	<p>Ordovícium / Ордовіцький, O, 60</p>	<p>Szilur / Сілурський, S, 30</p>	<p>Több, mint / Понад 4000</p>	<p>~ 2600</p>	<p>570</p>	<p>500</p>	<p>440</p>																				
---	---	---	--	---	------------------------------------	---------------	------------	------------	------------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--

## 5. gyakorlati munka. Meteorológiai műszerek / Практична робота 5. Метеорологічні прилади

**A munka célja / Мета роботи:** Megismerkedni az éghajlati elemek mérésére szolgáló műszerekkel. A megadott mérőműszerek mellé rövid jellemzést írni (3-5 mondat / műszer). A munkát A4-es formátumú lapokon kell elvégezni Word vagy Excell programban / Ознайомитися з приладами, що використовуються для вимірювання елементів клімату. Написати коротку характеристику до вказаних вимірювальних приладів (3-5 речень / прилад). Робота повинна бути виконана у вигляді таблиці на аркушах формату A4 у Word або Excel.

**Kellékek / Обладнання:** Word vagy Excell program, A4-es papírlap, internet-források / Програма Word або Excel, аркуш паперу формату A4, інтернет-ресурси.


**A munka menete / Хід роботи:**

**Táblázat szerkesztése Word vagy Excell programban a mérőműszerek jellemzésével / Побудова таблиці в Word або Excel з характеристиками вимірювальних приладів:**

- a táblázat tetején feltüntetni a munka címét / у верхній частині таблиці вказати назву роботи;
- a kész táblázatot kinyomtatni A4-es lapon / роздрукувати готову таблицю на аркуші A4.

**Példa / Приклад:**

### METEOROLÓGIAI MŰSZEREK / МЕТЕОРОЛОГІЧНІ ПРИЛАДИ

Időjárási elemek / Елементи погоди	Mérőműszerek / Вимірювальні прилади	A műszerek rövid jellemzése / Коротка характеристика приладів	A műszer képe / Зображення приладу
Napsugárzás / Сонячна радіація	Heliográf / Геліограф	<p>Napfényidőtartam-regisztráló műszer. Az eszköz egy napfényrögztítőből áll, amely egy szilárd üveggömb. Az üveggömböt úgy használják, mint egy lencsét, hogy képes legyen összpontosítani az összes napsugarat és egy félkör alakú kartoncsíkra vetíteni. A nap folyamán a kiégett vonal hosszának összeadásával számolják a napsugárzás teljes idejét.</p> <p>Прилад для реєстрації тривалості сонячного світла. Прилад складається з уловлювача сонця, який являє собою суцільну скляну сферу. Скляна сфера використовується як лінза, щоб мати можливість сфокусувати всі сонячні промені та спроектувати їх на напівкруглу смужку картону. Протягом доби загальний час сонячної радіації розраховується додаванням довжини вигорілої лінії.</p>	 <p style="text-align: center;">Forrás / Джерело:  <a href="https://hu.frwiki.wiki/wiki/Héliographe_de_Campbell-Stokes">https://hu.frwiki.wiki/wiki/Héliographe_de_Campbell-Stokes</a></p>
	Pyrheliométer / Піргеліометр		



	Aktinóméter / Актинометр		
	Piranóméter / Піранометр		
Légőmérséklet / Температура повітря	Higanyos hőmérő / Ртутний термометр		
	Szerves folyadékos hőmérő / Термометр з органічною рідиною		
	Talajhőmérő / Грунтовий термометр		
	Digitális hőmérő / Електронний термометр		
	Termográf / Термограф		
	Infravörös hőmérő / Інфрачервоний термометр		
Légnyomás / Атмосферний тиск	Higanyos barométer / Ртутний барометр		
	Altiméter / Альтиметр		
	Barográf / Барограф		
	Aneroid barométer / Барометр-анероїд		
A szél sebessége / Швидкість вітру	Forgókerekes anemométer / Ротаційний анемометр		
	Szélkakas / Флюгер		
	Anemográf / Анемограф		
	Szónikus anemométer / Звуковий анемометр		
Légnedvesség / Вологість повітря	Hajszálas higrométer / Волосяний гігromетр		
	Pszichrométer / Психрометр		
Felhősültség / Хмарність	Nefoszkóp / Нефоскоп		
	Pilot-ballon / Метеозонд		
Csapadék / Опали	Ombrométer / Омброметр		
	Esőmérő / Опадомір		
	Pluviográf / Плувіограф		
	Hőmérő lécs / Снігомірна рейка		
Párolgás / Випаровування	Párolgásmérő-kád / Випарний басейн		
	Liziméter / Лізиметр		

## 6. gyakorlati munka. Szinoptikus térkép / Практична робота 6. Синоптична карта

**A munka célja / Мета роботи:** Európa kontúrtérképén megrajzolni egy adott idő szinoptikus térképét. Megszerkeszteni a szinoptikus térképhez tartozó egyezményes jeleket / Нанести на контурну карту Європи синоптичну карту певного часу. Побудувати умовні знаки для синоптичної карти.

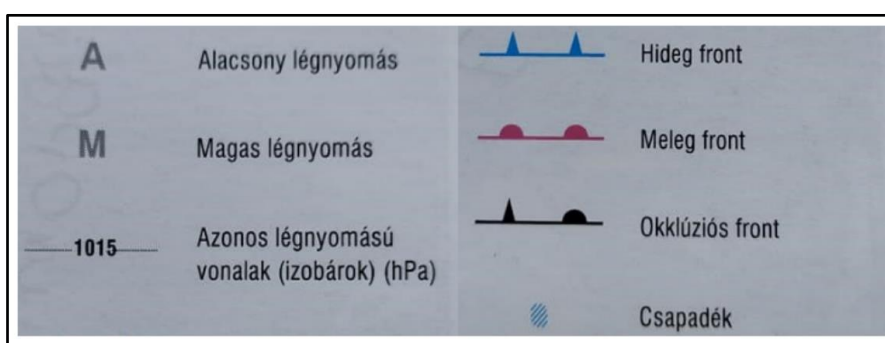
**Kellékek / Обладнання:** Európa időjárás térképe, Európa kontúrtérképe, színes ceruzák, grafitceruza, radír, internet-források / Карта погоди Європи, контурна карта Європи, кольорові олівці, графітний олівець, гумка, інтернет-ресурси.

### A munka menete / Хід роботи:

A szinoptikus térkép elkészítéséhez az internet forrásait felhasználva aktuális időjárás térképet kell keresni. Ennek megszerkesztéséhez kontúrtérképen az ábrán látható egyezményes jeleket kell alkalmazni / Для створення синоптичної карти необхідно здійснити пошук актуальної карти погоди за допомогою ресурсів Інтернету. Для її побудови на контурній карті необхідно використати умовні знаки, зображені на малюнку.

**A szinoptikus térképen az alábbi elemek kell, hogy szerepeljenek / Синоптична карта повинна містити такі елементи:**

- izobárok, melyek azonos légnyomású pontokat kötnek össze, mértékegysége hPa (hektopascal) / ізобари, які з'єднують точки з однаковим тиском повітря, одиниця вимірювання гПа (гектопаскаль);
- alacsony légnyomású területek, ciklonok / області низького тиску, циклони;
- magas légnyomású központok, anticiklonok / центри високого тиску, антициклони;
- hidegfrontok / холодні фронти;
- melegfrontok / теплі фронти
- okklúziós frontok / оклюзійні фронти;
- előforduló csapadék / випадання опадів.



Forrás / Джерело: Középiskolai földrajzi atlasz. Cartographia Tankönyvkiadó. Budapest, 2008.  
42. old.

*Alacsony légnyomás – Низький атмосферний тиск*

*Magas légnyomás – Високий атмосферний тиск*

*Azonos légnyomású vonalak (izobárok) (hPa) – Лінії однакового атмосферного тиску (ізобари) (гПа)*

*Hidegfront – Холодний фронт*

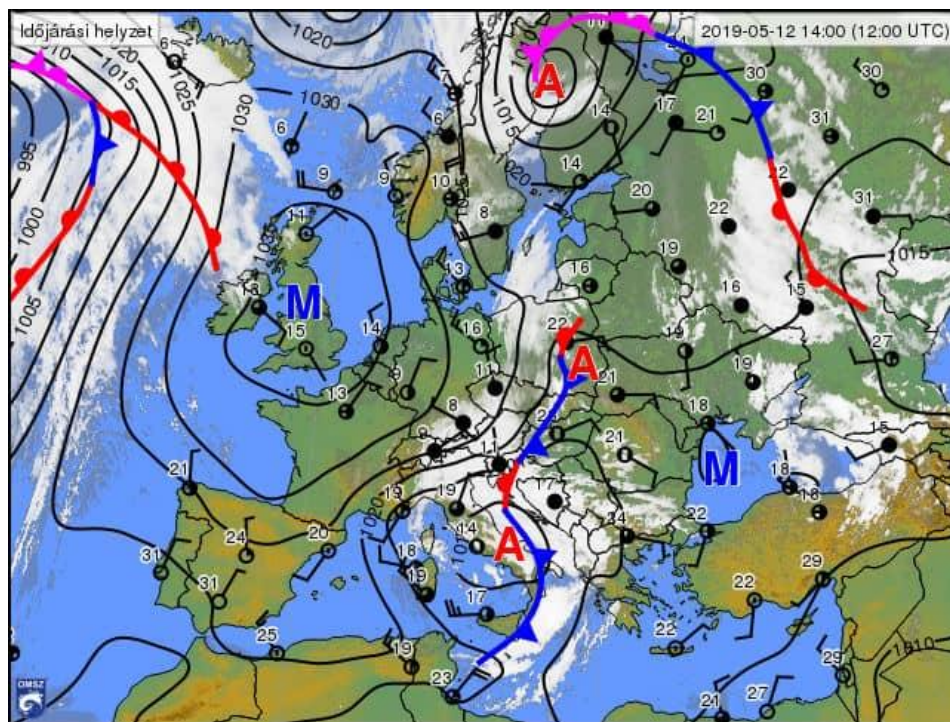
Melegfront – Теплий фронт

Csabadék – Опад

Példa / Приклад:



Forrás / Джерело: <https://narodna-osvita.com.ua/3270--22-nespriyatliv-pogodno-klmatichn-yavischa-ta-prognoz-pogodi.html>



Forrás / Джерело: <https://www.metkep.hu/2019/05/14/mi-az-oka-ennek-a-majusi-hidegnek-es-mikor-ter-vissza-vegre-a-nyari-ido/>

## 7. számú gyakorlati munka. Talajtípusok metszete / Практична робота 7. Розрізи типів ґрунтів

**A munka célja / Мета роботи:** Megismerni és megszerkeszteni a Föld fő talajtípusainak metszetét A4-es formátumú lapon / Ознайомлення та побудова розрізів основних типів ґрунтів Землі на аркуші формату А4.

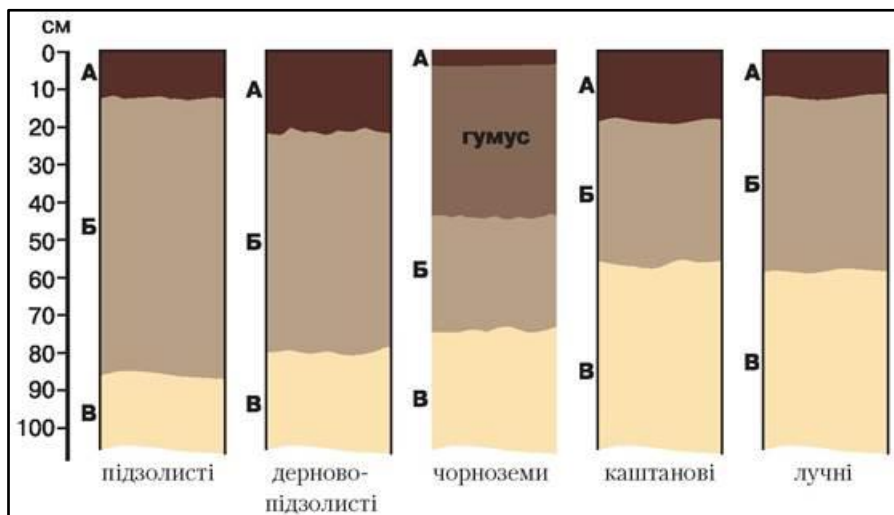
**Kellékek / Обладнання:** A4-es lap, grafitceruza, toll, színes ceruzák, radír, földrajzi atlasz / Аркуш А4, графітний олівець, ручка, кольорові олівці, гумка, географічний атлас.

**A munka menete / Хід роботи:**

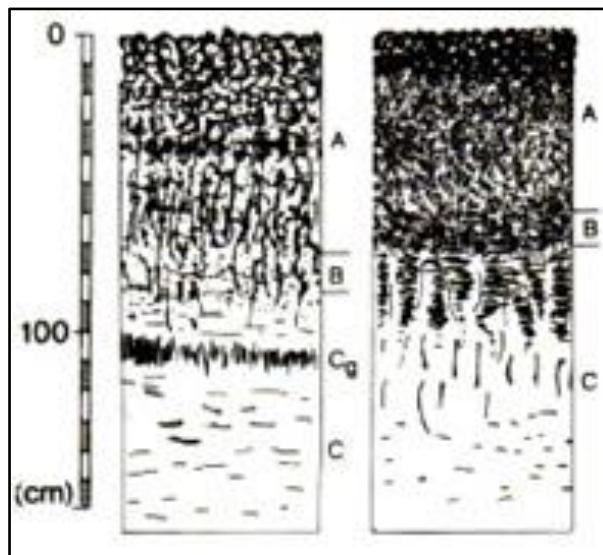
*A4-es lapra színes ceruzával megrajzolni legalább hat különböző talajtípust bemutató szelvényt. Magyarózatként a következők szerepeljenek rajta / На аркуші А4 кольоровим олівцем намалювати шість розрізів різних типів ґрунту. У якості пояснення слід включити наступне:*

- a lap tetején álljon a gyakorlati munka címe / назва практичної роботи має бути у верхній частині сторінки;
- a szelvények fölött közvetlenül legyen a talaj megnevezése / назва ґрунту має бути безпосередньо над розрізами;
- a metszetek mellett legyen feltüntetve mérési vonalzó / біля розрізів повинна бути відзначена мірна лінійка;
- szerepeljen a szelvények mellett a talajszenek nemzetközi indexe / міжнародний індекс рівнів ґрунту повинен бути включений поруч із розрізами;
- a metszetek alatt legyen odaírva a talajok humusztartalma és termékenysége / під розрізами вказувати вміст гумусу та родючість ґрунтів.

**Példa / Приклад:**



Forrás / Джерело: <https://uahistory.co/pidruchniki/gilberg-geography-8-class-2016/28.php>



Forrás / Джерело: <http://www.mzshome.net/natura/fajlok/tajjobb.htm>

## 8. számú gyakorlati munka. A természeti övezetek természetvilága / Практична робота 8. Природа природних поясів

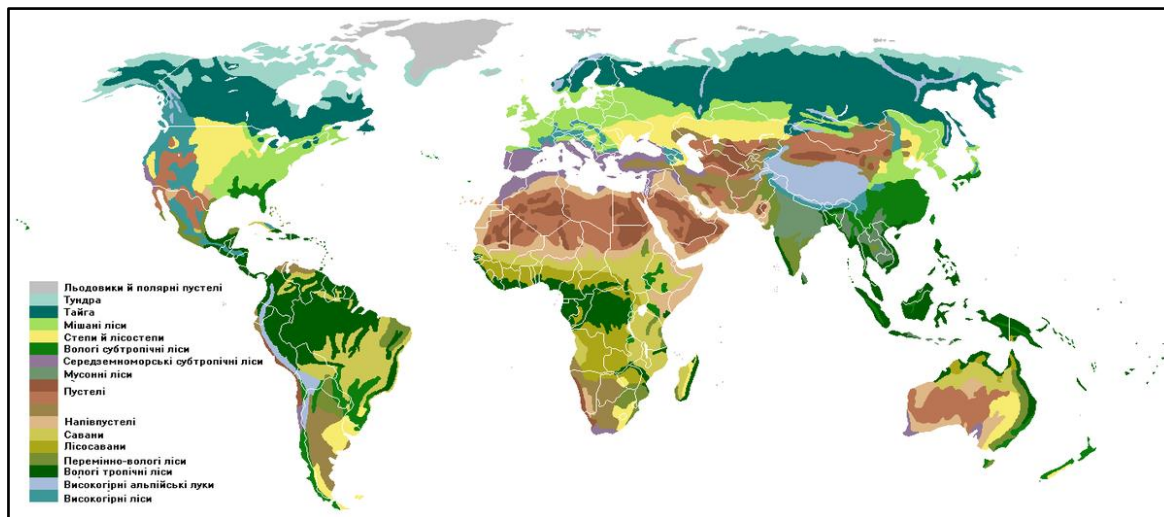
**A munka célja / Мета роботи:** Megismerkedni a Föld természeti övezeteivel és azok főbb jellemzőivel. Bejelölni kontúrtérképen a természeti övezeteket, rövid leírást készíteni / Ознайомитися з природними зонами Землі та їх основними характеристиками. Позначити на контурній карті природні зони, підготувати коротку характеристику.

**Kellékek / Обладнання:** a Föld természeti övezeteinek térképe, kontúrtérkép, színes ceruzák, radír, A4-es papírlap, toll / карта природних зон Землі, контурна карта, кольорові олівці, гумка, аркуш паперу А4, ручка.

**A munka menete / Хід роботи:**

**I. A világ kontúrtérképén megrajzolni a természeti övezeteket a következőket figyelembe véve / Нанести природні зони на контурну карту світу з урахуванням слідуючих:**

- a térképen legyen feltüntetve legfelül a munka címe / у верхній частині карти позначати назву роботи;
- a világ természeti övezetek térképét használva ki kell jelölni grafitceruzával az övezetek határait a kontúrtérképen / користуючись картою природних зон світу, на контурній карті необхідно позначити графітним олівцем межі зон.;
- minden övezetet különböző színű ceruzával kiszínezni / розфарбувати кожну зону олівцем іншого кольору;
- a térkép jelmagyarázatában megadni, melyik szín milyen övezetet jelöl / вказати в легенді карти, який колір позначає яку зону.



Forrás / Джерело: [https://uk.wikipedia.org/wiki/Природна\\_зона](https://uk.wikipedia.org/wiki/Природна_зона)

**II. Ehhez csatolva egy magyarázatot is kell tartalmazzon a gyakorlati munka; az övezetek főbb ismertetőit le fel kell tüntetni egy Word vagy Excell programban szerkesztett táblázatban. A természeti övezetek legfőbb jellemzői megadni a következő sorrendben / Крім цього, практична робота повинна містити також пояснення; основні описи зон повинні бути**



## SZEMINÁRIUMI MUNKÁK / СЕМІНАРСЬКІ ЗАНЯТТЯ

### 1. szemináriumi foglalkozás. Vonzási erő és földi mágnesség / Семінарське заняття 1. Сила тяжіння і земний магнетизм

**Célok / Мета:** - a gravitáció, mint vonzási erő témakörének kifejtése; a földi mágnesség eredetének vizsgálata;

- kiselőadás, prezentáció készítése.

**Módszerek / Методика:** a témakörök szakirodalmi feldolgozása, internetes források felhasználása; rövid előadás és Power Point bemutató készítése.

#### A foglalkozás témakörei / Тематика заняття:

##### I. Vonzási erő (gravitáció) természete

A gravitáció, más néven tömegvonzás egy kölcsönhatás, amely bármilyen két, tömeggel bíró test között fennáll, és a testek tömegközéppontjainak egymás felé ható gyorsulását okozza. A gravitációs erő a klasszikus fizikában az az erő, amelyet az egyik test a másikra a gravitáció jelenségének megfelelően kifejt. A gravitációs erő minden testre hat, hiszen bármely két test kölcsönösen vonzza egymást. Ennek az erőnek a nagysága egyenesen arányos a testek tömegének szorzatával, és fordítottan arányos a testek tömegközéppontjai között mért távolság négyzetével. Azaz egy  $m$  tömegű testre ható, a Föld tömegvonzása következtében fellépő gravitációs erő a Föld tömegközéppontja felé mutat, és fordítottan arányos a középponttól mért  $R$  távolság négyzetével:

$$F_g = \gamma \frac{mM}{R^2},$$

ahol  $\gamma$  a gravitációs állandó ( $6,67 \cdot 10^{-11} \text{ N m}^2 / \text{kg}^2$ ),  $M$  pedig a Föld tömege ( $5,98 \cdot 10^{24} \text{ kg}$ ). A fenti összefüggés egyszerűbb formában is felírható, amennyiben elég közel vagyunk a felszínhez, azaz ha az  $R$  távolság jó közelítéssel megegyezik a Föld  $6\,370 \text{ km}$ -es sugarával ( $R_F$ ):

$$F_g = mg, \text{ ahol } g = \gamma \frac{M}{R_F^2}.$$

A  $g$  gravitációs gyorsulás értékét kiszámolhatjuk, amennyiben a fenti összefüggésbe behelyettesítjük a gravitációs állandót, valamint a Föld tömegét és sugarát. Közepes földrajzi szélességeken, tengerszinten  $g = 9,81 \text{ m/s}^2$ . A körpályán, állandó szögsebességgel mozgó test gyorsuló mozgást végez. A gyorsulás a sebességvektor irányváltozásának a következménye.

Azt az erőt, amely a testet mozgásirányának megváltoztatására készíti, centripetális erőnek nevezzük. Az erő iránya a pálya  $P$  pontjából az  $O$  görbületi középpont felé mutat, nagysága arányos a forgástengelytől mért  $r$  távolsággal, illetve a forgásra jellemző  $\omega$  szögsebesség négyzetével:

$$F_{cp} = m\omega^2 r.$$

A fentiekben ismertetett két erő (gravitációs és centripetális erők) hatásával magyarázhatjuk, hogy a földköpeny megszilárdulása nem szabályos gömb, hanem egy kicsit lapult geoid formájában történt. A Föld felszínén nyugalomban lévő, a Földdel együtt forgó testre a tömegvonzás, illetve a



centripetalis erő ellenereje hat. A Föld felszínén a centripetalis erő legnagyobb értéke is közel 300-szor kisebb, mint a gravitációs erő. A tömegvonzás következtében fellépő erő ( $F_g$ ) iránya a Föld tömegközéppontja felé mutat, a centripetalis erő ellenereje ( $F_{cp}$ ) pedig merőleges a forgástengelyre. E két erő eredője lesz a  $G$  nehézségi erő. Mivel a felszín nyugalomban van, merőlegesnek kell lennie a nehézségi erőre, azaz a forgás következtében a Föld a gömbtől eltérő geoid alakot vesz fel. A Föld forgásának a következménye az is, hogy az azonos tömegű testek súlya változik a földrajzi szélességgel, az Egyenlítőn a legkisebb és a pólusoknál a legnagyobb. Az eltérés hozzávetőlegesen 0,5% (Bartholy Judit, 2013).

### I. Природа сили тяжіння (гравітації).

Гравітація, також відома як тяжіння — це взаємодія, яка існує між будь-якими двома тілами з масою та змушує центри мас тіл прискорюватися назустріч один одному. Сила тяжіння в класичній фізиці — це сила, з якою одне тіло діє на інше відповідно до явища тяжіння. Сила тяжіння діє на всі тіла, оскільки будь-які два тіла взаємно притягуються. Величина цієї сили прямо пропорційна добутку мас тіл і обернено пропорційна квадрату відстані між центрами мас тіл. Тобто сила тяжіння, що діє на тіло масою  $m$ , що виникає в результаті притягання маси Землі, спрямована до центру мас Землі і обернено пропорційна квадрату відстані  $R$  від центру:

$$F_g = \gamma \frac{mM}{R^2},$$

де  $\gamma$  – гравітаційна стала ( $6,67 \cdot 10^{-11} \text{ Н м}^2 / \text{кг}^2$ ),  $M$  – маса Землі ( $5,98 \cdot 10^{24} \text{ кг}$ ). Наведене вище співвідношення також можна записати в простішій формі, якщо ми достатньо близько до поверхні, тобто якщо відстань  $R$  приблизно дорівнює радіусу Землі  $R_F$ ):

$$F_g = mg, \text{ ahol } g = \gamma \frac{M}{R_F^2}.$$

Значення гравітаційного прискорення  $g$  можна обчислити, підставивши гравітаційну постійну, масу й радіус Землі в наведене вище рівняння. У середніх широтах на рівні моря  $g = 9,81 \text{ м/с}^2$ . Тіло, що рухається по колу з постійною кутовою швидкістю, прискорюється. Прискорення є наслідком зміни напрямку вектора швидкості.

Сила, яка змушує тіло змінювати напрямок руху, називається доцентровою силою. Напрямок сили вказує від точки  $P$  доріжки до центру кривизни  $O$ , її величина пропорційна відстані  $r$ , відрахованій від осі обертання, і квадрату кутової швидкості обертання  $\omega$ :

$$F_{cp} = m\omega^2 r.$$

За допомогою дії двох описаних вище сил (гравітаційної та доцентрової) можна пояснити, що затвердіння земної мантії відбулося не у формі правильної кулі, а скоріше у формі злегка сплющеного геоїда. На тіло, що покоїться на поверхні Землі, обертаючись разом із Землею, діє сила притягання мас і доцентрова сила. Максимальне значення доцентрової сили на поверхні Землі майже в 300 разів менше сили тяжіння. Напрямок сили притягання маси ( $F_g$ ) вказує на центр маси Землі, а протидію доцентрової сили ( $F_{cp}$ ) перпендикулярно до осі обертання. Результатом дії цих двох сил буде сила тяжіння  $G$ . Оскільки поверхня знаходиться в стані спокою, вона повинна бути перпендикулярна силі тяжіння, тобто в

результаті обертання Земля приймає форму геоїда, відмінну від кулі. Наслідком обертання Землі є те, що вага тіл однакової маси змінюється залежно від географічної широти, будучи найменшою на екваторі та найбільшою на полюсах. Відхилення становить приблизно 0,5% (Bartholy Judit, 2013).

### ***Kérdések az önálló felkészüléshez / Питання для самопідготовки:***

- 1. Mit nevezünk gravitációnak és gravitációs erőnek? / Що ми називаємо гравітацією та силою тяжіння?*
- 2. Mivel arányos a gravitációs erő nagysága? / Чому пропорційна величина сили тяжіння?*
- 3. Milyen összefüggés van a Föld geoid alakja illetve a gravitációs és centripetális erők között? / Який зв'язок між формою геоїда Землі та силами тяжіння та доцентровими силами?*

## **II. A földi mágnesség eredete**

A mágnesség jelenségét már az ókorban is ismerték. A mágnesség nevét a kis-ázsiai Magnesia városáról kapta, melynek környékén mágneses vasérctelepek vannak. Európában csak a XII. század végén tettek róla említést először.

Az iránytűvel való iránymeghatározás lehetősége azt bizonyítja, hogy a Földnek mágneses tere van, és ez irányítja a mágnesűt az észak-déli irányba. Régebben felismerték, hogy a mágneses észak-déli irány kismértékben eltér a földrajzi észak-déli iránytól. A hajók iránytűi a hosszabb tengeri utakon a Föld más és más részein különböző eltérést mutattak a földrajzi észak-déli iránytól. A mágneses észak-déli irány (a mágneses meridián) és a földrajzi észak-déli irány közötti szöveget nevezik mágneses elhajlásnak vagy deklinációnak. Ha az iránytűt vízszintes tengelyre helyezük, és annak északi vége a mágneses észak irányába mutat, a mágnesűt a mágneses meridián függőleges síkjában fordulhat el. Az iránytű vízszintessel bezárt szögét mágneses inklinációnak (lehajlás) nevezzük. A Föld mágneses terét első közelítésben reprezentáló dipólus úgy helyezkedik el a Föld belsejében, hogy déli mágneszettségű vége az Északi-sarkirányába mutat. A mágneses dipólus tengelye nem esik egybe a Föld forgástengelyével, hanem azzal  $11,5^\circ$ -os szöveget zár be. Azt a pontot, ahol a dipólus tengelye döfi a felszínt, mágneses pólusnak nevezzük. Az Északi-sark közelében a déli mágneszettségű északi mágneses pólus helyezkedik el. Az iránytű északi mágneszettséggel rendelkező vége mutat ebbe az irányba, ami érthető, hiszen mágnesség esetén az ellentétes polaritású pólusok vonzzák egymást. Az északi mágneses pólus a kanadai szigetvilágban Bathurst-sziget közelében helyezkedik el, a déli pedig az Antarktiszon, az Adelie-parton.

A mágneses térerősség nagysága a mágneses egyenlítőn kb. 0,33 gauss, a pólusokon 0,66 gauss. Valamely területre jellemző mágneses térerősség értékétől jelentősen eltérő adat a mágneses anomália. A helyi mágneses anomáliák a felszín alatt rejtőző mágneses érc-tömegekre utalhatnak (pl. ilyen mágneses anomália észlelhető Kurszk közelében).

A földmágnesség okát elsőként Elsasser, W. (1939) német geofizikus értelmezte helyesen. Szerinte a Föld dinamó módjára viselkedik, amelynek belsejében elektromos áram gerjesztődik. A geodinamó alapvető tulajdonságait már elég jól ismerik. A Föld forgása és belső hője tartja állandó mozgásban a külső mag olvadt, nagy mennyiségű fém tartalmazó anyagát. Amint ez az elektromosan vezető folyadék átáramlik a külső magon, kölcsönhatásba lép a Föld mágneses mezejével, amely a földtörténet folyamán tulajdonképpen mindig jelen volt. A kölcsönhatás elektromos áramot gerjeszt. Ha már elektromos áram indukálódott, az maga is mágnességet ébreszt,

és erősíti a földmágneses mezőt. A geodinamó mindaddig önfenntartó, amíg a Föld forgásából és hőjéből származó erők mozgásban tartják a szilárd mag körül az elektromosan vezető folyadékot.

A Föld mágneses tere időben lassan változik. A földi mágneses tér rendszeres mérésével annak különféle változásait lehet felderíteni. A Föld mágneses terének vizsgálatát jelentősen segítette az 1980-ban felbocsátott Magsat műhold. Az egyéves időtartamú program sok új adatot szolgáltatott.

A paleomágneses módszer a földtörténet során bekövetkezett paleoszekuláris változásokat vizsgálja. A paleomágneses vizsgálatokhoz a kőzetek mágnesezettsége nyújtja a fizikai alapot. Paleomágneses vizsgálatokra elsősorban a vulkáni kőzetek alkalmasak, de pl. löszön és folyóvízi üledékeken is nagy számban végeztek paleomágneses vizsgálatokat, és ezzel lehetővé tették azok korának pontosabb megállapítását is. A vulkáni kitöréskor a felszínre ömlő láva hőmérséklete magasabb, mint a benne levő mágneses ásványok Curie-hőmérséklete (a magnetit Curie-hőmérséklete 578 °C). Kihűléskor, amikor az ásványok elérik Curie-hőmérsékletüket, mágnessé válnak. A vulkáni kőzetek termoremanens mágnesezettségének iránya megegyezik a kihűléskor ható földi mágneses tér irányával, és a mágnesezettségük nagysága arányos lesz annak intenzitásával. Ha pl. K/Ar-módszerrel megállapítják a vulkáni kőzetek korát, s a kőzetből meghatározzák a paleomágneses tér irányát és nagyságát, nyomon lehet követni a mágneses térnek a földtörténet során bekövetkezett változásait.

A paleomágneses vizsgálatokból ismert, hogy a földtörténet során a földi mágneses tér többször változtatta erősségét és irányát. A korábbi geológiai korokban gyakran bekövetkezett a pólusok felcserélődése is. Ez a mágneses teret létrehozó dipólus 180°-os elfordulását jelenti. Az utolsó 4,5 millió évben négy nagyobb korszakot (epocha) különítették el. Ezeket személynevekkel jelölték (Brunhes, Matuyama, Gauss, Gilbert). A korszakokat rövidebb időtartamú ún. események (event) tagolják. A 4,5 millió év alatt 11 mágneses felcserélődés következett be (Borsy Zoltán, 1992).

## **II. Походження земного магнетизму**

Явище магнетизму було відомо ще в давнину. Свою назву магнетизм отримав від міста Магнезія в Малій Азії, навколо якого знаходяться поклади магнітної залізної руди. В Європі лише XII ст. вперше згадується наприкінці століття.

Уміння орієнтуватися за допомогою компаса доводить наявність у Землі магнітного поля, яке спрямовує магнітну стрілку в напрямку північ-південь. Раніше вважалося, що магнітний напрямок північ-південь дещо відрізняється від географічного напрямку північ-південь. Компаси кораблів під час тривалих морських подорожей у різних частинах світу показували різні відхилення від географічного напрямку північ-південь. Кут між магнітним напрямком північ-південь (магнітний меридіан) і географічним напрямком північ-південь називається магнітним відхиленням або схиленням. Якщо компас покласти на горизонтальну вісь і його північний кінець вказує на магнітний північ, магнітна стрілка може повертатися у вертикальній площині магнітного меридіана. Кут компаса до горизонталі називається магнітним нахилом. Диполь, який представляє магнітне поле Землі в першому наближенні, розташований всередині Землі таким чином, що його південний намагнічений кінець вказує в напрямку Північного полюса. Вісь магнітного диполя не збігається з віссю обертання Землі, а утворює з нею кут 11,5°. Точка, де вісь диполя торкається поверхні, називається магнітним полюсом. Північний магнітний полюс з південною намагніченістю розташований поблизу Північного полюса. Кінець компаса з північною намагніченістю вказує в цьому напрямку, що зрозуміло, оскільки у випадку магнетизму полюси протилежної полярності притягуються один до одного. Північний магнітний полюс розташований біля острова Батерст на Канадському архіпелазі, а південний — на узбережжі Аделі в Антарктиді.

Величина напруженості магнітного поля на магнітному екваторі становить бл. 0,33 гауса, на полюсах 0,66 гауса. Магнітна аномалія – це дані, які значно відрізняються від значення напруженості магнітного поля, характерного для місцевості. Місцеві магнітні аномалії можуть вказувати на магнітні рудні масиви, приховані під поверхнею (наприклад, таку магнітну аномалію можна виявити поблизу Курська).

Причину земного магнетизму вперше правильно витлумачив німецький геофізик В. Ельзассер (1939). За його словами, Земля поводить себе як динамо, всередині якого збуджується електричний струм. Основні властивості геодинамо вже досить добре відомі. Обертання Землі та внутрішнє тепло підтримують розплавлений матеріал зовнішнього ядра, який містить велику кількість металу, у постійному русі. Оскільки ця електропровідна рідина протікає через зовнішнє ядро, вона взаємодіє з магнітним полем Землі, яке, по суті, завжди було присутнє протягом усієї історії Землі. Взаємодія збуджує електричний струм. Коли електричний струм був індукований, він сам пробуджує магнетизм і посилює магнітне поле Землі. Геодинамо є самопідтримуючим, доки сили обертання Землі та тепло забезпечують рух електропровідної рідини навколо твердого ядра.

Магнітне поле Землі повільно змінюється з часом. Регулярно вимірюючи магнітне поле Землі, можна виявити різні зміни в ньому. Дослідженню магнітного поля Землі суттєво допоміг запусканий у 1980 році супутник Magsat. Річна програма дала багато нових даних.

Палеомагнітний метод досліджує палеосекюлярні зміни, що відбулися протягом історії Землі. Намагніченість гірських порід є фізичною основою для палеомагнітних досліджень. Вулканічні породи в першу чергу придатні для палеомагнітних досліджень, але напр. було також проведено велику кількість палеомагнітних досліджень лесових і річкових відкладень, що дозволило більш точно визначити їх вік. Під час виверження вулкана температура лави, що витікає на поверхню, вища за температуру Кюрі магнітних мінералів у ній (температура Кюрі магнетиту становить 578 °C). При охолодженні, коли мінерали досягають температури Кюрі, вони стають магнітними. Напрямок термостійної намагніченості вулканічних порід збігається з напрямком магнітного поля Землі, що діє при охолодженні, і величина їх намагніченості буде пропорційна її напруженості. Якщо напр. За допомогою K/Ar методу встановлюють вік вулканічних порід, за породою визначають напрямок і величину палеомагнітного поля, а також можна простежити зміни магнітного поля протягом історії Землі.

З палеомагнітних досліджень відомо, що магнітне поле Землі протягом історії Землі кілька разів змінювало свою силу і напрямок. У попередні геологічні епохи полюси часто мінялися місцями. Це означає обертання диполя на 180°, який створює магнітне поле. За останні 4,5 мільйона років виділяють чотири великі ери (епохи). Їх позначали особистими іменами (Брунхес, Матуяма, Гаусс, Гілберт). Ери меншої тривалості називаються розділені подіями. Протягом 4,5 мільйонів років відбулося 11 інверсій магнітного поля (Borsy Zoltán, 1992).

### ***Kérdések az önálló felkészüléshez / Питання для самопідготовки:***

- 1. Milyen szöveget nevezünk mágneses elhajlásnak? / Який кут ми називаємо магнітним відхиленням?*
- 2. Mi a mágneses pólus? Miben tér el a mágneses dipólus tengelye a Föld forgástengelyétől? / Що таке магнітний полюс? Чим вісь магнітного диполя відрізняється від осі обертання Землі?*

3. *Mi a mágnesen anomália? Mire utal kialakulása, és milyen példát lehet rá említeni? / Що таке магнітна аномалія? Про що свідчить його формування і який приклад можна навести?*
4. *Milyen folyamatok zajlanak a Föld belsejében, amik erősítik a földmágneses mezőt? / Які процеси відбуваються всередині Землі, що посилюють геомагнітне поле?*
5. *Mi állapítható meg a paleomágneses vizsgálatokból? / Що можна визначити з палеомагнітних досліджень?*

## 2. szemináriumi foglalkozás. Endogén folyamatok

**Célok / Мета:** A Föld belső folyamatainak bővebb kifejtése, feldolgozása.

**Módszerek / Методика:** a témakörök szakirodalmi feldolgozása, internetes források felhasználása; rövid előadás és Power Point bemutató készítése.

**A foglalkozás témakörei / Тематика занятия:**

### **I. Lemeztektonika. A földkéreg lassú mozgása**

A lemeztektonika megnevezés onnan származik, hogy a Föld legkülső vékony szilárd gömbhéja litoszféralemezekből áll. A lemezek — amelyek között nagyobbak és kisebbek egyaránt előfordulnak — teljesen beburkolják a Földet. A hat nagy és néhány kisebb litoszféralemez egymáshoz és a Föld forgástengelyéhez képest állandó mozgásban van.

A lemezmozgásoknak három típusát különböztetjük meg:

- az egymástól távolodó (divergáló);
- az egymáshoz közeledő (konvergáló);
- az egymással párhuzamosan elmozduló (konzervatív) lemezeket.

Ha a lemezek egymástól távolodnak, akkor az asztenoszférából felnyomuló, bizonyos mértékig módosult köpenyanyag kitölti a lemezperemek között a dilatáció hatására bekövetkezett űrt. Az egymástól távolodó lemezszegélyeket ezért gyarapodó vagy akkréciós szegélyeknek is nevezzük. Ilyen lemezszegélyeket mutattak ki az óceánközépi hátságoknál, ahol a felnyomuló köpenyanyag bazaltos olvadéka lehűl és óceáni kéreggé merevedik. A lemeztávolodás a hatalmas Kelet-afrikai-árokrendszer mentén is megindult. A Vörös-tenger tulajdonképpen már tengerrel kitöltött árok, amely viszonylag gyors ütemben szélesedik. A Kelet-afrikai-árokrendszer tágulása idő múltán szintén oda vezet, hogy Afrika keleti része leválik a kontinens törzséről. Az ilyen helyeken — a konvekciós áramlások felszálló ágában — diapirszerűen megemelkedik a köpeny (a diapir földtani test, amely a rátelepülő rétegeket áttöri). A Pangeán ez a megemelkedés a jurában kezdődhetett el, és a hatalmas kontinensen először a Kelet-afrikai-árokrendszerhez hasonló hasadékképződést (riftesedést) okozott. A köpeny divergáló mélyárama a hasadékképződéssel szétszakított (szétválasztott) kontinenseket egyre jobban eltávolította egymástól. Közben a megújuló szétválás helyén újabb és újabb magmatömegek nyomultak fel és gyarapították az óceáni kéreg kiterjedését. A kezdetben szárazföldi árok (pl. Afrika és Dél-Amerika között) előbb tengeri árokká, majd egyre szélesebb óceánna terebélyesedett. Az elmondottak alapján azt mondhatjuk, hogy az óceánközépi hátság az óceánok születésének és gyarapodásának a helye.

Az egymáshoz közeledő, ütköző lemezhatároknál (konvergens lemezszegélyeknél) az alábbi események következhetnek be.

1. Amennyiben óceáni lemez kontinentális lemezzel ütközik (mint pl. Dél-Amerikánál), a sűrűbb óceáni kéreg kb. 45°-os dőlésű sík mentén a kontinentális litoszféralemez alá bukik, és nagy mélységre, akár 400-700 km mélyre is benyomul a köpenybe. Ezt az alábukást szubdukciónak, magát az övezetet, ahol ez bekövetkezik, szubdukciós vagy konzumációs övezetnek nevezik. Itt ugyanis az óceáni lemez valóban felemésztődik.

2. Amikor a konvergencia során két kontinentális lemez ütközik, tartós szubdukció nem jöhet létre. A 2,7-2,8 g/cm<sup>3</sup> sűrűségű kontinentális kéregre olyan nagy a 3,3 g/cm<sup>3</sup> sűrűségű köpeny felhajtóereje, hogy a lefelé tartó mozgás csak mérsékelt ütemű lehet. Inkább alácsúszásra kerülhet sor. Ez a helyzet pl. a Himalájánál, ahol az Indiai-lemez mintegy pilléreként tartja a Himalája láncait.

Ilyenkor az történik, hogy a két kontinentális kéregrész közötti óceán bezárul, és az óceán fenekén lerakódott sok üledék torlódik, tektogenezisen megy keresztül, amit később az orogenezis követ.

A két kontinentális lemez ütközésekor peremi részeikről kisebb-nagyobb lemeztöredékek válhatnak le, és ezek eredeti helyükről eltávolodva a hegységek kialakulásában szerepet játszhatnak. Két szárazföldi lemez ütközésére jó példa Gondwana és Laurázsia egymáshoz való közeledése, amely végül is a Tethys-tenger bezárulásához, eltűnéséhez vezetett.

Az olyan hatalmas óceánnál, mint a Csendes-óceán, előfordulhat, hogy óceáni lemez egy másik óceáni lemezzel kerül összeütközésbe. Ilyenkor az idősebb, jobban lehűlt, nagyobb sűrűségű lemez bukik a fiatalabb lemez alá.

3. Előfordulhat olyan lemezmozgás is, amikor két lemez egymással párhuzamosan mozog. Az ilyen lemezszegélyeknél hatalmas vízszintes irányú vetődés alakul ki, és a lemezek ennek mentén csúsznak el. Ilyen a Szent András-vető Kaliforniában, ahol a vető mentén az oligocén óta a két lemez egymáshoz viszonyítva 280 km-t mozdult el. A régebben végbement hasonló jellegű lemezmozgásokat nehéz kimutatni, mivel ezeket nem kísérte jelentősebb deformáció vagy kőzetképződés.

A lemezmozgásokat globálisan szemlélve azt mondhatjuk, hogy az egymástól távolodó lemezek az óceánfenék területi gyarapodásához vezetnek. Ezt mintegy ellensúlyozza az óceáni lemezek alábukása, hiszen a köpenybe mélyen behatoló óceáni lemez konzumálódik, nagyobb részében a köpeny anyagává válik.

Az óceánfenék szétterülésének modelljét Hess, H. (1962) dolgozta ki. Elmélete tulajdonképpen egy modern szemléletű kontinensvándorlásnak és az egész lemeztektonikai szemlélet kiindulási pontjának tekinthető. Hess munkássága kopernikuszi fordulatot hozott a földtudományokban. Bár Hess munkájának megjelenésekor már tudták azt, hogy az óceáni kéreg vékony és bazaltból épül fel, ő mutatott rá először, hogy az óceáni hátságok a konvekciós áramlások felszálló ágánál keletkeznek. A kéreg a hátságokon feláramló magma megszilárdulásával állandóan gyarapodik. Az óceáni medencék ennek a folyamatnak köszönhetik kialakulásukat, mai nagyságukat. Hess az óceánfenék szétterülését összekapcsolta a kontinensvándorlással. Számításai szerint az óceánfenék szétterjedésének 1 cm/év a sebessége. Az óceánok kora így nem lehet több, mint 200 millió év. Az óceánfenék különböző részeiről vett magminták K/Ar-vizsgálata az utóbbi feltételezést tökéletesen igazolta.

Hess elméletét meggyőzően támogatták Vine, F. és Matthews, D. H. kutatásai (1963). Korábban, de főképpen 1950-től az óceánok nagy területeiről mágneses anomália-térképeket készítettek, és ezek meglepő adatokkal szolgáltak. Kiderült, hogy a mágneses anomáliák az óceánközépi hátságokkal és egymással párhuzamos, hosszan elnyúló sávokban váltakoznak. A vonalasan megnyúlt mágneses anomáliák eredetét először nem tudták magyarázni. Vine és Matthews mutatták ki, hogy a mágneses anomáliák keletkezését a mágneses tér irányának változásai idézték elő. Munkásságukkal lerakták a magnetosztratográfia alapjait is. Megállapították, hogy minden anomaliasáv egy-egy paleomágneses zónának felel meg. Az anomaliasávok nyálábjai pedig paleomágneses korszakokat tükröznek. Vine és Matthews munkássága meggyőző magyarázatot ad a mágneses anomaliasávok szimmetrikus elrendeződésére és az óceánfenék szétterülésének mechanizmusára is. Eredményeiket az eltelt időszakban az óceáni kéregből vett nagyszámú bazalt magminta paleomágneses vizsgálatával és K/Ar kormeghatározási módszerrel ellenőrizték. Az újabb adatok lehetővé tették az óceánfenék területgyarapodási sebességének pontosabb megállapítását is.

A lemezmozgások kölcsönös kapcsolatban vannak a litoszféra alatti köpenyben végbemenő konvekciós áramlásokkal. Bár a földköpeny — mint tudjuk — szilárd halmazállapotú, a

litoszféramezek évente több cm-t is elmozdulhatnak. Ez valószínűleg úgy lehetséges, hogy a köpeny kőzeteiben egy csekély olvadékanyag is van, amely a mélyben uralkodó hatalmas nyomáson vékony filmréteg formájában veszi körül a szilárd ásványokat. A litoszféra alatti asztenoszférában — amelynek anyaga viszonylag könnyen elmozdulhat — az olvadt anyagrész arányát néhány százalékra becsülik. Ez elég ahhoz, hogy a kőzet lassú mozgása meginduljon. Ugyanakkor azt is lehetővé teszi, hogy a földrengéshullámok — bár sebességük lecsökken — áthaladhassanak rajta (Borsy Zoltán, 1992).

## **II. Тектоніка плит. Повільний рух земної кори**

Назва тектоніка плит походить від того, що зовнішня тонка тверда сферична оболонка Землі складається з літосферних плит. Плити, між якими є як більші, так і менші, повністю огортають Землю. Шість великих і кілька менших літосферних плит знаходяться в постійному русі відносно одна одної та осі обертання Землі.

Розрізняють три типи рухів пластини:

- дивергентні;
- конвергентні;
- плити, що рухаються паралельно одна одній (консервативні).

Якщо плити віддаляються одна від одної, матеріал мантиї, що піднімається з астеносфери, певною мірою видозмінений, заповнює простір між краями плити, викликаний розширенням. Краї пластин, які віддаляються один від одного, тому також називаються акреційними або акреційними краями. Такі межі плити були виявлені на серединно-океанічних хребтах, де базальтовий розплав мантиї, що піднімається, охолоджується і твердне в океанічну кору. Розділення плит також почалося вздовж величезної східноафриканської системи траншей. Червоне море насправді є жолобом, уже заповненим морем, яке розширюється відносно швидкими темпами. З часом розширення східноафриканської системи траншей також призводить до того, що східна частина Африки відділяється від основної частини континенту. У таких місцях — у висхідній гілці конвекційних течій — мантия піднімається, як діапір (діапір — це геологічне тіло, яке прориває верхні шари). На Пангеї це підняття, можливо, почалося в юрському періоді та вперше на величезному континенті спричинило рифтинг (рифтинг), подібний до східноафриканської траншейної системи. Глибинна течія мантиї, що розходиться, рухала континенти, які були розірвані (відокремлені) розломами, все далі і далі. Тим часом у місці нового відриву все більше й більше магматичних мас піднімалися вгору й збільшували протяжність океанічної кори. Спочатку наземний жолоб (наприклад, між Африкою та Південною Америкою) спочатку розширився в морський жолоб, а потім у все більш широкий океан. Виходячи зі сказаного, можна сказати, що серединно-океанічний хребет є місцем, де зароджуються і ростуть океани.

Наступні події можуть відбуватися на конвергентних межах плит.

1. Якщо океанічна плита стикається з континентальною плитою (як, наприклад, у Південній Америці), більш щільна океанічна кора становить прибл. По площині, нахилений під кутом  $45^\circ$ , вона опускається під континентальну літосферну плиту і просувається в мантию на велику глибину, навіть на 400-700 км. Це опускання називається субдукцією, а сама зона, де воно відбувається, називається субдукцією або зоною споживання. Ось де океанічна плита справді з'їдається.

2. Коли дві континентальні плити стикаються під час конвергенції, постійна субдукція не може відбутися. Виштовхувальна сила мантиї з щільністю  $3,3 \text{ г/см}^3$  настільки велика для



континентальної кори з щільністю 2,7-2,8 г/см<sup>3</sup>, що рух вниз може відбуватися лише з помірною швидкістю. Швидше, він може прослизнути. Ця ситуація, напр. в Гімалаях, де Індійська плита підтримує Гімалайські ланцюги, як стовп. У цьому випадку відбувається те, що океан між двома частинами континентальної кори закривається, і багато відкладень, що відкладаються на дні океану, скупчуються та піддаються тектогенезу, за яким пізніше слідує горотворення.

Коли дві континентальні плити стикаються, менші чи більші фрагменти плит можуть від'єднатися від своїх периферійних частин, і вони можуть зіграти роль у формуванні гір, віддаляючись від свого початкового розташування. Хорошим прикладом зіткнення двох наземних плит є зближення Гондвани та Лавразії, що в кінцевому підсумку призвело до закриття та зникнення моря Тетіс.

У такому величезному океані, як Тихий, одна океанічна плита може стикатися з іншою. При цьому старша, більш охолоджена, більш щільна пластина потрапляє під молодшу.

3. Рух плити також може відбуватися, коли дві пластини рухаються паралельно одна одній. На таких краях пластини виникає величезна горизонтальна проекція, по якій пластини ковзають. Таким є розлом Сент-Ендрю в Каліфорнії, де дві плити вздовж розлому перемістилися на 280 км одна відносно одної з олігоцену. Рухи плит подібного характеру, які мали місце в минулому, важко виявити, оскільки вони не супроводжувалися значною деформацією чи утворенням гірських порід.

Дивлячись на рух плит глобально, можна сказати, що плити, що віддаляються одна від одної, призводять до територіального зростання дна океану. Це дещо компенсується субдукцією океанічних плит, оскільки океанічна плита, яка проникає глибоко в мантію, витрачається, і більша її частина стає матеріалом мантії.

Модель поширення океанічного дна була розроблена Гессом Х. (1962). Його теорію насправді можна вважати сучасним підходом до міграції континентів і відправною точкою всього підходу до тектонічних плит. Роботи Гесса принесли коперніканський поворот у науках про Землю. Хоча на момент публікації роботи Гесса вже було відомо, що океанічна кора тонка і складається з базальту, він був першим, хто показав, що океанічні хребти утворюються на висхідних гілках конвекційних течій. Кора постійно зростає разом із застиганням магми, що тече вгору по хребтах. Океанські басейни завдячують своїм формуванням і своїм сучасним розміром саме цьому процесу. Гесс пов'язав поширення дна океану з дрейфом материків. За його підрахунками, швидкість розтікання дна океану становить 1 см/рік. Вік океанів не може перевищувати 200 мільйонів років. К/Аг аналіз керна, взятого з різних частин океанського дна, ідеально підтвердив останнє припущення.

Теорія Гесса була переконливо підтверджена дослідженнями Вайн, Ф. і Метьюза, Д. Х. (1963). Раніше, але в основному з 1950 року, були зроблені карти магнітних аномалій великих районів океанів, і вони дали дивовижні дані. Виявилось, що магнітні аномалії чергуються довгими смугами, паралельними серединно-океанічним хребтам і один одному. Походження лінійно витягнутих магнітних аномалій спочатку не вдалося пояснити. Вайн і Метьюз показали, що магнітні аномалії викликані зміною напрямку магнітного поля. Своїми роботами вони також заклали основи магнітостратографії. Встановлено, що кожна смуга аномалії відповідає палеомагнітній зоні. Промені смуг аномалії відображають палеомагнітні епохи. Робота Вайна і Метьюза також дає переконливе пояснення симетричного розташування смуг магнітних аномалій і механізму розтікання дна океану. У минулому періоді їх результати були підтверджені палеомагнітним дослідженням великої кількості проб базальтового керна,

взятих з океанічної кори, і К/Аг методом датування. Більш свіжі дані також дозволили більш точно визначити швидкість збільшення площі дна океану.

Рухи плит взаємопов'язані з конвекційними потоками, що відбуваються в мантії під літосферою. Хоча мантія Землі, як ми знаємо, тверда, літосферні плити можуть рухатися на кілька сантиметрів на рік. Ймовірно, це можливо тому, що породи мантії також містять невелику кількість розплавленого матеріалу, який оточує тверді мінерали у вигляді тонкої плівки через величезний тиск, що панує в глибинах. В астеносфері під літосферою, матеріал якої може рухатися відносно легко, відсоток розплавленого матеріалу оцінюється в кілька відсотків. Цього достатньо, щоб почати повільний рух каменя. У той же час він також дозволяє хвилям землетрусів - хоча їх швидкість зменшена - проходити через нього (Borsy Zoltán, 1992).

### ***Kérdések az önálló felkészüléshez / Питання для самопідготовки:***

- 1. Honnan ered a lemeztektonika elnevezés? / Звідки походить назва тектоніка плит?*
- 2. Mozgásukat tekintve hogyan jellemezhetők a lemezek? / Як можна охарактеризувати літосферні плити з точки зору їх руху?*
- 3. Milyen folyamatok eredményezik az óceáni kéreg kialakulását? / В результаті яких процесів утворюється океанічна кора?*
- 4. Hol figyelhető meg a hasadékképződés (riftesedés)? Milyen példákat lehet erre említeni az óceánban és a szárazföldön is? / Де можна спостерігати утворення тріщини (рифтування)? Які приклади цього можна навести як в океані, так і на суші?*
- 5. Milyen esetben alakulhat ki szubdukciós övezet? / У якому випадку може утворитися зона субдукції?*
- 6. Kontinentális lemezek ütközésekor milyen folyamatok mennek végbe? / Які процеси відбуваються при зіткненні материкових плит?*
- 7. Mely lemezmozgásnak köszönhető a Szent András-vető kialakulása Kaliforniában? / Рух якої плити відповідає за утворення розлому Св. Андрія в Каліфорнії?*
- 8. Milyen kapcsolata van az óceánfenék szétterülésének a kontinensvándorlással? / Який зв'язок між поширенням дна океану та дрейфом континентів?*

## **II. Szeizmikusság**

A Föld szilárd kérge sehol nincs nyugalomban, azt valahol mindig megmozgatják a földrengések. A földi földrengésjelző állomáshálózat évente több mint tízezer rengést észlel. A rengéshullámokat a megfelelő helyre telepített állomásokon szeizmográfokkal vizsgálják. Az állomásokat lehetőség szerint alaphegységre vagy legalábbis kemény kőzetből felépített területre építik. Az obszervatóriumokban a szeizmogramok adatait részletesen feldolgozzák. Megállapítják a földrengés során keletkezett különböző hullámok pontos beérkezési idejét és a szeizmogramból leolvasható, a földrengésre jellemző egyéb fontosabb adatokat. A feldolgozott adatok nemzetközi központba kerülnek, ami Strasbourgban található.

A földrengések szeizmogramjain jól látható, hogy a földrengés helyétől (epicentrumából) az észlelőhelyre elsőként a hosszanti (P vagy longitudinális) hullámok érkeznek be kisebb periódussal és kisebb amplitúdával. Ezeknél az anyagi részecskék elmozdulása a hullám terjedésének irányában történik.

A transzverzális (S) hullámokat a hosszabb periódus és a nagyobb amplitúdó jellemzi. Az S hullámban a részecskék a terjedés irányára merőlegesen (transzverzálisán) mozognak. Az S hullám csak szilárd közegben terjed, folyadékban vagy gázokban nem.

A legnagyobb amplitúdóval és a leghosszabb periódussal a felületi (L) hullámok érkeznek be. Bár ezek haladási sebessége még az S hullámokénak is csak mintegy a fele, nagy amplitúdójuk miatt ezek idézik elő a legnagyobb pusztítást. Több fajtájuk is van. Közös jellemzőjük, hogy a rezgés nagysága a mélységgel gyorsan csökken. Emiatt tulajdonképpen csak a Föld felszínének környezetében terjednek. Innen ered a felületi hullám nevük is.

### **A földrengések erősségének fokozatai**

A földrengések hatása a közvetlenül nem érzékelhető elmozdulástól az emberi létesítmények teljes elpusztulásáig nagyon különböző lehet. A rengéshullámok hatása gyakran csak pillanatnyi, múlt jelenségekben mutatkozik meg (ablakok rezgése, lámpák ingása).

A rengés erősségének jellemzésére erősségi skálát állítottak össze. A ma használt 12 fokozatos Mercalli-Cancani-Sieberg-féle földrengés-erősségi skálánál az egyes fokozatok a földrengésre jellemző gyorsulások mértani haladvány szerint növekedő értékeinek felelnek meg. A skála hiányossága, hogy nincs tekintettel a földrengés során felszabaduló energiára. Ez a körülmény a fokozatok megállapításánál tévedésekre adhat alkalmat. Ezért nagy jelentőségű volt, amikor Richter, C. F. (1935) a földrengések jellemzésére, tapasztalati tényekre támaszkodva bevezette a földrengések méretének (magnitúdójának) fogalmát. Szerinte a földrengés méretét (magnitúdóját) úgy határozhatjuk meg, hogy az epicentrumtól 100 km távolságban elhelyezett szabványszeizmográf felvett szeizmogramon mikronokban lemérjük a legnagyobb amplitúdót, és annak 10-es alapú logaritmusát vesszük. Mélyfészkes rengéseknél a Richter-féle módszer nem használható, mert azoknál a felületi hullámok elmaradnak.

A Richter-féle skálát egyes munkákban 1-9 fokozatúnak írják le. A legkisebb érzékelhető földrengés magnitúdója 1,5. A 3-as méretű rengések az epicentrumtól 20 km-es távolságon belül még észlelhetők. A 4,5 magnitúdójú földrengések már enyhe károkat okoznak, a 6-os méretűek pedig kisebb területen pusztítólag hatnak. A nagyobb rengések alsó határát 7,5 magnitúdónál vonták meg. A legerősebb földrengések mérete ritkán emelkedik 8,5 fölé. Az 1933-ban Japánban bekövetkezett rengésnek 8,9 volt a magnitúdója.

A földrengéseket gyakran mint pillanatokig tartó eseményeket írják le, időtartamukat azonban pontosan meg tudják határozni. A felületi hullámok hatására bekövetkező mozgások általában egy percnél rövidebb ideig tartanak. Az 1906-ban San Franciscóban lezajlott földrengés mindössze 40 másodperc időtartamú volt. 1964-ben Alaszkában (Anchorage, Seward) viszont több mint 3 percig mozgott a föld. Az utóregések még hosszabb ideig tanúsítják, hogy a kéreg nem jutott teljesen nyugalomba. Az 1964. március 28-i, 8,5 magnitúdójú alaszki földrengést még 28 utóregés követte, és ezekből 10 meglehetősen erős volt, mintegy 270 000 km<sup>2</sup> területet érintett.

A földrengések — mint azt korábban láttuk — túlnyomórészt a lemezhatárokhoz kötődnek, és főképpen tektonikus eredetűek. A vulkáni eredetű földrengések többnyire helyi jellegűek, és makroszeizmikus területük sugara általában nem haladja meg az 50 km-t. A vulkáni kitörést megelőzően már hetekkel korábban jelentkezhetnek rengések, amelyek fokozatosan rengésrajjjá sűrűsödnek. A rengés a vulkáni kitörés időpontjában a legerősebb.

A földrengések nagy része a cirkumpacifikus övezetben következik be. A Földön észlelt rengések mintegy 75%-a az ottani lemezhatároknál pattan ki. A földrengések szempontjából veszélyeztetett területnek számít a fiatal Eurázsiai-hegységrendszer övezete is (főképpen az Atlasz vidéke, az Appenninek és a Dinaridák vonulata, Görögország, az Égei-tenger környéke, Kis-Ázsia, a Kaukázus, az Örmény-magasföld, Irán, Afganisztán, a Pamír övezete és a Himalája). A földrengések

amellett, hogy emberi létesítményekben súlyos károkat idézhetnek elő, jelentős emberáldozatot is követelnek.

A legrégebbi földrengés, amelyről a történeti források megemlékeznek, i. e. 1180-ban Jerikót pusztította el. 1923-ban a 8,3 magnitúdójú rengés Tokiót és Jokohamát teljesen elpusztította, és 140 000 ember halálát okozta.

### **A földrengések formaképző hatása**

Az említett pusztításokon kívül a nagy erejű földrengéseknek rendszerint jelentős formaképző hatásuk is van. A felszínen repedések, mélyebb hasadások, ill. törések jelennek meg. A törési síkok mentén a földkéreg kisebb-nagyobb darabjai vízszintesen és függőlegesen is elmozdulhatnak. Azt, hogy a földrengések kipattanásakor milyen hatalmas energiák működnek, jól igazolják az alábbi példák. Az 1811-ben a Mississipp-i völgyében bekövetkezett nagy földrengés alkalmával terjedelmes süllyedések keletkeztek, amelyekben tavak jöttek létre. A legnagyobb süllyedés hossza a 60 km-t is meghaladta (St. Francis-tó). Ugyanekkor egyes területek emelkedtek, és több a Mississipp-i felé tartó vízfolyásnak megváltozott a folyásiránya. Az 1906. évi chilei földrengés idején egyes partszakaszoknál 50-60 m-es kiemelkedést is tapasztaltak.

A földrengések alkalmával a változatosabb felszínű dombsági és főleg hegyvidéki területeken nagyméretű tömegmozgások, csuszamlások következhetnek be. Ebből a szempontból a legnagyobb katasztrófa a kínai Kanszu tartományt érintette 1920-ban. Az erősen felszabdalt lösz borította területek jó lehetőséget nyújtanak löszlakások kialakítására. A rendkívül nagy erejű 8,6 magnitúdójú rengés a csuszamlások százait váltotta ki, és tömegével pusztította el a löszlakásokat a bennük lakókkal együtt.

Az erős földrengések pusztító tengerrengést (cunami) válthatnak ki. Az óránként 600 km sebességet is elérő szökőár hullámai a lapos partokon ugyan bizonyos mértékig lefékeződnek, a part menti építményekben mégis nagy pusztítást végezhetnek, és sok emberáldozatot követelnek (Borsy Zoltán, 1992).

A cunami japán szó, a "cu" jelentése part, a "nami" hullámot jelent, tehát „parti hullám”. Cunami esetén az egész víztömeg megmozdul; amplitúdója csupán 0,4 – 2 méter, hullámhossza viszont 100-300 km és terjedési sebessége 500-1000 km/óra. Különösen összeszőkülő öblökben érhet el nagy magasságot. A hatalmas víztömeg egyirányú mozgása miatt a hatása közismerten katasztrófális lehet. Bár tapasztalatok szerint a legtöbb cunamit tenger alatti földrengések hozzák létre, az is kiderült, hogy nem minden tenger alatti földrengés okoz pusztító szökőárt. Úgy tűnik, ha a földrengés hatására a tengerfenék csak oldalirányban mozdul el, nem jön létre cunami. Ha viszont a földrengés alkalmával a tengerfenék több métert megemelkedik, vagy lesüllyed, úgy kialakulhat a tengerrengés és ennek következtében a tengerparton a pusztító hullám (Zsákai Róbert, 2012).

## **II. Сейсмічність**

Тверда земна кора ніде не спочиває, її завжди кудись переміщують землетруси. Мережа станцій моніторингу землетрусів Землі щороку виявляє більше десяти тисяч землетрусів. Хвилі землетрусів досліджують сейсмографами на станціях, встановлених у відповідних місцях. Якщо можливо, станції будують на скельній основі або принаймні на твердій скелі. Обсерваторії детально обробляють дані сейсмограмм. Вони визначають точний час приходу різних хвиль, що виникають під час землетрусу, та інші важливі дані, характерні для землетрусу, які можна зчитати з сейсмограмми. Оброблені дані надсилаються до міжнародного центру в Страсбурзі.

На сейсмограмах землетрусів видно, що першими від місця (епіцентру) землетрусу до місця виявлення надходять поздовжні (P або поздовжні) хвилі з меншим періодом і меншою амплітудою. У цих випадках матеріальні частинки рухаються в напрямку поширення хвилі.

Поперечні (S) хвилі характеризуються більшим періодом і більшою амплітудою. У хвилі S частинки рухаються перпендикулярно (поперечно) до напрямку поширення. Хвиля S поширюється лише в твердих тілах, а не в рідинах чи газах.

Поверхневі (L) хвилі надходять з найбільшою амплітудою і найбільшим періодом. Хоча швидкість їх переміщення становить лише приблизно половину швидкості S-хвиль, через велику амплітуду вони викликають найбільші руйнування. Вони мають кілька різновидів. Їх спільною рисою є те, що величина вібрації швидко зменшується з глибиною. З цієї причини вони фактично поширюються лише в середовищі поверхні Землі. Звідси і назва поверхнева хвиля.

### Ступені сили землетрусів

Вплив землетрусів може бути дуже різним, від зміщення, яке не помітно безпосередньо, до повного руйнування людських об'єктів. Дія сейсмічних хвиль часто проявляється лише у миттєвих, швидкоплинних явищах (вібрація вікон, рух ламп).

Для характеристики сили землетрусу була складена шкала сили. У використовуваній сьогодні 12-ступінчастою шкалі інтенсивності землетрусів Меркаллі-Канкані-Зіберга окремі ступені відповідають геометрично зростаючим значенням прискорень, характерних для землетрусу. Недоліком шкали є те, що вона не враховує енергію, що виділяється під час землетрусу. Ця обставина може стати причиною помилок при виставленні оцінок. Ось чому було дуже важливо, коли К. Ф. Ріхтер (1935) ввів концепцію розміру (магнітуди) землетрусів на основі характеристики землетрусів і емпіричних фактів. За його словами, розмір (магнітуду) землетрусу можна визначити, вимірявши найбільшу амплітуду в мікронах на сейсмограмі, записаній стандартним сейсмографом, розташованим на відстані 100 км від епіцентру, і взявши її логарифм за 10. Метод Ріхтера не можна використовувати для глибоких землетрусів, оскільки поверхневі хвилі не виявляються.

Шкала Ріхтера в деяких роботах описується як 1-9. Магнітуда найменшого відчутного землетрусу становить 1,5. Землетруси магнітудою 3 все ще можна виявити на відстані 20 км від епіцентру. Землетруси магнітудою 4,5 вже завдають незначних ушкоджень, а магнітудою 6 мають руйнівний вплив на меншій території. Нижня межа сильніших землетрусів була встановлена на рівні 7,5. Магнітуда найсильніших землетрусів рідко піднімається вище 8,5. Землетрус 1933 року в Японії мав магнітуду 8,9.

Землетруси часто описують як миттєві події, але їх тривалість можна точно визначити. Рухи, викликані поверхневими хвилями, зазвичай тривають менше хвилини. Землетрус у Сан-Франциско 1906 року тривав лише 40 секунд. Однак у 1964 році на Алясці (Анкоридж, Сьюард) Земля рухалася більше 3 хвилини. Афтершоки протягом ще більш тривалого періоду доводять, що земна кора не повністю заспокоїлася. Після землетрусу на Алясці магнітудою 8,5, який стався 28 березня 1964 року, послідували ще 28 афтершоків, 10 з яких були досить сильними, що торкнулися території площею близько 270 000 км<sup>2</sup>.

Землетруси, як ми бачили раніше, переважно пов'язані з межами плит і мають переважно тектонічне походження. Землетруси вулканічного походження мають переважно локальний характер, а радіус їх макросейсмічної області зазвичай не перевищує 50 км. Перед виверженням вулкана тижнями можуть виникнути землетруси, які поступово згущуються в рій землетрусів. Землетрус найсильніший у момент виверження вулкана.

Більшість землетрусів відбувається в навколотихоокеанському регіоні. Близько 75% землетрусів, виявлених на Землі, відбуваються на кордонах плит. З точки зору землетрусів зоною ризику також вважається зона молоді гірської системи Євразії (переважно район Атласу, Апенніни та Дінариди, Греція, Егейське море, Мала Азія, Кавказ, Вірменське нагір'я, Іран, Афганістан, Памір і Гімалаї). Окрім серйозної шкоди людським об'єктам, землетруси також вимагають значних людських жертв.

Найдавніший землетрус, зафіксований в історичних джерелах і. д. Він зруйнував Єрихон у 1180 році. У 1923 році землетрус магнітудою 8,3 бала повністю зруйнував Токіо та Йокогаму, убивши 140 000 людей.

### **Формуючий вплив землетрусів**

Крім згаданих руйнувань, значний формоутворюючий вплив зазвичай мають також сильні землетруси. Тріщини на поверхні, більш глибокі тріщини або з'являються переломи. По площинах розломів менші або більші шматки земної кори можуть переміщатися як горизонтально, так і вертикально. Наступні приклади демонструють величезну енергію, яка діє під час землетрусів. Під час великого землетрусу 1811 року в долині Міссісіпі утворилися об'ємні западини, в яких утворилися озера. Довжина найбільшого опускання перевищила 60 км (оз. Сент-Франсіс). У той же час деякі ділянки піднялися, і кілька водотоків, що ведуть до Міссісіпі, змінили своє русло. Під час чилійського землетрусу 1906 р. деякі ділянки узбережжя піднялися на 50–60 м.

Під час землетрусів у горбистих і особливо гірських районах з більш різноманітною поверхнею можуть відбуватися масштабні переміщення мас і зсуви. З цієї точки зору найбільша катастрофа торкнулася китайської провінції Кансу в 1920 році. Території, вкриті сильно еродованим лесом, пропонують гарну можливість для будівництва лесових квартир. Надзвичайно потужний землетрус магнітудою 8,6 бала спровокував сотні зсувів і знищив лесові будинки разом із мешканцями.

Сильні землетруси можуть викликати руйнівні морські землетруси (цунамі). Незважаючи на те, що хвилі цунамі, які можуть досягати швидкості 600 км на годину, певною мірою гальмуються на рівнинних узбережжях, вони все одно можуть викликати великі руйнування в прибережних спорудах і вимагати багатьох людських жертв (Borsy Zoltán, 1992).

Японське слово, що означає цунамі, «жу» означає берег, «намі» означає хвиля, отже, «прибережна хвиля». У разі цунамі вся водойма рухається; його амплітуда всього 0,4–2 метри, але довжина хвилі 100–300 км, а швидкість поширення 500–1000 км/год. Він може досягати великих висот, особливо у звужених затоках. Через односторонній рух величезної маси води її вплив можна назвати катастрофічним. Хоча досвід показує, що більшість цунамі спричинені підводними землетрусами, було також виявлено, що не всі підводні землетруси викликають руйнівні цунамі. Вочевидь, якщо землетрус лише зміщує морське дно вбік, цунамі не виникає. Якщо, навпаки, під час землетрусу морське дно піднімається або опускається на кілька метрів, може статися землетрус і, як наслідок, руйнівна хвиля на узбережжі (Zsákaí Róbert, 2012).

### ***Kérdések az önálló felkészüléshez / Питання для самонадготовки:***

- 1. Milyen hullámokat lehet észlelni a földrengéskor, s milyen módon olvashatók le? / Які хвилі можна виявити під час землетрусу і як їх прочитати?*
- 2. Mit vesz figyelembe a Mercalli-Cancani-Sieberg-féle földrengés-erősségi skála, s miben különbözik ettől a Richter-féle skála? / Що враховує шкала сили землетрусів Меркалі-Канкани-Зіберга і чим шкала Ріхтера відрізняється від неї?*

3. *Melyek voltak a történelem ismert és lejegyzett legnagyobb földrengései? / Які були найбільш відомі та зареєстровані землетруси в історії?*
4. *Hol vannak a földrengések előfordulásának leggyakoribb helyei a Földön? Mi ennek a magyarázata? / Де на Землі найчастіше трапляються землетруси? Яке цьому пояснення?*
5. *Hogyan hatnak a földrengések a felszín domborzatára? Milyen példák említhetők a földrengések formaképző hatására? / Як землетруси впливають на рельєф поверхні? Які приклади можна навести формоутворюючої дії землетрусів?*
6. *Mi a cunami? Hogyan alakul ki? / Що таке цунамі? Як воно утворюється?*

### **III. Vulkanizmus**

A gyakran pusztító katasztrófák formájában jelentkező felszíni vulkánosság olyan anyagot, magmát, gázokat, gőzöket hoz a felszínre, amelyek azelőtt még nem voltak ott. A vulkanikus kúpot a magma származáshelyével, az ún. magmatűzhellyel vagy magmafészekkel csatorna (kürtő) köti össze. A csatorna a vulkáni kúpban tölcészerűen kitágul. A tölcéses mélyedés a kráter. Ez az egész formaegyüttes, amelynek természetesen különböző módosulásai vannak, a vulkán. Ha a vulkán alatti magmafészek a működések során részben vagy egészben kiürül, a vulkáni kúp (vagy annak csak krátervidéke) berogyhat, beszakadhat. Ily módon kaldera, újabb működés esetén pedig kalderás vulkán képződik. Olykor a kalderát tó is kitöltheti.

A felszíni vulkánosság termékei közül a legfontosabb a láva. Lávának a felszínre került, nagymértékben gáztalanodott magmát nevezzük. A láva természetes szilikátolvadék. Anyagának legnagyobb része kavasav (szilícium-dioxid, SiO<sub>2</sub>).

A vulkáni kráterből kiömlő láva a nehézségi erő hatására a vulkán oldalán, a lejtő irányában lávafolyás alakjában mélyebben fekvő helyekre jut. Mozgékonyasága, folyási módja a vegyi összetételétől függ.

A lávafolyás felülete csak ritkán egyenletes, legtöbbször hasadékos, repedezett, rögös-tömbös. Néha a folyás irányát jelző folyásos szerkezet is felismerhető. A lávafolyás leginkább egy meglevő állandó nyíláson, a kráteren át történik, magas vulkánoknál azonban a vulkáni kúp oldallejtőin is, parazitakrátereken át.

Láván kívül a felszíni vulkánosság még egyéb magmás eredetű szilárd halmazállapotú kőzetanyagot is szolgáltat. Lávaanyag ez is, csak amint a gázok a kürtőből kirobbantják, különböző nagyságú darabokra hull szét. A lávablokkok (lávaregők) nagy tuskók, több méter átmérőjük is lehetnek. Az ökölnyi, hordónyi nagyságú kidobált és megszilárdult lávacseppek a vulkáni bombák. Alakjuk, mivel a levegőben forogtak, gömb, orsó, buzogány formájú. Felszínük a lehülés során gyakran úgy berepedezik, mint a sült kenyér héja. Innen a nevük: kenyérhéjas bombák.

A felszínre dobott anyagok 0,2–4 mm átmérőjű finom törmeléke a vulkáni homok. Részben a lávából, részben a felrobbantott kőzetektől származik. Anyaga túlnyomó része apró ásvány törmelék. Nagy szerepet játszik a vulkáni feltöltésekben.

A legapróbb szemű vulkáni törmelék a mikroszkopikus méretű finom por. A gőzök és a gázok szárnyán több kilométer magasra fölszállhat, és felhő alakot öltve lebeg a vulkán fölött. A nagy zivatarokkal kísért felhőszakadások hozzák vissza a földfelszínre. A kisebb energiával kilökött vulkáni por (hamu) hóésszerűen hull vissza a vulkán oldalaira.

A vulkáni porhullás (poreső) nagysága és mennyisége a kitörés gázfelhőjének emelkedési sebességétől és mozgási képességétől függ. A keverékfelhő anyagának lezúdulása és földre hullásakor a kitörés központja közelében nagyobb rögök és tömbök keveredhetnek az anyagba. Kissé távolabbra kerülnek az apróbb lapillik, s legmesszebb hull le a finom vulkáni homok és por. A kitörés

ereje bizonyos mértékig tehát nagyság szerinti anyagelrendezést is eredményez. A legfinomabb vulkáni por sokszor hónapokig kering a levegőben, s nemegyszer interkontinentális távolságokba is eljut.

A legfinomabb vulkáni porból egyenletes szövetű vulkáni tufa jön létre. A vulkáni eredetű törmelékes kőzetek tekintélyes vastagságúak lehetnek.

A vulkáni kitörések alkalmával igen sok különféle gáz és vízgőz is kikerül a levegőbe. A vízgőz egyesek szerint juvenilis eredetű, tehát a magmából származik, mások szerint viszont vadózus eredetű, és a földkéregből kerül a magmába. A vízgőz mellett a szén-dioxid, a szén-monoxid, a nitrogén, a hidrogén, metán, ammónia, fluor, klór, sósav, kénhidrogén, kén-dioxid, kénsavas gázok, fémkarbid gőzök stb. még a leggyakoribbak. A gyúlékony hidrogén és metán borítja lángba a kitörést.

### **A vulkánosság földrajzi területi rendje és kapcsolata a lemezszegélyekkel**

A jelenleg is aktív, valamint a geológiai múlt egy adott időszakában működött földfelszíni vulkánok földrajzi előfordulása egyaránt egy jól kirajzolódó területi rendet mutat. Ennek a rendnek a legjellemzőbb ismérve a linearitás, ami abban fejeződik ki, hogy a legtöbb vulkán (a jelenleg működő vulkánok mintegy 96%-a) nem szabálytalan szórtsággal, hanem meghatározott vonalak mentén, sorszerűen települt. Ha a sorszerű vonulatokba települt aktív tűzhányókat térképre visszük, kitűnik, hogy öt vulkáni övezetet alkotnak. Közülük kettő a Pacifikus- (kelet-ázsiai, illetve amerikai) övezet: a Behring-szorostól Indonézián át Új-Zélandig, illetve az Aleut-szigetektől a Tűzföldre és az Antarktiszig terjed. A harmadik övezet nagyjából az Eurázsiai-hegységrendszer követi a Földközi-tenger mellékén és Elő-Ázsián keresztül Indonéziáig. A negyedik vulkáni övezet az Atlanti-hátság területe Jan Mayentól a Bouvet-szigetekig, de ide sorolandók az Indiai- és a Csendes-óceán tenger alatti hátságain ülő vulkánok is. Végezetül az ötödik vulkáni övezet a Kelet-afrikai-árok területe.

Az aktív vulkánosság területi előfordulási helyeit ábrázoló térképen szembeüt, hogy mennyire egyenlőtlen Földünkön a vulkánosság térbeli megoszlása. Holmes (1978) szerint a szigetívekhez és a recens hegységképződési vonalokhoz kapcsolódik a működő vulkánok 80%-a, 20%-a pedig az óceánok medencéihez, elsősorban az óceáni hátságok repedésvölgyeihez (ill. Afrikában ezek kontinensre kifutó folytatásához).

Az utóbbi évtizedek vulkanológiai és tektonikai kutatásai egyértelművé tették, hogy a földi vulkánok nagymértékű lineáris települése szembeütően jelzi a földi litoszféra nagy szerkezeti egységeinek határait. Ezek a határok ugyanis, a hozzájuk kötődő vulkanizmus bizonyossága szerint, egyben elég mély és nyitott törésrendszerek ahhoz, hogy a magmatikus anyagok felszínre jutását lehetővé tegyék. Így aztán Földünk felszíne hatalmas kiterjedésű táblaszerű vulkánmentes térségekre és az ezeket határoló sűrű vulkanizmussal jellemezhető, nagy tektonikai aktivitású keskeny övezetekre tagolódik. A vulkános övezetek pontosan megegyeznek a Föld nagy litoszféralemezeinek táblahatárait.

A litoszféraszegélyekhez kötődő vulkáni előfordulásoknak két változata van: az egyik az, amelyben a vulkánosság együtt fordul elő a hegységrendszerekkel (és mélytengeri árkokkal). A másik az, ahol a vulkánosság egyedül jelentkezik, azaz lánchegységek és mélytengeri árkok kísérete nélkül (Borsy Zoltán, 1992).

### **Vulkán a tengerben**

Tenger alatti vulkáni kitörések is létrehozhatnak cunamikat. A szökőárt előidéző vulkánkitörésre a Krakatau 1887-es kitörése jó példa. A Krakatau egy víz alatti vulkán, Jáva és Szumátra szigetek között. 1883 előtt csak pár sziklasziget állt ki a tetejéből. A víz alatt azonban egy 8000 méter magas tűzhányó rejtőzött, csúcsán hatalmas kalderával. A lesüllyedt kaldera körül másodlagos kráterek



nyíltak. Maga a vulkán kitörése is tisztító volt – a légnyomás házakat döntött le s a vulkáni hamu és por a kitörés központjától több száz méteres körzetben szétterjedt – de a legnagyobb kárt mégis a hatalmas, 15 méteres hullámok okozták, melyek rettentő erősséggel zúdultak a szomszédos Jáva és Szumátra szigetekre. A természeti katasztrófában 36000 ember vesztette életét. Az erős csapás következtében Telok-Betong város teljesen eltűnt (Zsákai Róbert, 2012).

### III. Вулканізм

Поверхневий вулканізм, який часто відбувається у вигляді руйнівних катастроф, виносить на поверхню матеріал, магму, гази та пари, яких раніше не було. Вулканічний конус з джерелом магми, т. зв. він з'єднаний з магматичною топкою або магматичним гніздом каналом (трубою). Русло розширюється, як воронка в конусі вулкана. Воронкоподібна западина – кратер. Весь цей ансамбль форм, який, звичайно, має різні модифікації, є вулканом. Якщо під час роботи магматичне гніздо під вулканом частково або повністю спустошується, вулканічний конус (або лише його кратер) може зруйнуватися або розірватися. Таким чином утворюється кальдера, а в разі нової діяльності — кальдерний вулкан. Іноді кальдеру також може заповнювати озеро.

Серед продуктів поверхневого вулканізму найбільше значення має лава. Значно дегазована магма, яка вийшла на поверхню, називається лавою. Лава - природний силікатний розплав. Більшу частину його матеріалу становить кремнієва кислота (діоксид кремнію,  $\text{SiO}_2$ ).

Завдяки силі тяжіння лава, що виливається з жерла вулкана, досягає більш глибоких місць у вигляді потоку лави з боку вулкана, у напрямку схилу. Його рухливість і текучість залежать від хімічного складу.

Поверхня лавового потоку рідко однорідна, переважно тріщинувата, тріщинувата, грудкувато-бриловата. Іноді також можна розпізнати текучу структуру, яка вказує напрямком потоку. Потік лави здебільшого відбувається через існуючий постійний отвір, кратер, але у випадку високих вулканів він також відбувається на бічних схилах вулканічного конуса, через паразитні кратери.

Окрім лави, поверхневий вулканізм також забезпечує інші тверді гірські породи магматичного походження. Це теж лавовий матеріал, але як тільки гази видують його з димоходу, він розпадається на шматки різного розміру. Лавові блоки (лавові самородки) являють собою великі колоди, вони можуть досягати декількох метрів в діаметрі. Викинуті та затверділі краплі лави розміром із кулак чи бочку є вулканічними бомбами. Їх форма, коли вони обертаються в повітрі, має форму кулі, веретена або булави. Під час охолодження їх поверхня часто тріскається, як скоринка печеного хліба. Звідси їхня назва: бомби з хлібною скоринки.

Вулканічний пісок — це дрібні уламки матеріалів, викинуті на поверхню, діаметром 0,2–4 мм. Він походить частково з лави, а частково з вибухових порід. Більшу частину його матеріалу становлять дрібні мінеральні уламки. Він відіграє важливу роль у вулканічному відновленні.

Найдрібніші вулканічні уламки — це мікроскопічно дрібний пил. На крилах парів і газів він може піднятися на кілька кілометрів у висоту і зависнути над вулканом у вигляді хмари. Зливи, що супроводжуються сильними грозами, повертають їх на поверхню землі. Вулканічний пил (попіл), викинутий з меншою енергією, падає назад, як снігопад, на боки вулкана.

Розмір і кількість випадання вулканічного пилу (пилового дощу) залежить від швидкості підйому та здатності руху газової хмари виверження. Коли матеріал хмари суміші

руйнується і падає на землю, більші грудки та блоки можуть змішуватися з матеріалом поблизу центру виверження. Менші лапілі знаходяться трохи далі, а дрібний вулканічний пісок і пил падають найдалі. До певної міри сила виверження також призводить до розташування речовини відповідно до розміру. Найтонший вулканічний пил часто циркулює в повітрі місяцями і часто досягає міжконтинентальних відстаней.

Вулканічний туф однорідної текстури створюється з найтоншого вулканічного пилу. Уламкові породи вулканічного походження можуть мати значну потужність.

Під час виверження вулканів у повітря виділяється багато різних газів і водяної пари. На думку одних, водяна пара має ювенільне походження, тобто виходить із магми, а на думку інших, вона має вадозне походження і потрапляє в магму із земної кори. Крім водяної пари, вуглекислий газ, оксид вуглецю, азот, водень, метан, аміак, фтор, хлор, соляна кислота, сірководень, діоксид сірки, гази сірчаної кислоти, пари карбїду металу та ін. є навіть найпоширенішими. Займистий водень і метан охоплюють виверження полум'ям.

### **Географічний порядок вулканізму та його взаємозв'язок з краями плит**

Географічне розташування діючих вулканів, а також вулканів, що діяли в певний період геологічного минулого, демонструє чітко визначений територіальний порядок. Найхарактернішою характеристикою цього порядку є лінійність, яка виражається в тому, що більшість вулканів (близько 96% нині діючих вулканів) були розкидані не нерівномірно, а уздовж певних ліній, у ряд. Якщо нанести на карту активні кратери, розташовані рядами, то стає зрозуміло, що вони утворюють п'ять вулканічних зон. Дві з них — тихоокеанська (східноазіатська та американська) зона: від Берінгової протоки через Індонезію до Нової Зеландії та від Алеутських островів до Вогняної Землі й Антарктиди. Третя зона приблизно йде від Євразійського гірського масиву через Середземне море та Передню Азію до Індонезії. Четверта вулканічна зона - це область Атлантичного хребта від Ян-Майєна до островів Буве, але сюди також включені вулкани, що сидять на підводних хребтах Індійського і Тихого океанів. Нарешті, п'ята вулканічна зона - район Східно-Африканського жолоба.

На карті, що зображує територіальні прояви активного вулканізму, стало видно, наскільки нерівномірний просторовий розподіл вулканізму на нашій Землі. За даними Холмса (1978), 80% діючих вулканів пов'язані з острівними дугами і лініями сучасного гороутворення, а 20% – з океанськими басейнами, в першу чергу з рифтовими долинами океанічних хребтів (або з їх континентальним продовженням в Африці).

Вулканологічні і тектонічні дослідження останніх десятиліть показали, що великомасштабне лінійне заселення земних вулканів чітко вказує на межі великих структурних одиниць літосфери Землі. Ці межі, як свідчить пов'язаний з ними вулканізм, є системами тріщин, досить глибокими та відкритими, щоб дозволити магматичним матеріалам досягти поверхні. Таким чином, поверхня нашої Землі розділена на величезні столоподібні зони, вільні від вулканів, і вузькі зони, що межують з ними, що характеризуються щільним вулканізмом і високою тектонічною активністю. Вулканічні зони точно відповідають межам великих літосферних плит Землі.

Існує два типи вулканічних проявів, пов'язаних з літосферними краями: один, у якому вулканізм відбувається разом із гірськими системами (і глибоководними жолобами). Інший – там, де вулканізм відбувається окремо, тобто без супроводу гірських хребтів і глибоководних жолобів (Borsy Zoltán, 1992).

### **Вулкан в морі**

Підводні виверження вулканів також можуть викликати цунамі. Виверження Кракатау в 1887 році є хорошим прикладом виверження вулкана, яке викликає цунамі. Кракатау – підводний вулкан між островами Ява і Суматра. До 1883 року з його вершини виступало лише кілька скелястих островів. Однак вулкан заввишки 8000 метрів із величезною кальдерою на вершині ховався під водою. Навколо затонулої кальдери відкрилися вторинні кратери. Саме виверження вулкана було руйнівним - тиск повітря руйнував будинки, а вулканічний попіл і пил поширювалися в радіусі кількох метрів від центру виверження - але найбільшої шкоди завдали величезні 15-метрові хвилі, які з жахливою силою кинулися на сусідні острови Ява і Суматра . Унаслідок стихійного лиха загинули 36 тисяч людей. В результаті сильного удару місто Телок-Бетонг повністю зникло (Zsákai Róbert, 2012).

***Kérdések az önálló felkészüléshez / Питання для самопідготовки:***

- 1. Hogyan épül fel a vulkán? Milyen részei vannak? / Яка будова вулканів? Які частини він має?*
- 2. Mi a magma és a láva közötti kapcsolat? / Який зв'язок між магмою і лавою?*
- 3. A láván kívül milyen szilárd és gáznemű anyagok kerülnek a felszínre kitörés során? / Які тверді та газоподібні речовини, крім лави, виходять на поверхню під час виверження?*
- 4. Miben nyilvánul meg az, hogy a vulkán kitörése bizonyos mértékig nagyság szerinti anyagelrendezést is végez? / Що показує той факт, що виверження вулкана також певною мірою впорядковує матеріал за розміром?*
- 5. Mi az összefüggés a vulkánosság földrajzi területi rendje és a lemezszegélyek között? / Який зв'язок між географічним розташуванням вулканізму та краями литосферних плит?*
- 6. Milyen nagy vulkáni övezetek vannak a Földön? Hol területnek ezek el? / Які основні зони вулканів на Землі? Де вони розташовані?*

### 3. számú szemináriumi foglalkozás. Exogén folyamatok

**Célok / Мета:** a Föld külső felszínalakító folyamatainak megismerése, tanulmányozása;

**Módszerek / Методика:** a témakörök szakirodalmi feldolgozása, internetes források felhasználása; rövid előadás és Power Point bemutató készítése.

**A foglalkozás témakörei / Тематика занятия:**

#### I. Aprózódás

A földfelszín formálásában, a talajok kialakulásában nagy jelentősége van azoknak a folyamatoknak, amelyek hatására a kőzetek kisebb darabokra esnek szét, megbomlik eredeti szerkezetük, módosul ásványos, ill. kémiai összetételük. A túlnyomórészt fizikai (főleg mechanikai) folyamatok hatására bekövetkező kőzetbontást aprózódásnak, a kémiai változásokkal jellemezhető kőzetbontást mállásnak nevezzük.

Az aprózódás és mállás hatására felaprózott, szerkezetükben is fellazult, oldhatóságukban megváltozott kőzeteket a külső erők általában könnyebben elmozdíthatják eredeti helyükről. A felszín formálása ilyen módon felgyorsulhat, s a felszínpusztulás jellegét is meghatározhatják az említett folyamatok.

Az aprózódás és a mállás folyamatai általában előkészítik, megkönnyítik a felszín formálását oly módon, hogy a kőzetanyagokat szállításra alkalmassá teszik.

Egészében véve tehát e két folyamat lényeges szerepet játszik a földfelszín formakincsének kialakulásában.

Végül, de nem utolsósorban igaz az is, hogy az aprózódás és a mállás a talajok kialakulásának előfeltétele. Talaj csak kőzetmálladékon jöhet létre.

#### Az aprózódás típusai

Az aprózódás folyamatának jellegét, sebességét számos tényező határozza meg. Ezek közül a legfontosabbak: a kőzet ásványos összetétele, szerkezete, az éghajlati adottságok, a növényzet. Az aprózódás típusait aszerint különböztetjük meg, hogy melyik az az uralkodó hatás vagy folyamat, amely a kőzetek szétesését okozza.

#### A hőingadozás okozta aprózódás

A hőmérséklet emelkedésével a kőzetek kitágulnak, csökkenésével összehúzódnak. A hőmérséklet-változás mértékétől függően kisebb vagy nagyobb mértékű a térfogatváltozás. A különböző ásványi részekből felépülő kőzetekben nyírófeszültségek lépnek fel, mivel az eltérő anyagi minőségű ásványok hőtágulási együtthatója más és más. Ezek a feszültségek annál nagyobbak, minél nagyobb hőmérséklet-változás lép fel, s az minél gyorsabban játszódik le. A különböző ásványok határfelületeinél gyengeségi síkok alakulnak ki, amelyek mentén kisebb a kőzet mechanikai ellenálló képessége. A gyors és nagy hőmérséklet-változások hatására e felületek mentén kezdődik el a kőzet szétesése.

A hőmérséklet-változásokkal kapcsolatos másik hatás a kőzetek rossz hővezető képességével függ össze. A kőzettömbök, sziklák felszíne erősen felhevülhet, miközben mélyebben a kőzet anyaga hűvös maradhat. Ennek eredményeként a kőzet felszínén lévő réteg nagyobb mértékben tágul, mint a mélyebb régióban. A felszín és a belső részek között feszültség lép fel, s a hőmérséklet-változás gyakori ismétlődése hatására a kőzet felületi rétege kisebb-nagyobb darabokban leválik.

A kőzet aprózódásához jelentős hőmérséklet-különbségekre van szükség. Ennek természetes viszonyok között a meleg-száraz és a fél-száraz éghajlati területeken vannak meg a feltételei. Itt

ugyanis az év nagyobb részében zavartalan a napsugárzás, amely a kőzeteket, azok nagy hőabszorpciója miatt akár 70–80 °C-osra is felmelegítheti. A felmelegedést erősen befolyásolja a kőzet színe és hővezető képessége is. Az éjszakai, kora hajnali lehülés, a felhőtlen ég miatt, igen erőteljes lehet, megközelítheti, ritkábban elérheti a fagypontot is.

Nagyon gyors hőmérséklet-változást okoznak a záporosók, amelyek a víz nagy fajhője miatt rendkívül hatékonyan hűtik le a kőzetfelszínt. Ilyen okok miatt naponta a legalacsonyabb és a legmagasabb közethőmérséklet közötti különbség 50–70 °C is lehet. Ilyen hőmérséklet-változás csak azokon a területeken fordul elő, ahol a kőzetfelszínt naponta rendszeresen éri a direkt napsugárzás. Ez legzavartalanabban a trópusi sivatagok területén valósul meg. Az így létrejött kőzetaprózódást inszolációs aprózódásnak nevezzük.

Még nagyobb hőmérséklet-változást okozhatnak a bozóttüzek, amelyek a szavanna- és sztyeppterületeken természetes okok miatt (villámcsapások) viszonylag gyakran ismétlődnek.

A hőingadozás okozta aprózódás eredményei a hagymahéjszerű kőzetleválások vagy a szemcsés kőzettörmelék.

### **Fagy okozta aprózódás**

A kőzetben különböző okok miatt (hőhatás, nyomásváltozás, oldódás stb.) kialakult repedéseket, üregeket — elegendő csapadék esetén — részben vagy egészben víz töltheti ki. A hőmérséklet 0 °C alá süllyedésével ez a víz a kőzet külső felületétől befelé haladva fagy meg. Közismert, hogy térfogata fagyás közben mintegy 9%-kal megnő, s ekközben igen nagy nyomást gyakorol a kőzetre. Ez a nyomás –22 °C-nál a legnagyobb. A térfogat-növekedés a 0 °C-on képződött jég (kristályosodott víz) hőmérsékletének csökkenésével tovább tart, egészen –25 °C-ig. A jég térfogatnövekedése ebben a hőmérsékleti intervallumban azonban jóval kisebb mértékű, mint a víz megfagyásakor. Azonban –25 °C alatt a jég már zsugorodik, így ez alatt az érték alatt nincs további kőzetrepesztő hatása.

A kőzetek aprózódását leginkább a hőmérséklet 0 °C körüli ingadozása okozza, mivel az ismétlődő 9%-os térfogat-növekedés a repedéseket egyre nagyobbra tágíthatja. Nem közömbös az sem, hogy mennyi ideig marad 0 °C alatt a hőmérséklet. Ha ugyanis a nap folyamán csak 1-2 óra ez az idő, a kőzet belsejében nem fagy meg a víz, csak a felszínen. Leghatékonyabb a kőzetrepesztés, ha egy nap kb. 12-14 óra hosszáig van fagypont alatt a hőmérséklet. Ez elég hosszú idő ahhoz, hogy először vastag jégréteg képződjön a repedések felszínhez közeli részeiben, így a kőzetben mélyebben lévő víz már zárt terekben fagy meg, repesztő hatása nagyobb lesz. A kőzetben lévő összes víz megfagyásához alacsony hőmérsékletre van szükség, mivel a belső kapillárisokban csak kb. –10 °C-on fagy meg a víz.

Miközben a víz megfagyásakor a térfogat-növekedéssel fellépő nyomás a kőzetek aprózódását okozza, a fagyás-olvadás folyamatát erősen befolyásolja a rétegnyomás (egyáltalán az adott zárt térben fellépő bármilyen eredetű nyomás). Növekvő nyomáson csökken az olvadáspont, és fordítva. Ez a magyarázata, hogy nagy nyomás hatására a jég megolvad, s az újrafagyás akkor megy végbe, amikor a nyomás csökken. Ezt a jelenséget regelációnak nevezzük. A regeláció során az olvadékvíz addig a helyig szivárog, ahol a nyomás kisebb, és ahol ismét megfagy. Ezen a helyen újra kifejti kőzetrepesztő hatását.

A fagy okozta aprózódás olyan területeken jellemző, ahol gyakori a napi fagyváltozékonyság, azaz a magashegységekben, a poláris és szubpoláris éghajlati övben. Előfordul a mi szélességünkön is az átmeneti évszakokban, de nálunk nem tekinthető meghatározó aprózódási folyamatnak. Eredményeként durva, szögletes kavicsok, murva és homok jönnek létre.

Mélysége a fagyváltozékonyság mélységétől függ. Permafroszt területeken az aktív réteg 0,2–2 m között változik, a fagy okozta aprózódás itt hatol legmélyebbre.

### **Sókristály-növekedéses aprózódás**

A kőzetekben a mállás kémiai folyamatai során több olyan só keletkezik, amely vízben oldható. A porózusabb kőzetek kapillárisaiban így vizes oldatok áramlanak. A felületről elpárolgó víz miatt a kőzet kapillárisaiban, hajszálrepedéseiben maradó oldat egyre töményebb lesz, mígnem telítetté válik, s elkezdődik a benne oldott sók kristályosodása. A folyamat addig tart, míg a telített vagy túltelített oldat teljesen kristályosodik. Ha a képződött kristályok eltömik a kőzet pórusait, s ezáltal megakadályozzák a sóoldatok áramlását, a folyamat ugyancsak leállhat. Nagyon erős felszíni párolgás és túltelített szulfátos oldatok esetén anhidrites kristályok képződnek. Ezek későbbi újranedvesedés hatására (pl. esőzés) vizet építenek be a kristályrácsba, miközben megduzzadnak, s ezáltal nyomóerőt fejtenek ki a kőzetre.

A sók kristályosodása nemcsak repesztő hatással lehet a kőzetekre, hanem növelheti azok szilárdságát.

A sókristály-növekedéses aprózódás a száraz és félszáraz éghajlaton tipikus, jellemző továbbá a tengerpartokon, sós tavak közelében, ahol a szétfröccsenő hullámokból származó sókristályokat a szelek nagy területen szétterítik, így biztosítják az oldódás-újrakristályosodás alapanyagait. Kevésbé jellemző, de előfordul félnedves klímaterületeken is egy-egy szárazabb időszakban.

Ma már a folyamat esetleges technogén eredetére is utalnunk kell. Nagyvárosok és iparterületek környékén a levegő és a csapadékvíz savtartalmának növekedésével, annak felszíni hatásaként a természetesnél erősebb sóképződés mutatható ki, amely a természetes kőzetbontást felerősíti.

### **Nyomáscsökkenés okozta aprózódás**

Minden kőzetre, amely a felszín alatt helyezkedik el, a fölötte lévő kőzetek nyomása hat. A mélységi magmás és a metamorf kőzetek rendkívül nagy nyomás alatt képződnek, s szerkezetük ennek megfelelően alakul. A lerakódott üledékek közötté válása a kőzetrétegek vastagságától függően ugyan, de szintén jelentős nyomás hatására következik be. A földfelszín szüntelenül változó folyamatai a takaró kőzetrétegeket idővel letarolhatják, így a korábban mélyen fekvő kőzetek egyre közelebb kerülnek a felszínhez, s egyre kisebb nyomás hat rájuk. A nyomáscsökkenés eredményeképpen kitérülnek, s ez a tágulás a kőzetek töréséhez, repedések képződéséhez vezethet.

A törési síkok merőlegesek a nyomás irányára, így a felszínnel párhuzamosan rétegzettség alakul ki. A felszínre kerülve ezek a rétegek könnyen elválhatnak egymástól, a kőzetben kialakult repedések pedig további aprózódási folyamatok számára biztosítanak kedvező feltételeket (pl. a repedésekbe szivárgó víz megfagyása).

A nyomáscsökkenés okozta aprózódás nem függ közvetlenül az éghajlati hatásoktól. Mindenütt előfordul, ahol a felszíni rétegek gyorsan pusztulnak, s ezt a klimatikus feltételeken kívül más tényezők is befolyásolják (vízgyűjtő terület mérete, domborzati adottságok stb.).

### **Mozgó közegek kőzetaprózó hatása**

A kőzetek szállításának folyamata maga is nagymértékben hozzájárul a kőzet- és ásvány szemcsék további felaprózásához. A jégár egészen durva kőzettörmelékkel, a folyóvíz a hegységek felől a síkságok felé haladva egyre finomabb szemcséket (kavics, murva, homok, iszap), a szél pedig homok és por méretű szemcséket szállít. Eközben a kőzet- és ásvány szemcsék egymáshoz vagy a felszíni kőzetekhez ütődve összetöredeznek, a nagyobb sziklákból kisebb darabok válnak le. Az ilyen típusú

aprózódás intenzitása különösen szoros összefüggésben van a kőzetek, ásványok mechanikai ellenálló képességével.

Az aprózódásnak ez a formája annyiban klímfüggő, amennyiben a szállítóközegek is azok (gleccserek — hideg éghajlat, szél — félszáraz és száraz éghajlat).

### **Az élővilág kőzetaprózó szerepe**

Első helyen állnak a fás szárú növények gyökerei, amelyek a meglévő repedésekbe hatolva 100–150 N/cm<sup>2</sup> nyomással repesztik tovább a kőzeteket.

A talajlakó állatok laza kőzetekben (pl. löszben) létesített járataikkal járulnak hozzá a szerkezet fellazulásához.

A lazább kőzeteken járó magasabb rendű állatok (elsősorban nagy testű patások) tiprása apró kőzetrészek leválásához, a kőzetek kopásához vezet. Ezek a hatások valószínűleg kisebb jelentőségűek a növények gyökereinek aprózódásban játszott szerepéhez képest.

### **Emberi tevékenység hatására lejátszódó aprózódás**

Az ember gazdasági tevékenységei a céltudatos kőzetaprózáson (bányászat, kőzet-örlés) kívül is hozzájárulnak a kőzetaprózódáshoz. Megemlíthetők a közlekedéssel és ipari tevékenységekkel kapcsolatos tartós altalaj mozgások, a mezőgazdasági céllal végrehajtott altalajlazítás vagy az építkezések alkalmával végzett tereprendezések (Borsy Zoltán, 1992).

## **I. Фізичне вивітрювання**

При формуванні земної поверхні та утворенні ґрунтів відбуваються процеси, які спричиняють розпад гірських порід на дрібніші частини, руйнування їх первісної структури, зміну мінеральних або їх хімічний склад. Руйнування гірської породи, що відбувається переважно в результаті фізичних (головним чином механічних) процесів, називається фрагментацією, а руйнування гірської породи, що характеризується хімічними змінами, називається вивітрюванням.

Гірські породи, які були подрібнені, розпушені у своїй структурі та змінені у своїй розчинності в результаті відколів і вивітрювання, зазвичай можуть бути легше переміщені з початкового місця зовнішніми силами. Таким чином можна прискорити формування поверхні, а також визначити характер руйнування поверхні зазначеними процесами.

Процеси сколювання та вивітрювання зазвичай готують і полегшують формування поверхні таким чином, що вони роблять гірські матеріали придатними для транспортування.

У сукупності ці два процеси відіграють істотну роль у розвитку форми земної поверхні.

І останнє, але не менш важливе: це також правда, що фрагментація та вивітрювання є передумовами для формування ґрунтів. Ґрунт можна створити лише на кам'яних відходах.

### **Види фізичного вивітрювання**

Характер і швидкість процесу фрагментації визначаються багатьма факторами. Найважливішими з них є: мінеральний склад і структура гірської породи, кліматичні умови, рослинність. Типи дроблення розрізняють відповідно до того, який домінуючий ефект або процес викликає розпад порід.

### **Фізичне вивітрювання, викликана коливаннями температури**

При підвищенні температури породи розширюються, а при зниженні температури стискаються. Залежно від ступеня зміни температури зміна об'єму буває меншою чи більшою. Напруги зсуву виникають у породах, що складаються з різних мінеральних частин, тому що коефіцієнт теплового розширення мінералів різної якості матеріалу різний. Ці напруги тим більші, чим сильніша зміна температури і чим швидше вона відбувається. Площини слабкості утворюються на межах розділу різних мінералів, уздовж яких механічний опір породи нижчий. В результаті швидких і великих перепадів температури порода починає розпадатися вздовж цих поверхонь.

Інший ефект, пов'язаний зі змінами температури, пов'язаний із поганою теплопровідністю гірських порід. Поверхня кам'яних блоків і каменів може сильно нагріватися, тоді як кам'яний матеріал у глибині може залишатися прохолодним. В результаті шар на поверхні породи розширюється більшою мірою, ніж на глибині. Між поверхнею і внутрішніми частинами виникає напруга, і в результаті частого повторення зміни температури поверхневий шар породи відривається на менші або більші шматки.

Для розсіпання породи необхідні значні перепади температур. У природних умовах умови для цього є в теплих сухих і напівпосушливих кліматичних районах. Тут більшу частину року безперешкодно діє сонячне випромінювання, яке завдяки високому теплопоглинанню може нагрівати гірські породи до 70-80 °С. На потепління сильно впливає колір і теплопровідність породи. Нічне, рано вранці похолодання — через безхмарне небо — може бути дуже сильним, воно може наближатися або, рідше, досягати точки замерзання.

Дощі викликають дуже швидкі зміни температури, які надзвичайно ефективно охолоджують поверхню гірських порід завдяки високій питомій теплосмості води. Через такі причини добова різниця між найнижчою та найвищою температурою породи може становити 50–70 °С. Така зміна температури відбувається лише в тих місцях, де поверхня скелі щодня регулярно піддається впливу прямих сонячних променів. Найбільш непорушно це відбувається в районі тропічних пустель. Роздроблення породи, що виникає в результаті, називається інсоляційним уламком.

Ще більші перепади температур можуть спричинити лісові пожежі, які порівняно часто виникають через природні причини (удари блискавки) у саванних і степових районах.

Результатом фрагментації, спричиненої термічними коливаннями, є відшарування каменів, схожих на цибулю, або зернисті уламки гірських порід.

### **Фізичне вивітрювання через мороз**

Тріщини і порожнечі, що утворилися в гірській породі внаслідок різних причин (теплова дія, зміна тиску, розчинення тощо), можуть бути частково або повністю заповнені водою при достатній кількості опадів. Коли температура падає нижче 0 °С, ця вода замерзає від зовнішньої поверхні скелі всередину. Відомо, що під час замерзання його об'єм збільшується приблизно на 9%, а тим часом чинить великий тиск на породу. Цей тиск найвищий при –22 °С. Збільшення об'єму продовжується, коли температура льоду (кристалізованої води), що утворюється при 0 °С, знижується до –25 °С. Однак збільшення об'єму льоду в цьому інтервалі температур набагато менше, наприклад, коли вода замерзає. Однак лід уже стискається нижче –25 °С, тому нижче цього значення він не має подальшого ефекту розтріскування каменів.

Кришіння гірських порід в основному спричинене коливаннями температури близько 0 °С, оскільки повторне збільшення об'єму на 9% може розширити тріщини ще більше. Неважливо, як довго температура тримається нижче 0 °С. Якщо цей час становить всього 1–2



години вдень, вода не замерзає всередині скелі, тільки на поверхні. Розтріскування гірських порід є найефективнішим, якщо один день при бл. Температура нижче нуля 12–14 годин. Цього достатньо, щоб товстий шар льоду спочатку утворився в частинах тріщин, близьких до поверхні, тому вода, яка знаходиться глибше в скелі, вже замерзає в закритих просторах, і її ефект розтріскування буде більшим. Щоб замерзнути вся вода в породі, потрібна низька температура, оскільки внутрішні капіляри містять лише при бл. Вода замерзає при  $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$ .

У той час як тиск, який виникає, коли вода замерзає зі збільшенням об'єму, викликає кришення гірських порід, на процес замерзання-відтавання сильно впливає пластовий тиск (загалом тиск будь-якого походження, що виникає в даному замкнутому просторі). При підвищенні тиску температура плавлення знижується і навпаки. Це пояснення того, що лід тане під високим тиском і знову замерзає, коли тиск падає. Це явище називається регеляцією. Під час регеляції тала вода просочується до місця, де тиск нижчий, де знову замерзає. У цьому місці він знову виявляє свій каменерозколюючий ефект.

Здавлення, викликане морозом, характерне для районів, де поширена добова мінливість морозу, тобто у високогір'ї, полярних і субполярних кліматичних зонах. Зустрічається він і на нашій широті в перехідні сезони, але це не можна вважати вирішальним процесом дроблення в нашій країні. В результаті утворюється груба незграбна галька, гравій і пісок.

Його глибина залежить від мінливості глибини промерзання. У районах вічної мерзлоти активний шар коливається в межах 0,2–2 м, спричинена морозом фрагментація проникає тут найглибше.

### **Фізичне вивітрювання внаслідок росту кристалів солі**

Під час хімічних процесів вивітрювання в гірських породах утворюється кілька солей, розчинних у воді. Таким чином, водні розчини течуть у капілярах більш пористих порід. Завдяки випаровуванню води з поверхні розчин, що залишається в капілярах і волоскових тріщинах породи, стає все більш і більш концентрованим, поки не стане насиченим і розчинені в ньому солі не почнуть кристалізуватися. Процес триває до повної кристалізації насиченого або перенасиченого розчину. Якщо утворені кристали закупорюють пори породи і тим самим перешкоджають надходженню сольових розчинів, процес також може зупинитися. У разі дуже сильного поверхневого випаровування і перенасичених розчинів сульфату утворюються кристали ангідриду. У результаті подальшого повторного зволоження (наприклад, дощу) вони включають воду в кристалічну решітку, набухаючи, тим самим створюючи стискаючу силу на породу.

Кристалізація солей може не тільки викликати розтріскування гірських порід, але й збільшити їхню міцність.

Поступова фрагментація кристалів солі типова для посушливого та напівпосушливого клімату, а також типова для узбережжя, поблизу солоних озер, де кристали солі від розбризкування хвиль розносяться вітром на велику територію, забезпечуючи таким чином сировину для розчинення і перекристалізації. Це менш типове, але також зустрічається в районах напіввологого клімату в сухі періоди.

Сьогодні не можна не згадати й про можливе техногенне походження процесу. Оскільки кислотність повітря та дощової води зростає в околицях великих міст і промислових районів, її поверхневий вплив є сильнішим, ніж природне утворення солей, що посилює природний розпад гірських порід.

### **Роздління внаслідок падіння тиску**

На кожен скелю, що лежить під поверхнею, впливає тиск гірських порід над нею. Глибинні магматичні та метаморфічні породи утворюються під надзвичайно високим тиском, і відповідно розвивається їх структура. Залежно від товщини шарів гірських порід відкладення відкладень переходить у породу, але воно відбувається і під дією значного тиску. Постійно мінливі процеси земної поверхні можуть з часом охопити покривні шари порід, так що раніше глибоко залягаючі породи все ближче і ближче до поверхні, і на них діє все менший тиск. В результаті перепаду тиску вони розширюються, і це розширення може призвести до руйнування гірських порід і утворення тріщин.

Площини зламу перпендикулярні до напрямку тиску, тому нашарування розвивається паралельно поверхні. Опинившись на поверхні, ці шари легко відокремлюються один від одного, а тріщини, що утворюються в породі, створюють сприятливі умови для подальших процесів фрагментації (наприклад, замерзання води, що просочується в тріщини).

Фрагментація, викликана падінням тиску, не залежить безпосередньо від кліматичних впливів. Він зустрічається всюди, де швидко руйнуються поверхневі шари, і на це впливають не кліматичні фактори (розмір водозбірної площі, рельєф тощо).

### **Фізичне вивітрювання породи рухомим середовищем**

Сам процес транспортування гірських порід значною мірою сприяє подальшому дробленню гірських і мінеральних зерен. Льодовик переносить дуже грубі уламки гірських порід, річкова вода, що рухається з гір на рівнини, приносить дедалі більш дрібні частинки (гравій, щебінь, пісок, мул), а вітер переносить пісок і частинки пилу розміром з розміром. Тим часом зерна породи та мінералу стикаються одне з одним або поверхневими породами та розпадаються, а дрібніші частини відокремлюються від більших порід. Інтенсивність цього типу дроблення особливо тісно пов'язана з механічним опором гірських порід і мінералів.

Ця форма фрагментації залежить від клімату так само, як і транспортні середовища (льодовики — холодний клімат, вітер — напівзасушливий і сухий клімат).

### **Роль живого світу у фізичному вивітрюванні**

В першу чергу це коріння деревних рослин, які проникають у наявні тріщини і далі розтріскують породи тиском 100–150 Н/см<sup>2</sup>.

Тварини, що мешкають у ґрунті, своїми ходами, створеними в пухких породах (наприклад, лесі), сприяють розпушенню структури.

Витоптування вищих тварин (в першу чергу великих копитних), що ходять по пухких каменях, призводить до відшарування дрібних частин скель і зносу скель. Ці ефекти, ймовірно, незначні порівняно з роллю, яку відіграють корені рослин у фрагментації.

### **Фізичне вивітрювання викликана діяльністю людини**

Крім цілеспрямованого подрібнення гірських порід (видобуток, подрібнення), подрібненню порід сприяє також господарська діяльність людини. Можна відзначити стійкі коливання ґрунту, пов'язані з рухом і промисловою діяльністю, розпушуванням ґрунту для сільськогосподарських потреб або озеленення під час будівництва (Borsy Zoltán, 1992).

#### ***Kérdések az önálló felkészüléshez / Питання для самонадготовки:***

- 1. Miben különbözik az aprózódás folyamata a mállástól? / Чим процес фізичного вивітрювання відрізняється від інших видів вивітрювання?*

2. Milyen hatásokat idéz elő a kőzetben a hőmérséklet folytonos változása? / Які наслідки викликає постійна зміна температури в породі?
3. Mely területekre jellemző az inszolációs aprózódás? / Для яких областей характерна інсоляція?
4. Hol fordul elő és milyen feltételek mellett a fagy okozta aprózódás? / Де і за яких умов відбувається фізичне вивітрювання, викликане морозом?
5. Hogyan hat a kőzetek kapillárisaiba került vízben oldódó só a kőzetekre? / Як водорозчинна сіль у капілярах гірських порід впливає на гірські породи?
6. Miben nyilvánul meg a nyomás alatt álló kőzetek aprózódása? / Що таке фізичне вивітрювання гірських порід під тиском?
7. Milyen az élővilág szerepe és az emberi tevékenység hatása az aprózódás folyamatára? / Яка роль живого світу та вплив діяльності людини на процес фізичного вивітрювання?

## II. Mállás

A mállás típusait aszerint határozzuk meg, hogy a kőzet vagy ásvány átalakulásában milyen folyamat vagy folyamatok uralkodnak. Ezek alapján az alábbi mállási típusokat különböztetjük meg:

1. oldásos mállás,
2. szilikátok mállása,
3. oxidációs mállás,
4. biológiai mállás.

### Oldásos mállás

Több olyan kőzet van a természetben, amelyet közel 100%-ban egyetlen ásvány alkot. Ezek közül azok tekinthetők az oldásos mállásra alkalmasnak, amelyek uralkodó kőzetalkotó ásványa vízben vagy enyhén savas vízben oldódik.

A tiszta vízben való oldódásnak csupán elméleti jelentősége van, mivel a természetben a csapadékvíz is tartalmaz kevés szén-dioxidot, mely a levegőből kerül az oldatba, s ezenkívül más savas hatású szennyeződések is. Ez utóbbiak közül a legnagyobb koncentrációban a kén-dioxid fordul elő, amely vízzel kénessavat alkot.

A tiszta vízben is jól oldódó kőzetek közé csak kevés tartozik. Közülük a legfontosabbak a sókőzetek (kősó — NaCl; kálisó — KCl). Néhány szulfátos kőzet, melyek közül legismertebb a gipsz ( $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ), közepesen oldódik.

A karbonátos kőzetek tiszta vízben meglehetősen gyengén oldódnak, ugyanakkor a víz szén-dioxid-tartalmának növekedésével az oldó hatás lényegesen javul.

A földfelszín formáinak kialakulása szempontjából legfontosabb oldási folyamatnak a karbonátok oldódását tartjuk. A mészkő és dolomit hatalmas hegyvidékeket épít fel (pl. a Dél-Kínai-hegyvidéken 1 millió  $\text{km}^2$ -t tesz ki a mészkő), de a formakincs szempontjából a löszben is a  $\text{CaCO}_3$  a legfontosabb alkotórész.

### A $\text{CaCO}_3$ szénsavas oldódása:

A reakciósor lényeges elemei a  $\text{CO}_2$ -molekulák, amelyek a légkörben kisebb, a talajlevegőben nagyobb koncentrációban vannak jelen, és amelyeket a talajnedvesség az adott hőmérséklethez és nyomáshoz tartozó telítettségi határig tartalmazhat. A talajlevegő  $\text{CO}_2$ -tartalma a talajban élő mikrobák élettévékenységétől és a magasabb rendű növények gyökérlégzésétől függ, ezért nagy biológiai aktivitású talajban a talajlevegő sok szén-dioxidot tartalmaz. Nedves trópusi területeken

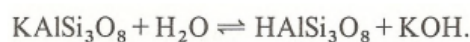
mérhető a legmagasabb CO<sub>2</sub> -tartalom. E folyamatok eredményeként a szénsavas oldódás a forró-nedves klímában, trópusi esőerdő-növényzet alatt megy végbe a leghatékonyabban, ami a talajlevegő nagy CO<sub>2</sub> -tartalmával és a humuszsavakból származó H<sup>+</sup>-ionok jelentős számával függ össze. A biológiai aktivitás és a hőmérséklet csökkenése miatt a mérsékelt öv nedves és félnedves éghajlatán csökken a mészkő oldódásának intenzitása, s a szubarktikus és arktikus éghajlaton a legcsekélyebb, de a hideg víz nagy CO<sub>2</sub> -felvevő képessége miatt ezeken a területeken is fellép a szénsavas mállás. A formaképződés szempontjából a folyamat időtartama sem közömbös: hosszabb idő alatt gazdagabb formakincs alakulhat ki a mészkő oldódása következtében, ha az egyéb körülmények azonosak.

A mészkő oldhatatlan kőzetalkotói (pl. szilikátok) visszamaradnak a felszínen, és újabb mállási folyamatok (hidrolízis, oxidáció) kiinduló anyagai lehetnek.

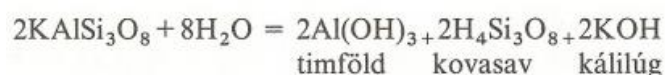
### Szilikátok mállása

A szilikátok mállása a legfontosabb mállási folyamatnak tekinthető, mivel a földkéreg felépítésében ezek az ásványok uralkodnak. Mállásuk során a legfontosabb kémiai folyamat a hidrolízis, de a hidratáció is szerepet játszik átalakulásukban. A hidrolízis folyamatát mintegy előkészítik az aprózódási folyamatok, amelyek eredményeként a kőzetben repedések, homorú terek jönnek létre, ezáltal megkönnyítik a víznek a kőzetalkotó ásványokkal való kapcsolatát.

A mállás folyamatát egy káliföldpát példáján (ortoklász, KAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>) mutatjuk be. Az első lépésben a földpát határfelületi ionjai vizet kötnek meg, hidratálódnak. Ezután kezdődik a hidrolízis, melynek során a legtöbb hidratált határfelületi kationt — K<sup>+</sup> -iont- a FI<sup>+</sup>-ionok kiszorítják. A folyamat során keletkezett kálilúg a talajoldatba megy át:



E folyamat hatására elvész a kristályrács, amelyből kovasav-molekulák és alumíniumionok is kilépnek:



A keletkező alkáli- és földalkáli fémek hidroxidjai, valamint a szabad kovasavak a talajoldatba mennek. Ez utóbbiak amorf formában is kicsapódhatnak, és a nem mállott szilikátos ásványok körül héjakat képezhetnek, ezzel a további mállást megakadályozhatják vagy korlátozhatják.

E konkrét példán túl a szilikátok mállásának két fő irányát ismertetjük. A földpátok szétesése során Si<sup>4+</sup> - és Al<sup>3+</sup>-ionok keletkeznek, amelyek sorsa meghatározó a folyamat további menete szempontjából. Ezek az ionok vagy beépülnek valamelyik újonnan képződött agyagásvány rácsába, vagy SiO<sub>2</sub> és Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> hidroszolt képeznek.

A mállás jellegét lényegesen befolyásolja a közeg pH-ja. Ebből a szempontból különösen fontos a SiO<sub>2</sub> és az Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> oldhatósága. A SiO<sub>2</sub> a pH növekedésével egyre jobban oldódik, s a maximális oldhatóságot pH 10 fölött éri el. Az Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> pH 4, ill. pH 10 körül oldódik a legjobban, míg pH 6–8 között gyakorlatilag oldhatatlan. Így pH 6-8 között a SiO<sub>2</sub> oldódik, és a talajoldatok elszállíthatják, miközben az Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> kicsapódik, és helyben marad. A mállásnak ezt a típusát allitos mállásnak nevezzük. Terméke a laterit, amely alumínium-hidroxidokból, vas-oxihidroxidokból és kevés alumínium-hidroszilikátból áll. A laterit a nedvesebb trópusokon keletkezik leggyakrabban bázisos magmás kőzetek mállásából.

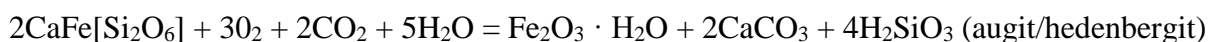
Ha a közeg pH-értéke 4 körül van, az  $\text{Al}_2\text{O}_3$  jól oldódik, a  $\text{SiO}_2$  ezzel szemben gyengén, de kisebb arányban ez utóbbi is oldatba kerül. Ebben az esetben a Si és az Al újra kapcsolódhat, és új alumínium-hidroszilikátok képződhetnek. A mállásnak ezt a formáját sziallitos mállásnak nevezzük.

A sziallitos mállás végtermékei az agyagásványok, amelyek a humusz mellett a talajok legfontosabb alkotórészei. A szilikátok mállása alacsony pH-értékeknél és forró-nedves trópusi klímafeltételek mellett a legintenzívebb, a hideg és száraz éghajlati területek felé haladva egyre egyre csökken. Forró-nedves trópusokon a mállás mélysége 50–200 m-t is elérhet.

### **Oxidációs mállás**

A kőzetalkotó ásványok nagyobb része tartalmaz olyan alacsony vegyértékű elemet, amely kémiai reakciókban oxigénnel érintkezve magasabb vegyértékű formába megy át, azaz oxidálódik. A reakcióhoz szükséges oxigén a légköri és a talajlevegőben, valamint a csapadékban és felszín alatti vizekben oldott állapotban áll rendelkezésre. Az oxidációt legtöbbször megelőzik más mállási folyamatok (oldódás, hidrolízis), sőt az aprózódásnak is szerepe van előkészítésében oly módon, hogy a repedések gyarapodásával megnő a kőzet fajlagos felülete, ezáltal az oxigén nagyobb felületen érintkezhet a reakcióban részt vevő ásványokkal, illetve ezek mállástermékeivel.

Az említett alacsony vegyértékű elemek közül a legfontosabb a kétértékű vas oxidációja. A szilikátokban előforduló ferrovas ( $\text{Fe}^{2+}$ ) háromértékű ferrivassá ( $\text{Fe}^{3+}$ ) oxidálódik. A végtermék lehet vörösvasérc ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ) vagy barnavasérc ( $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$ ). A folyamat pl. az alábbiakban is végbemehet:



A keletkező vas-oxid vagy -hidroxid oldhatatlan formában kiválik, így a folyamat egyensúlya a szilikát bomlásának irányába tolódik el, ezzel a szilikát mállását gyorsítja. Ilyen vasoxidáció játszódik le a szubtrópusi és trópusi váltakozó nedves éghajlati körülmények között, s a folyamat eredményeként képződő vörösvasérc kiválása meghatározza a vörösföldek színét.

Az oxidációs mállás is hozzájárul ahhoz, hogy az eredeti kőzetalkotó ásványok szétesnek, átalakulnak, a kőzet szilárdságát veszti, ezáltal a külső erők felszínpusztító munkája felgyorsul.

### **Biológiai mállás**

A kőzetek megbontásában az élővilág nemcsak fizikai hatásaival vesz részt, hanem anyagcseretermékei környezetbe juttatásával kémiai változásokat is okoz.

A biológiai mállás alapvetően abban különbözik a kémiai mállástól, hogy a különböző anyagok (elsősorban elemek) oldódását, kiválását, felhalmozódását, a kőzet- és ásványszerkezet megbontását a talajon és a talajban élő növények és állatok igényei, életritmusuk, fiziológiai folyamataik határozzák meg.

Mind a magasabb rendű, mind pedig az alacsonyabb rendű növények savas anyagokat választanak ki azért, hogy a szerves tápanyagaikat felvehessék a talajból. Ezek a savak nagymértékben hozzájárulnak a kőzetek kémiai bontásához.

Az élőlények légzése folyamán keletkező nagy mennyiségű  $\text{CO}_2$  alapvetően meghatározza a talajnedvesség oldóképességét. A keletkező szén-savas víz koncentrációja különösen a karsztosodás intenzitásában játszik meghatározó szerepet (Borsy Zoltán, 1992).

## **II. Вивітрювання**

Типи вивітрювання визначаються відповідно до процесу або процесів, які переважають у перетворенні породи чи мінералу. Виходячи з них, ми виділяємо наступні види зносу:

1. розчинна корозія,
2. вивітрювання силікатів,
3. окислювальна корозія,
4. біологічне вивітрювання.

### **Вивітрювання розчину**

У природі існує кілька гірських порід, які майже на 100% складаються з одного мінералу. З них ті, у яких домінуючий породоутворюючий мінерал розчинний у воді або слабокислій воді, можна вважати придатними для вивітрювання розчину.

Розчинення в чистій воді має лише теоретичне значення, оскільки дощова вода в природі також містить невелику кількість вуглекислого газу, який потрапляє в розчин з повітря, а також інші домішки з кислотним ефектом. Серед останніх у найбільшій концентрації зустрічається діоксид сірки, який утворює з водою сірчану кислоту.

Є лише кілька каменів, які добре розчиняються навіть у чистій воді. Найважливішими з них є соляні породи (кам'яна сіль — NaCl; калійна сіль — KCl). Деякі сульфатні породи, найвідомішим з яких є гіпс ( $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ), помірно розчинні.

Карбонатні породи досить слабо розчиняються в чистій воді, але ефект розчинення значно покращується при збільшенні вмісту вуглекислого газу у воді.

Ми вважаємо розчинення карбонатів найважливішим процесом розчинення з точки зору формування рельєфу. Вапняк і доломіт утворюють величезні гори (наприклад, у Південно-Китайських горах вапняк займає 1 мільйон  $\text{km}^2$ ), але з точки зору багатства форми  $\text{CaCO}_3$  також є найважливішим компонентом у лесі.

### **Розчинення $\text{CaCO}_3$ карбонатною кислотою:**

Важливими елементами послідовності реакції є молекули  $\text{CO}_2$ , які присутні в нижчих концентраціях в атмосфері та у вищих у ґрунтовому повітрі, і які ґрунтова волога може містити до межі насичення, що відповідає даній температурі та тиску. Вміст  $\text{CO}_2$  в ґрунтовому повітрі залежить від життєдіяльності мікробів, що живуть у ґрунті, і кореневого дихання вищих рослин, тому в ґрунті з високою біологічною активністю ґрунтова повітря містить багато вуглекислого газу. Найвищий вміст  $\text{CO}_2$  можна виміряти у вологих тропічних районах. У результаті цих процесів розчинення вугільної кислоти найефективніше відбувається в жарко-вологодому кліматі, під рослинністю тропічних лісів, що пов'язано з високим вмістом  $\text{CO}_2$  у ґрунтовому повітрі та значною кількістю іонів  $\text{H}^+$  з гумінових кислот. У зв'язку зі зниженням біологічної активності і температури інтенсивність розчинення вапняку знижується у вологодому і напіввологодому кліматі помірного поясу, а в субарктичному і арктичному кліматі в цих районах також відбувається вуглекислотне вивітрювання за рахунок найменших, але висока здатність холодної води до поглинання  $\text{CO}_2$ . З точки зору утворення цвілі тривалість процесу також не має значення: протягом більш тривалого періоду часу в результаті розчинення вапняку може розвинути більш багата цвіль, якщо інші умови однакові.

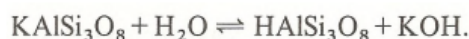
Нерозчинні складові породи вапняку (наприклад, силікати) залишаються на поверхні і можуть бути вихідними матеріалами для нових процесів вивітрювання (гідроліз, окислення).

### **Вивітрювання силікатів**

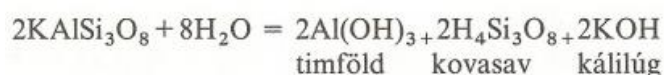
Вивітрювання силікатів можна вважати найважливішим процесом вивітрювання, оскільки ці мінерали домінують у структурі земної кори. Під час їх старіння найважливішим хімічним

процесом є гідроліз, але гідратація також відіграє певну роль у їх перетворенні. Процес гідролізу як би готується процесами дроблення, в результаті яких в породі утворюються тріщини і порожнисті простори, що сприяє контакту води з породоутворюючими мінералами.

Процес вивітрювання показано на прикладі калієвого польового шпату (ортоклазу,  $KAlSi_3O_8$ ). На першому етапі іони поверхні розділу польового шпату зв'язують воду та стають гідратованими. Потім починається гідроліз, під час якого більша частина гідратованих катіонів межі розділу – іонів  $K^+$  – витісняється іонами  $FI^+$ . Утворений під час процесу гідроксид калію переходить у ґрунтовий розчин:



В результаті цього процесу втрачається кристалічна решітка, з якої також виходять молекули кремнієвої кислоти та іони алюмінію:



Гідроксиди лужних і лужноземельних металів, що утворюються, а також вільні кремнієві кислоти переходять у ґрунтовий розчин. Останній також може осідати в аморфній формі та утворювати оболонки навколо невивітрених силікатних мінералів, таким чином запобігаючи або обмежуючи подальше вивітрювання.

Крім цього конкретного прикладу описано два основних напрямки вивітрювання силікатів. При розпаді польових шпатів утворюються іони  $Si_4^+$  і  $Al_3^+$ , доля яких є вирішальною для подальшого перебігу процесу. Ці іони або інтегруються в решітку одного з новоутворених глинистих мінералів, або утворюють гідрозоль  $SiO_2$  і  $Al_2O_3$ .

На характер вивітрювання істотно впливає рН середовища. З цієї точки зору особливо важлива розчинність  $SiO_2$  і  $Al_2O_3$ .  $SiO_2$  стає все більш і більш розчинним у міру підвищення рН, досягаючи максимальної розчинності вище рН 10.  $Al_2O_3$  рН 4, або він найкраще розчиняється при рН 10, тоді як він практично нерозчинний при рН 6–8. Таким чином, між рН 6-8  $SiO_2$  розчиняється і може переноситися ґрунтовими розчинами, тоді як  $Al_2O_3$  випадає в осад і залишається на місці. Цей тип вивітрювання називається алітним. Його продуктом є латерит, який складається з гідроксидів алюмінію, оксигідроксидів заліза та деяких гідросилікатів алюмінію. Латерит найчастіше утворюється у вологих тропіках від вивітрювання основних вивержених порід.

Якщо значення рН середовища близько 4,  $Al_2O_3$  розчиняється добре,  $SiO_2$ , навпаки, погано, але в меншій мірі. У цьому випадку Si і Al можуть рекомбінувати і утворювати нові гідросилікати алюмінію. Таку форму вивітрювання називають сіалічним.

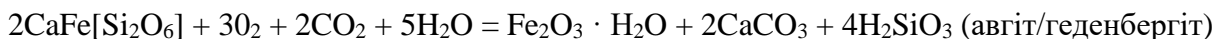
Кінцевими продуктами сіалового вивітрювання є глинисті мінерали, які, крім гумусу, є найважливішою складовою ґрунтів. Вивітрювання силікатів найбільш інтенсивне при низьких значеннях рН і в жарко-вологих тропічних кліматичних умовах і все більше і більше зменшується в напрямку до холодних і сухих кліматичних районів. У жарких і вологих тропіках глибина вивітрювання може досягати 50–200 м.

### **Окислювальне вивітрювання**

Більшість породоутворюючих мінералів містять елементи з низькою валентністю, які в хімічних реакціях переходять у форму з більшою валентністю, тобто окислюються, коли вступають у контакт з киснем. Кисень, необхідний для реакції, доступний у розчиненому вигляді в атмосферному та ґрунтовому повітрі, а також у атмосферних опадах і підземних

водах. Окисленню зазвичай передують інші процеси вивітрювання (розчинення, гідроліз), а фрагментація також відіграє важливу роль у його підготовці таким чином, що питома поверхня породи збільшується з ростом тріщин, таким чином дозволяючи кисню надходити в контакт з мінералами, що беруть участь у реакції, і продуктами їх вивітрювання на більшій поверхні.

Серед згаданих низьковалентних елементів найважливішим є окиснення двовалентного заліза. Двухвалентне залізо ( $\text{Fe}^{2+}$ ) у силікатах окислюється до тривалентного тривалентного заліза ( $\text{Fe}^{3+}$ ). Кінцевим продуктом може бути червоний залізняк ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ) або бурий залізняк ( $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$ ). Процес напр. також може відбутися нижче:



Утворений оксид або гідроксид заліза випадає в осад у нерозчинній формі, тому баланс процесу зміщується в бік розкладання силікату, тим самим прискорюючи вивітрювання силікату. Таке окислення заліза відбувається в умовах субтропічного і тропічного вологого клімату, що чергується, і опад червоної залізної руди, що утворюється в результаті процесу, визначає колір червоних ґрунтів.

Окислювальне вивітрювання також сприяє тому, що вихідні породоутворюючі мінерали розпадаються і трансформуються, порода втрачає свою міцність, тим самим прискорюючи роботу поверхневого руйнування зовнішніми силами.

### **Біологічне вивітрювання**

У розпаді гірських порід живий світ бере участь не тільки своїми фізичними наслідками, але й викликає хімічні зміни, вивільняючи продукти метаболізму в навколишнє середовище.

Біологічне вивітрювання принципово відрізняється від хімічного тим, що розчинення, осадження, накопичення різних матеріалів (переважно елементів), руйнування гірської породи та мінеральної структури визначаються потребами, ритмами та фізіологічними процесами рослин і тварин, що живуть на землі. ґрунті і в ґрунті.

Як вищі, так і нижчі рослини виділяють кислі речовини, щоб поглинати неорганічні поживні речовини з ґрунту. Ці кислоти значною мірою сприяють хімічному розкладу гірських порід.

Велика кількість  $\text{CO}_2$ , що утворюється під час дихання живих організмів, в основному визначає розчинність ґрунтової вологи. Вирішальну роль в інтенсивності карстоутворення відіграє концентрація утвореної вуглекислої води (Borsy Zoltán, 1992).

### ***Kérdések az önálló felkészüléshez / Питання для самонідоготовки:***

- 1. Milyen típusú mállási folyamatokat különböztetünk meg, mi alapján határozzuk ezt meg? / Які види процесів вивітрювання ми розрізняємо і на основі чого це визначаємо?*
- 2. Hogyan történik a mészkő oldódásos mállása? / Як відбувається розчинене вивітрювання вапняку?*
- 3. Milyen módon befolyásolja a szilikátok mállását a közeg pH-ja? / Як pH середовища впливає на вивітрювання силікатів?*
- 4. Mi a végterméke az allitos és sziallitos mállásnak? / Що є кінцевим продуктом алітового та сіалового вивітрювання?*
- 5. Hogyan megy végbe az oxidációs mállás? / Як відбувається окисне вивітрювання?*



#### 4. számú szemináriumi foglalkozás. Szoláris, földi és légköri sugárzás

**Célok / Мета:** kiszélesíteni az ismereteket a sugárzás témával kapcsolatban;

**Módszerek / Методика:** a témakörök szakirodalmi feldolgozása, internetes források felhasználása; rövid előadás és Power Point bemutató készítése.

**A foglalkozás témakörei / Тематика занятия:**

##### I. A légkör külső határára érkező sugárzási energia

A földi légkörnek szinte egyedüli energia bevétele a Napból érkező elektromágneses sugárzás. A légkör külső határára érkező energia mennyiségét alapvetően négy tényező befolyásolja:

1. a Napból kibocsátott energia mennyisége;
2. a Nap–Föld távolság;
3. a napmagasság (a Nap irányának a horizontsíkjaival bezárt szöge);
4. a nappalok hossza.

##### A Nap, mint energiaforrás

A Nap által kisugárzott energia a mag közelében végbemenő nukleáris folyamatokból származik. Itt, az ún. magmában a legmagasabb a hőmérséklet, mely elérheti akár a számunkra elképzelhetetlen 15 millió °C-ot. A Nap átlagos felszínhőmérséklete 5800 °C körüli. A felszínéről kiáramló sugárzási energia intenzitása (becslések és mérések alapján) 62 millió W/m<sup>2</sup>-re tehető, amely az átlagos Nap–Föld távolságnak megfelelő 150 millió km távolságban a megfigyelhető 1367 W/m<sup>2</sup>-re csökken. Ezt a mennyiséget napállandónak nevezzük, mivel értéke szinte állandó, azaz csak egy szűk intervallumon belül ingadozik. A napállandó értékének nagyon kis változása is jelentős mértékben befolyásolja a Föld energia-bevételét, ezért pontos mérése, folyamatos megfigyelése elengedhetetlen. A napállandó ingadozása az eddigi megfigyelések alapján nem haladja meg a 0,1%-ot.

A napfelszín hőmérséklet-változásának egyik feltételezett oka, hogy a felszínén időről-időre hűvösebb területek, ún. napfoltok jelennek meg. A napfoltokat az átlagos felszínhőmérsékletnél lényegesen melegebb jelenségek, fáklyák övezik. Egy-egy napfolt és a fáklyái közel egy időben jelennek meg, illetve tűnnek el nagy mágneses aktivitás kíséretében. A Nap által kisugárzott energia mennyiségét több tényező is befolyásolja, ilyenek többek között a napfoltok száma, a fáklyák aktuális hőmérséklete, valamint ezek összegzett területeinek aránya. Megfigyelhető, hogy időszakonként megemelkedik a napfoltok száma (akár 150-re is), majd lecsökken (esetenként 10 alá). Ezen időszakokat napfolt-maximumnak és napfolt-minimumnak nevezzük. A Nap felszínén egyidőben jelenlévő foltok számának változása 11 éves periódust mutat, ez az ún. napfoltciklus.

A Nap körüli keringés orbitális paramétereinek periodikus változása a földfelszín sugárzási bevételeinek jelentős mértékű ingadozását eredményezi. A Föld ellipszis pályán kering, melynek egyik gyújtópontjában a Nap áll. Az ellipszis pálya nagy tengelyének két végpontjában (a perihélium és afélium pontokban) a Nap–Föld távolság értelemszerűen nem azonos. Emiatt a földi légkör felső határára érkező sugárzás mennyisége e két pontban kb. 7% eltérést mutat.

A Föld forgási tengelyének dőléséből származó évszakos eltérések a különböző földrajzi szélességeken nagyon jelentős besugárzási különbségekhez vezetnek. Elég, ha az Egyenlítő menti állandó 12 órás nappalokat összevetjük a sarkok közelében tapasztalható 0-tól 24 óráig változó nappalok hosszával, vagy még inkább, ha az Egyenlítő menti viszonyokat összevetjük a sarkokon tapasztalható féléven át tartó „nappallal” s az azt felváltó féléves „éjszakával”. Június 22-én a nyári napforduló idején az Északi sark közelében találjuk a földre érkező besugárzás maximumát (538 W/m<sup>2</sup>), mely egyértelműen a fehér éjszakákkal magyarázható (ebben az időszakban napi 24 órán át

немає (як наприклад у нас). Подібно до того, високий значення (547 Вт/м<sup>2</sup>) маємо в зимовий період на південній широті 22-го грудня на південній широті. Наступні висновки:

a). Річний середній значення висхідного потоку сонячної енергії на поверхні Екватора майже вдвічі вище, ніж на широті 90°.

b). На Екваторі висхідний потік сонячної енергії на поверхні досягає лише половини загального значення, а решта повертається назад, розсіюється, поглинається в атмосфері.

c). Між висхідним потоком сонячної енергії на поверхні та загальним значенням є різниця максимуму, доки на поверхні обидва значення збігаються на широтах 20° (у тропіках великої кількості опадів, а також через високі температури).

d). Між висхідним потоком сонячної енергії на поверхні та загальним значенням є різниця мінімуму, доки на поверхні мінімальний значення сонячної енергії лише на широті 90° (на північній широті 60° географічної широти (Бартоломеї, 2013)).

## I. Променева енергія, що надходить на зовнішню межу атмосфери

Чи є єдиним джерелом енергії для земної атмосфери електромагнітне випромінювання Сонця. На кількість енергії, що надходить до зовнішньої межі атмосфери, в основному впливають чотири фактори:

1. кількість енергії, випромінюваної Сонцем;
2. відстань Сонце–Земля;
3. сонячна висота (кут напрямку Сонця до площини горизонту);
4. тривалість доби.

## Сонце як джерело енергії

Енергія, яку випромінює Сонце, походить від ядерних процесів, що відбуваються поблизу ядра. Тут т. зв. магма має найвищу температуру, яка може досягати неймовірних 15 мільйонів °С. Середня температура поверхні Сонця становить близько 5800 °С. Інтенсивність енергії випромінювання, що виходить від її поверхні (на основі оцінок і вимірювань), може бути оцінена як 62 мільйони Вт/м<sup>2</sup>, яка зменшується до спостережуваних 1367 Вт/м<sup>2</sup> на відстані 150 мільйонів км, що відповідає середньому відношенню Сонце–Земля. відстань. Цю величину називають сонячною постійною, оскільки її значення майже постійне, тобто коливається лише у вузькому інтервалі. Навіть дуже незначна зміна значення сонячної постійної суттєво впливає на надходження енергії Землі, тому точні вимірювання та постійний моніторинг є важливими. Виходячи з поточних спостережень, коливання сонячної постійної не перевищує 0,1%.

Однією з передбачуваних причин зміни температури поверхні Сонця є те, що на його поверхні час від часу виникають більш прохолодні ділянки, т. зв. з'являються сонячні плями. Сонячні плями оточені спалахами та явищами, які значно тепліші за середню температуру поверхні. Сонячна пляма та її спалахи виникають і зникають майже одночасно, супроводжуючись високою магнітною активністю. На кількість енергії, випромінюваної Сонцем, впливає кілька факторів, таких як кількість сонячних плям, поточна температура спалахів і співвідношення їх загальних площ. Можна спостерігати, що кількість сонячних плям періодично збільшується (до 150), а потім зменшується (іноді менше 10). Ці періоди називають максимумом і мінімумом сонячних плям. Зміна кількості плям, присутніх на поверхні Сонця одночасно, показує 11-річний період, це т. зв. цикл сонячних плям.

Періодичні зміни орбітальних параметрів орбіти навколо Сонця призводять до значних коливань радіаційного надходження земної поверхні. Земля обертається по еліпсу, в одній із точок фокуса якого знаходиться Сонце. За визначенням, відстань Сонце–Земля неоднакова в

двох кінцевих точках великої осі еліптичної орбіти (точках перигелію та афелію). З цієї причини кількість радіації, що досягає верхньої межі земної атмосфери в цих двох точках, становить прибіл. Він показує різницю в 7%.

Сезонні коливання в результаті нахилу осі обертання Землі призводять до дуже значних відмінностей в освітленості на різних широтах. Досить порівняти постійну 12-годинну добу вздовж екватора з тривалістю доби, що змінюється від 0 до 24 годин біля полюсів, або навіть більше, якщо ми порівняємо умови вздовж екватора з піврічним «добою», що спостерігається на полюсах і піврічна «ніч», яка її замінює. 22 червня, під час літнього сонцестояння, поблизу Північного полюса ми знаходимо максимальну кількість радіації, що досягає землі ( $538 \text{ Вт/м}^2$ ), що можна чітко пояснити білими ночами (у цей період сонце не заходить). протягом 24 годин на добу). Ми знаходимо таке ж видатне, високе значення радіації ( $547 \text{ Вт/м}^2$ ) під час зимового сонцестояння 22 грудня на Південному полюсі. Висновки:

а). У середньому за рік до верхньої межі атмосфери на екваторі потрапляє майже вдвічі більше радіації, ніж у полярній області.

б). На екваторі тільки половина випромінювання, що досягає верхньої межі атмосфери, досягає земної поверхні, решта відбивається, розсіюється і поглинається в атмосфері.

в). У той час як на верхній межі атмосфери максимум річної кількості опромінення спостерігається на екваторі, на поверхні в обох півкулях воно переноситься на широти  $20^\circ$  (через зону великої кількості опадів у тропіках і високу хмарність).

г). Якщо на верхній межі атмосфери мінімальна річна кількість радіації припадає на полюси, то мінімальна радіація на земній поверхні припадає лише на Арктику в Північній півкулі, а в Південній півкулі вона зсувається до  $60^\circ$  широти (Bartholy Judit, 2013).

### ***Kérdések az önálló felkészüléshez / Питання для самопідготовки:***

- 1. Mely tényezők befolyásolják a Naptól érkező elektromágneses sugárzás mennyiségét? / Які фактори впливають на кількість електромагнітного випромінювання Сонця?*
- 2. Honnan ered a Nap által kisugárzott energia, és mit jelent a napállandó kifejezés? / Звідки береться енергія, яку випромінює Сонце, і що означає термін сонячна стала?*
- 3. Hogyan befolyásolja a Föld Nap körüli keringése a beérkező sugárzás mennyiségét? / Як орбіта Землі навколо Сонця впливає на кількість вхідного випромінювання?*
- 4. Milyen besugárzási különbségekhez vezetnek a Föld forgási tengelyének dőléséből származó évszakos eltérések? / До яких відмінностей у випромінюванні призводять сезонні коливання, що є наслідком нахилу осі обертання Землі?*

## **II. A Nap és a Föld sugárzási spektruma**

A földi légkör és felszín levegőfizikai, levegőkémiai és biológiai folyamatait tápláló energia 99,99%-a a Naptól érkezik elektromágneses sugárzás formájában. A többi, viszonylag kis mennyiségű (mindössze 0,01%) energia a Föld forrón izzó belsejéből származik (Bartholy Judit, 2013).

A Naptól rövidhullámú sugárzás érkezik a földi légkörbe. A meteorológiai gyakorlatban a  $4 \mu\text{m}$  (mikrométer) alatti sugárzási spektrumot nevezzük rövidhullámú tartománynak. A napsugárzás spektrumának 99%-a a  $0,15$  és  $4 \mu\text{m}$  ( $150$  és  $4000 \text{ nm}$ ) hullámhossztartomány közé esik. A légkör külső határán a maximális energiát hordozó sugárzás hullámhossza  $0,474 \mu\text{m}$ . A légkörön keresztülhaladó rövidhullámú sugárzás egy részét a légkör alkotóelemei (légköri gázok, aeroszol részecskék) szórják vagy elnyelik. Így a felszínre kevesebb sugárzási energia jut, mint a légkör külső határára. A felszínre érkező rövidhullámú sugárzás egy része a felszín borítottságának, színének függvényében visszaverődik, másik hányada a földfelszín melegíti. A felszínre érkező rövidhullámú

sugárzás energiájának maximuma a légköri szóródás miatt 0,555  $\mu\text{m}$ -re tolódik (szemünk épp erre a hullámhosszra a legérzékenyebb). A látható tartomány 99%-a 0,4 és 0,73  $\mu\text{m}$  (400 és 730 nm) között található. A 400 nm-nél kisebb hullámhosszúságú sugárzást ultraibolya (ultraviolet – uv) sugárzásnak nevezzük, a 800 nm-nél nagyobb hullámhosszakat pedig infravörös sugárzásnak. Az uv tartományt gyakran 3 részre bontják:

- UV-A: 315–400 nm között,
- UV-B: 280–315 nm között,
- UV-C: 100–280 nm között (Mészáros Róbert, 2013).

### **A napsugárzás elnyelődése**

A légkör felső határára érkező napsugárzás mintegy 30%-a azonnal visszaverődik a világűr felé, s a légköri áthaladás során is sok veszteség éri. A felhőtakarón történő visszaverődés (reflexió), elnyelés (emisszió) és transzmisszió (áteresztés) százalékos aránya nagyon jelentősen függ a felhőréteg vastagságától. Az elnyelési arány akár több kilométeres vastagságnál sem éri el a 10%-ot. A visszaverődési és áteresztési képesség százalékos aránya egymással ellentétesen változik, a felhőkről való visszaverés 35%-ról akár 90–95%-ra is megnőhet a felhővastagsággal, míg az áteresztőképesség 65%-ról akár 0%-ra is lecsökkenhet.

A napsugárzás légköri veszteségeit sokszorosán meghaladja az óceánok vizébe és a talajba lejutó sugárzás vesztesége. Átlagosan azt mondhatjuk, hogy a talajban nem haladja meg a 8–10 méteres mélységet az éves hőmérsékleti ciklus érzékelési szintje, míg a tengerekben, óceánokban ez a mélység egy nagyságrenddel nagyobb, eléri a 80–100 métert. Például az Északi-tenger körzetében végzett mérésorozat eredménye, hogy míg a felszíni vizek februári és augusztusi hőmérséklete között közel 10 fok az eltérés, addig 100 m-es mélységben már 1 fok alatti. Ugyanakkor megfigyelhető a felső 40 m-es réteg intenzív nyári felmelegedése. Az óceánok hőháztartásában jelentős szerep jut a Napból érkező sugárzási energiának. A mélyebb óceáni rétegek felé az energiát az óceáni áramlások, s a turbulens átkeveredés közvetíti. Csak a látható fény tartományú sugárzás képes 1 m-nél nagyobb mélységekbe lejutni, s 100 m alá csupán a teljes sugárzási energia 3%-a jut le.

A talajban még az óceánok vizénél is sokkal rosszabbak a feltételek a sugárzási energia terjedéséhez. Mint tudjuk a talajban szinte csak és kizárólag konduktív folyamatok révén terjed az energia. E folyamat hatékonysága jelentős mértékben függ a talaj porozitásától és a nedvességtartalomtól. Egy Kalinyingrad körzetében végzett mérés az éves hőmérsékleti ciklust mutatja be a talaj 3 cm, 31 cm, 63 cm, 125 cm, 251 cm, 502 cm és 753 cm mély rétegeiben. A következtetés: 10 m mélységben lényegében már nem érzékelhető a Napból érkező sugárzás szezonális változása (Bartholy Judit, 2013).

## **II. Спектр випромінювання Сонця і Землі**

99,99% енергії, яка живить фізику повітря, хімію повітря та біологічні процеси земної атмосфери та поверхні, надходить від Сонця у формі електромагнітного випромінювання. Решта, відносно невелика кількість (лише 0,01%) енергії надходить із гарячих, що світяться надр Землі (Bartholy Judit, 2013).

Короткохвильове випромінювання Сонця потрапляє в атмосферу Землі. У метеорологічній практиці спектр випромінювання нижче 4 мкм (мікрометрів) називають короткохвильовим діапазоном. 99% спектру сонячного випромінювання потрапляє в діапазон довжин хвиль від 0,15 до 4 мкм (150 і 4000 nm). На зовнішній межі атмосфери довжина хвилі випромінювання з максимальною енергією становить 0,474 мкм. Частина короткохвильового

випромінювання, що проходить через атмосферу, розсіюється або поглинається компонентами атмосфери (атмосферними газами, частинками аерозолі). Таким чином, до поверхні досягає менше енергії випромінювання, ніж до зовнішньої межі атмосфери. Частина короткохвильового випромінювання, що досягає поверхні, відбивається залежно від покриття та кольору поверхні, а інша частина нагріває земну поверхню. Максимум енергії короткохвильового випромінювання, що досягає поверхні, зміщується до 0,555 мкм через атмосферне розсіювання (до цієї довжини хвилі наші очі найбільш чутливі). 99% видимого діапазону становить від 0,4 до 0,73 мкм (400 і 730 нм). Випромінювання з довжиною хвилі менше 400 нм називається ультрафіолетовим випромінюванням, а довжина хвилі більше 800 нм – інфрачервоним. УФ-діапазон часто поділяють на 3 частини:

- UV -A: між 315–400 нм,
- UV-B: між 280–315 нм,
- UV-C: від 100 до 280 нм (Mészáros Róbert, 2013).

### **Поглинання сонячної радіації**

Близько 30% сонячної радіації, що надходить на верхню межу атмосфери, негайно відбивається у космічний простір, а також зазнає великих втрат під час проходження через атмосферу. Від товщини хмарного шару дуже суттєво залежить відсоток відображення (відбиття), поглинання (випромінювання) і пропускання (пропускання) на хмарному покриві. Швидкість поглинання не досягає 10% навіть при товщині в кілька кілометрів. Коефіцієнт відбиття та пропускання змінюється в оберненій залежності, причому коефіцієнт відбиття хмари збільшується від 35% до 90–95% із збільшенням товщини хмари, тоді як коефіцієнт пропускання може зменшуватися від 65% до 0%.

Атмосферні втрати сонячної радіації багаторазово перевищують втрати радіації, що надходить у воду океанів і ґрунт. У середньому можна сказати, що рівень виявлення річного температурного циклу не перевищує глибини 8–10 метрів у ґрунті, тоді як у морях і океанах ця глибина на порядок більша, досягаючи 80–100 метрів. Наприклад, результат серії вимірювань, проведених у районі Північного моря, полягає в тому, що, хоча різниця між температурою поверхневих вод у лютому та серпні становить майже 10 градусів, на глибині 100 м вона становить менше 1 градуса. При цьому спостерігається інтенсивне літнє прогрівання верхнього 40-метрового шару. Енергія випромінювання Сонця відіграє значну роль у тепловому балансі Світового океану. До глибших шарів океану енергія надходить через океанські течії та турбулентне перемішування. Лише випромінювання у видимому діапазоні світла може досягати глибини понад 1 м, і лише 3% загальної енергії випромінювання досягає глибини нижче 100 м.

Навіть у ґрунті умови для поширення енергії випромінювання значно гірші, ніж у воді Світового океану. Як відомо, енергія поширюється в ґрунті майже виключно через процеси провідності. Ефективність цього процесу суттєво залежить від пористості та вологості ґрунту. Вимірювання в Калінінградській області показує річний цикл температури в шарах ґрунту на глибині 3 см, 31 см, 63 см, 125 см, 251 см, 502 см і 753 см. Висновок: на глибині 10 м сезонна зміна випромінювання Сонця практично не помітна (Bartholy Judit, 2013).

***Kérdések az önálló felkészüléshez / Питання для самопідготовки:***

- 1. Mi az oka annak, hogy a légkör külső határára több sugárzási energia érkezik, mint a felszínre? / У чому причина того, що до зовнішньої межі атмосфери надходить більше енергії випромінювання, ніж до поверхні?*
- 2. Milyen spektrumban található a rövidhullámú sugárzás látható tartománya? / У якому спектрі знаходиться видимий діапазон короткохвильового випромінювання?*
- 3. Hogy hívják az e tartománynál kisebb és nagyobb hullámhosszúságú sugárzást? / Як називається випромінювання з довжиною хвилі, меншою і більшою за цей діапазон?*
- 4. Milyen a sugárzás vesztesége az óceánban és a talajban? Mivel függ össze az elnyelődés rosszabb feltétele ezen közegekben? / Які втрати радіації в океані та ґрунті? З чим пов'язаний гірший стан поглинання в цих середовищах?*

### **III. Földfelszín kisugárzása**

A felmelegített földfelszín infravörös (hosszúhullámú) tartományban sugároz. A Föld sugárzási spektruma 4 és 80  $\mu\text{m}$  közé esik, a maximuma 10  $\mu\text{m}$ -nél található. A légkörben lévő üvegházgázok az infravörös tartományba eső földfelszíni kisugárzást részben elnyelik, illetve visszasugározzák. Így mindössze a hosszúhullámú tartományba eső sugárzási energia 5%-a tud akadálymentesen a világűr felé távozni. A légköri gázoknak ezt a szelektív abszorpciós képességét, s a következményként jelentkező melegebb légkört nevezzük a légkör üvegházhatásának (Bartholy Judit, 2013).

Az üvegházhatás leírásának tehát fő jellemzője a szelektív abszorpció. Néhány légköri gáz – az ún. üvegházgázok – szelektíven elnyelők, azaz elnyelnek az infravörös hőmérsékleti tartományban, viszont átteresttenek az ultraibolya, s a látható fény tartományában. A legfontosabb üvegházgázok a vízgőz és a szén-dioxid. E két gáz légköri jelenléte együttesen 27,8 °C-kal (20,6 illetve 7,2 °C-kal) emeli a felszínközeli léghőmérsékletet. További üvegházgázok az ózon (mely főleg a sztratoszférában található meg nagyobb mennyiségben), a dinitrogén-oxid és a metán, melyek rendre mintegy 2,4 °C, 1,4 °C és 0,8 °C-kal járulnak hozzá a globális üvegházhatáshoz. Ezen gázok az infravörös tartományba eső energia elnyelése révén kinetikus energiához jutnak, melyet ütközésekkel megosztanak a többi (főként oxigén és nitrogén) molekulával. E folyamat révén megemelkedik az alsó légrétegek energiaszintje, mely a felszíni léghőmérséklet növekedéséhez vezet. A hőmérsékleti sugárzási tartomány egy részén, a 8–11 m-es intervallumban sem a vízgőz, sem a szén-dioxid nem nyeli el, hanem átterestti a sugárzást. Ezt a tartományt nevezzük az ún. „légköri ablak”-nak, jelképesen utalva arra, hogy itt „kiszökhet” a hőenergia a légkörből az űrbe (Bartholy Judit és Pongrácz Rita, 2013).

A légkör természetes üvegházhatása teszi lehetővé, hogy nem  $-18$  °C a Föld átlaghőmérséklete, hanem 15 °C.

Az üvegházgázok légköri koncentrációja szignifikánsan megváltozott az elmúlt évszázadban, illetve néhány gáz esetében csupán az utolsó évtizedekben. Ez maga után vonja a légköri energiamérleg komponenseinek változását, az üvegházhatás fokozódását, mely a sokrétű visszacsatolási mechanizmusok egyidejű működése miatt nehezen modellezhető, s nehezen prognosztizálható folyamatláncolatokat eredményez (Bartholy Judit, 2013).

### **III. Випромінювання земної поверхні**

Нагріта земна поверхня випромінює в інфрачервоному (довгохвильовому) діапазоні. Спектр випромінювання Землі знаходиться в діапазоні від 4 до 80 мкм, з максимумом 10 мкм. Парникові гази в атмосфері частково поглинають і перевипромінюють випромінювання земної поверхні в інфрачервоному діапазоні. Таким чином, лише 5% енергії випромінювання в довгохвильовому діапазоні може безперешкодно вийти у відкритий космос. Ця вибіркова

здатність до поглинання атмосферних газів і тепліша атмосфера в результаті називається парниковим ефектом атмосфери (Bartholy Judit, 2013).

Отже, основною характеристикою опису парникового ефекту є вибіркове поглинання. Деякі атмосферні гази – т. зв парникові гази - селективні поглиначі, тобто поглинають в інфрачервоному діапазоні температур, але пропускають ультрафіолетове і видиме світло. Найважливішими парниковими газами є водяна пара та вуглекислий газ. Присутність в атмосфері цих двох газів разом підвищує приземну температуру повітря на 27,8 °C (20,6 і 7,2 °C відповідно). Іншими парниковими газами є озон (який в основному міститься у великих кількостях у стратосфері), закис азоту та метан, які відповідно вносять приблизно 2,4 °C, 1,4 °C та 0,8 °C у глобальний парниковий ефект. Поглинаючи енергію в інфрачервоному діапазоні, ці гази отримують кінетичну енергію, якою вони діляться з іншими (головним чином киснем і азотом) молекулами через зіткнення. Цей процес підвищує енергетичний рівень нижніх шарів повітря, що призводить до підвищення температури повітря на поверхні. У частині температурного діапазону випромінювання, в інтервалі 8–11 м, ні водяна пара, ні вуглекислий газ не поглинають, а пропускають випромінювання. Цей діапазон ми називаємо т. зв як «атмосферне вікно», символічно посилаючись на той факт, що тут тепла енергія може «втекти» з атмосфери в космос (Bartholy Judit és Pongrácz Rita, 2013).

Природний парниковий ефект атмосфери робить можливим те, що середня температура на Землі становить не –18 °C, а 15 °C.

Концентрація парникових газів в атмосфері істотно змінилася за останнє століття, а щодо деяких газів лише за останні десятиліття. Це тягне за собою зміну складових енергетичного балансу атмосфери, посилення парникового ефекту, що призводить до складних для моделювання та прогнозування технологічних ланцюжків через одночасну роботу кількох механізмів зворотного зв'язку (Bartholy Judit, 2013).

### ***Kérdések az önálló felkészüléshez / Питання для самопідготовки:***

- 1. Mi az oka annak, hogy a hosszuhullámú sugárzás csak 5 %-a tud a világűrbe távozni? / У чому причина того, що лише 5% довгохвильового випромінювання може вийти у відкритий космос?*
- 2. Hogyan járulnak hozzá az üvegház gázok a légkör felmelegedéséhez? / Як парникові гази сприяють глобальному потеплінню?*
- 3. Mit nevezünk „légköri ablak” jelenségnek? / Що ми називаємо явищем «атмосферного вікна»?*

## 5. számú szemináriumi foglalkozás. Víz a légkörben

**Célok / Мета:** a légkörben végbemenő folyamatok megismerése, a csapadékfajták kialakulásának vizsgálata;

**Módszerek / Методика:** a témakörök szakirodalmi feldolgozása, internetes források felhasználása; rövid előadás és Power Point bemutató készítése.

### A foglalkozás témakörei / Тематика занятия:

#### I. Csapadékképződés a légkörben

##### Kondenzáció

Amennyiben a levegőben a relatív páratartalom némileg ( $\sim 0,2\%$ -kal) meghaladja a  $100\%$ -ot, apró vízcseppecskék alakulnak ki. Hogy ez a folyamat már ilyen kis túltelítettségénél is végbemehet, abban igen jelentős szerepük van a levegőben található apró ( $\sim 0,1\text{--}1,0\ \mu\text{m}$  átmérőjű) aeroszol-részecskéknek, amelyeket kondenzációs magvaknak nevezünk. Ezen részecskék nélkül a kondenzációhoz négy-ötszörös túltelítettségre lenne szükség, ami természetes viszonyok között a csapadék teljes hiányát jelentené. A kondenzációs magvak anyagukat tekintve leggyakrabban ammónium-szulfátot  $((\text{NH}_4)_2\text{SO}_4)$  vagy sót  $(\text{NaCl})$  tartalmazó, vízben oldódó részecskék. Az előbbieket mind a kontinensek mind az óceánok feletti, míg az utóbbiak inkább csak az óceánok feletti légtömegekben találhatók. Az ammónium-szulfát a szárazföldek felett a légkörben található kén-dioxidból  $(\text{SO}_2)$  és ammóniából  $(\text{NH}_3)$ , az óceánok és a tengerek felett pedig a vízfelszínen lebegő növények által termelt dimetil-szulfidból képződik. A sórészecskék a hullámvás során a légkörbe jutó apró vízcseppecskék elpárolgását követően kerülnek a légkörbe. A szárazföldek fölött a kondenzációs magvak koncentrációja  $500$  és  $1000\ \text{db}/\text{cm}^3$  között változik, az óceánok felett a koncentráció értéke alacsonyabb, legfeljebb néhányszor  $100\ \text{db}/\text{cm}^3$ . Ennek az a következménye, hogy a szárazföld felett nagyobb koncentrációban, kisebb vízcseppecskék alakulnak ki, míg az óceánok felett a vízcseppecskék koncentrációja kisebb, de méretük nagyobb.

##### Vízcseppek fagyása

Jól ismert természeti jelenség, hogy ha nagyon tiszta (desztillált) víz hőmérsékletét fokozatosan  $0\ ^\circ\text{C}$  alá csökkentjük, akkor a víz nem fagy meg, hanem túlhűlt állapotba kerül, és csak valamilyen külső mechanikai hatásra, vagy csak nagyon alacsony ( $-40\ ^\circ\text{C}$  körüli) hőmérsékleten kezdődik el a fagyás. A felhőkben is hasonló módon megy végbe a vízcseppek fagyása. A külső mechanikai hatást itt valamilyen szilárd halmazállapotú részecskével való ütközés jelenti. Ezek a részecskék lehetnek jégképző magvak, jégkristályok vagy jég szemek. A gyakorlatilag szennyeződésektől mentes,  $20\ \mu\text{m}$ -nél (mikrométernél) kisebb vízcseppek maguktól csak a  $-35\text{--}-40\ ^\circ\text{C}$ -os hőmérsékleti tartományban fagnak meg. A nagyobb vízcseppek magasabb hőmérsékleten, ütközés nélkül is megfagyhatnak. Ennek az az oka, hogy a méret növekedésével erősen nő a valószínűsége annak, hogy a vízcsepp már a pozitív hőmérsékleti tartományban összegyűjt egy jégképző részecskét. Ez a részecske a felfelé emelkedő vízcseppben egy bizonyos hőmérsékleten aktivizálódik és megindítja a fagyást a vízcsepp belsejében.

##### A vízgőz depozíciója

A jégkristályok létrejöttéhez, illetve a vízcseppek megfagyásához szilárd halmazállapotú „szennyező” részecskékre van szükség. A jégfázis kialakulását elősegítő részecskéket jégképző magvaknak hívjuk. Ezek kristályszerkezetének a jégkristályokéhoz hasonlóknak kell lennie. Ilyenek például a kaolin, az ezüst-jodid  $(\text{AgI})$  vagy a különböző fémek oxidjai. Nagyobb magasságokban,



amikor a levegő hőmérséklete  $-15 - -20$  °C alá süllyed, a jégképző magvakra kicsapódó vízgőzből szilárd halmazállapotú jégkristályok alakulnak ki. A kristályok alakja függ a levegő hőmérsékletétől és vízgőztartalmától.

### **Vízcseppek és jégkristályok növekedése**

A vízgőz kondenzációja nagyon lassú cseppnövekedést eredményez. Az ütközéses növekedés elkezdődéséhez az szükséges, hogy a vízcseppecskék mérete elérje legalább a  $20\ \mu\text{m}$ -t. Ezekből rövid idő alatt  $100\ \mu\text{m}$ -es, vagy ennél nagyobb vízcseppek alakulnak ki. A vízcseppek növekedésének határt szab, hogy a felületi feszültség  $1\ \text{cm}$ -nél nagyobb átmérőjű vízcseppet nem tud stabilan összetartani. A nagy sebességgel egymásnak ütköző nagyobb vízcseppek az ütközést követően kisebb cseppekre esnek szét, ezért a megfigyelt cseppméret az elméletileg lehetségesnél ( $6-8\ \text{mm}$ ) is kisebb.

A jég szemek is igen gyorsan növekednek a vízcseppekkel való ütközés következtében. Méretüket döntően az összegyűjthető vízcseppek koncentrációja és a levegő feláramlási sebessége határozza meg. A jégkristályok és az apró vízcseppek ütközését követően a vízcseppek ráfagynak a jégkristályok felszínére, így a jégkristályok elveszítik eredeti alakjukat. Ezt a folyamatot zúzmarásodásnak nevezzük (Bartholy Judit at all, 2013).

## **I. Утворення опадів у атмосфері**

### **Конденсація**

Якщо відносна вологість повітря трохи (на  $\sim 0,2\%$ ) перевищує  $100\%$ , утворюються дрібні краплі води. Маленькі ( $\sim 0,1-1,0\ \mu\text{m}$  в діаметрі) аерозольні частинки в повітрі, які називаються насінням конденсації, відіграють дуже важливу роль у тому, що цей процес може відбуватися навіть при такому низькому перенасиченні. Без цих частинок конденсація вимагала б чотири-п'ятикратного перенасичення, що означало б повну відсутність опадів у природних умовах. З точки зору матеріалу, зародки конденсації найчастіше являють собою розчинні у воді частинки, що містять сульфат амонію  $((\text{NH}_4)_2\text{SO}_4)$  або сіль  $(\text{NaCl})$ . Перші знаходяться в повітряних масах як над континентами, так і над океанами, а другі – лише в повітряних масах над океанами. Сульфат амонію утворюється над сушею з діоксиду сірки  $(\text{SO}_2)$  і аміаку  $(\text{NH}_3)$  в атмосфері, а над океанами і морями з диметилсульфіду, який виробляють рослини, що плавають на поверхні води. Частинки солі потрапляють в атмосферу після випаровування дрібних крапель води, що потрапляють в атмосферу під час хвиль. Над сушею концентрація насіння конденсації коливається від  $500$  до  $1000\ \text{дБ/см}^3$ , над океанами концентрація нижча, максимум  $100\ \text{дБ/см}^3$ . Наслідком цього є те, що над сушею менші краплі води утворюються у більшій концентрації, тоді як над океанами концентрація крапель води нижча, але їхній розмір більший.

### **Замерзання крапель води**

Добре відоме природне явище, що якщо температуру дуже чистої (дистильованої) води поступово опускати нижче  $0$  °C, то вода не замерзає, а переохолоджується, і тільки внаслідок зовнішнього механічного впливу або лише дуже починаються низькі (близько  $-40$  °C) заморозки. Подібним чином відбувається замерзання крапель води в хмарах. Під зовнішнім механічним впливом тут розуміється зіткнення з частинкою в твердому стані. Ці частинки можуть бути ядрами льоду, кристалами льоду або крупинками льоду. Краплі води розміром менше  $20\ \mu\text{m}$  (мікрометрів), практично вільні від домішок, замерзають самі по собі лише в діапазоні температур від  $-35$  до  $-40$  °C. Більші краплі води можуть замерзати при вищих температурах без зіткнення. Причина цього полягає в тому, що зі збільшенням розміру

ймовірність того, що крапля води збирає частинку, що утворює лід, уже в позитивному діапазоні температур сильно зростає. Ця частинка в краплі води, що піднімається, активується при певній температурі та ініціює замерзання всередині краплі води.

### **Замерзання водяної пари**

Для утворення кристалів льоду і замерзання крапель води необхідні тверді частинки «забруднювача». Частинки, які сприяють утворенню фази льоду, називаються льодоутворюючими ядрами. Їх кристалічна структура повинна бути схожа на структуру кристалів льоду. Приклади включають каолін, йодисте срібло (AgI) або оксиди різних металів. На більших висотах, коли температура повітря падає нижче  $-15 - -20$  °C, тверді кристали льоду утворюються з водяної пари, яка осідає на ядрах, що утворюють лід. Форма кристалів залежить від температури повітря і вмісту водяної пари.

### **Vízcseppek és jégkristályok növekedése**

Конденсація водяної пари призводить до дуже повільного росту крапель. Для початку колізійного росту необхідно, щоб розмір крапель води досягав не менше 20 мкм. З них за короткий час утворюються краплі води розміром 100 мкм або більше. Зростання крапель води обмежується тим фактом, що поверхневий натяг не може стабільно утримувати краплі води розміром більше 1 см в діаметрі. Великі краплі води, стикаючись один з одним на високій швидкості, після зіткнення розпадаються на більш дрібні краплі, тому спостережуваний розмір краплі навіть менший ніж теоретично можливий (6–8 мм).

Крижані крупинки також дуже швидко ростуть в результаті зіткнення з краплями води. Їх розмір в основному визначається концентрацією крапель води, які можуть бути зібрані, і швидкістю повітряного потоку. Після зіткнення між кристаликами льоду та крихтливими краплинками води, краплі води замерзають на поверхні кристалів льоду, тому кристалики льоду втрачають свою початкову форму. Цей процес називається дробленням (Bartholy Judit at all, 2013).

#### ***Kérdések az önálló felkészüléshez / Питання для самопідготовки:***

- 1. Mi a szerepe a levegőben található aeroszol-részecskéknél a kondenzációs folyamatban? / Яка роль аерозольних частинок у повітрі в процесі конденсації?*
- 2. Mit eredményez a kondenzációs magvak koncentrációjának eltérése a kontinensek és óceánok felett? / До чого призводить різниця в концентрації конденсаційних зерн над континентами й океанами?*
- 3. Hogyan megy végbe a felhőkben a vízcseppek fagyása? / Як відбувається замерзання крапель води в хмарах?*
- 4. Milyen hőmérsékleten és hogyan alakulnak ki a jégkristályok? / При якій температурі і як утворюються кристали льоду?*
- 5. Mi segíti elő illetve gátolja a cseppnövekedést? / Що сприяє або гальмує ріст дощових крапель?*

## **II. A csapadék változatai**

### **A felhőből származó csapadékok**

**Szitalás:** egyenletesen hulló, apró, 0,5 mm-nél kisebb vízcseppekből álló csapadék. Zárt rétegfelhőzetből (Stratus, Altostratus) esik, jelentéktelen mennyiségű csapadékot ad. Gyakran

előfordul, hogy a felhőből kieső vízcseppek elpárolognak még mielőtt a talajt elérnék. Ezt a jelenséget virgának hívják.

**Eső:** 0,5 mm-nél nagyobb vízcseppekből áll. Általában réteges esőfelhőből (Nimbostratus-ból) hullik. A csapadékintenzitás hosszú időn keresztül egyenletes, értéke 1–4 mm/h között változik.

**Havazás:** a szilárd halmazállapotú csapadék rendszerint Nimbostratus felhőzetből hullik. A kialakulás mechanizmusától függően a csapadékrészecskék formája igen változatos lehet. Alacsony hőmérsékleten, amikor a vízcseppekkel való ütközés valószínűsége kicsi, a kristályok megőrzik a kialakuláskor felvett szabályos hatszögletű formát. Magasabb hőmérsékleten az erős zúzmarásodás miatt a szabályos hatszögletű kristálystruktúra már nehezebben ismerhető fel. A talajon kialakuló hótakaró laza szerkezetű, a hókristályok között több-kevesebb levegő található. Ez az oka a hótakaró jó hőszigetelő képességének. Mivel a frissen hullott, nem olvadó hóréteg átlagos sűrűsége 100 kg/m<sup>3</sup> körül van, ezért 1 cm-es vastagságú hótakaró kb. 1 mm-nyi csapadéknak felel meg.

**Zápor:** ilyen típusú csapadék gomolyos szerkezetű, erősen fejlett Cumulus felhőkből vagy zivatarfelhőkből (Cumulonimbus) hullik. A csapadék halmazállapota alapján megkülönböztetünk vízcseppekből vagy hókristályokból álló záport. Mivel ezekben a felhőkben a levegő feláramlási sebessége nagy, a belőlük kihulló esőcseppek mérete elérheti az elméletileg lehetséges legnagyobb, 6–8 mm-t. A záporos csapadék intenzitása időben és térben igen erősen változhat (1–100 mm/h). Zivatarfelhőből rövid idő alatt akár 20–30 mm eső is hullhat, de mértek már ennél jóval nagyobb értéket is.

**Havas eső:** akkor keletkezik, amikor a talaj felett lévő pozitív hőmérsékletű levegőben a felhőből kihulló hókristályok, hópelyhek részben elolvadnak. A csapadék intenzitása lehet egyenletes, de lehet zápor jellegű is.

**Hódara:** erősen zúzmarásodott jégkristályok ütközése következtében hódara alakul ki, ami a jégkristályok közötti levegőbuborékok miatt átlátszatlan. A részecskék mérete 2 és 5 mm között változik, alakjuk lehet gömb vagy kúpos. A hódara általában téli csapadék, mivel kialakulásának feltétele, hogy a felhő nagy részében a hőmérséklet jóval fagyponthoz alacsony legyen.

**Jégdara:** szilárd halmazállapotú csapadék. Méretét tekintve hasonló a hódarához, de attól eltérő módon, fagyott vízcseppekből jön létre, ezért általában átlátszó és gömb alakú. A jégdara többnyire kora ősszel vagy késő tavasszal hullik, amikor a 0 °C-os izoterma nincs olyan magasan, hogy a felhőből kieső, néhány milliméteres jégrészecske teljesen elolvadjon mielőtt eléri a talajt.

**Jégeső:** e csapadékfajtáról akkor beszélünk, amikor a talajra eső jégrészecskék mérete meghaladja az 5 mm-t. Zivatarfelhőből hullik, rendszerint a nyári évszakban. A jégszemek méretének nincs elvi felső korlátja, azt döntően a zivatarfelhőben felfelé áramló levegő sebességének nagysága és a levegő víztartalma határozza meg. A jégszemek alakja igen változatos lehet, belső struktúrájuk réteges szerkezetet mutat.

**Ónos eső:** a lefelé eső szilárd halmazállapotú csapadék magasabb hőmérsékleti tartományba érve megolvad. A hőmérséklet még alacsonyabb szinten hiába csökken újra, a vízcseppek nem fagynak meg azonnal (túlhűlnek). A túlhűlt vízcseppek a talajhoz vagy a felszíni tereptárgyakhoz csapódva azonnal megfagynak, vékony jégreteget képezve azokon.

**Mikrocsapadékok** — a felhőkből hulló csapadékokon kívül léteznek még olyan típusok, amelyek a légkörben lévő vízgőznek, vagy a ködöt alkotó apró vízcseppeknek a felszíni tereptárgyakra való közvetlen kicsapódása révén jönnek létre. Az ily módon a felszínre jutó csapadék rendszerint elhanyagolható a felhőből hulló csapadék mennyiségéhez képest, ezért mikrocsapadéknak nevezik. Meg kell azonban jegyezni, hogy bizonyos földrajzi területeken, pl. a sivatagokban a

légkörből kicsapódó vízgőz adja az éves csapadék nagyobb hányadát. A legjellegzetesebb mikrocseppek fajta a következők:

- **harmat:** a levegő harmatpontjánál alacsonyabb hőmérsékletű tereptárgyakra kicsapódó vízgőzből apró vízcseppek jönnek létre;

- **dér:** ha a levegő harmatpontja 0 °C alatt van, akkor a vízgőzből közvetlenül jégkristályok alakulnak ki a talajon és a felszíni tereptárgyakon;

- **ködlecsapódás:** a ködöt alkotó vízcseppecskék az áramló levegőt követve felszíni tereptárgyakra csapódnak;

- **zúzmara:** a ködöt alkotó vízcseppek túlhűltek, a tereptárgyakkal ütközve ráfagynak azokra (Bartholy Judit et al., 2013).

## II. Rізновидність опадів

### Опади з хмари

**Мряка:** рівномірно випадають опади, що складаються з дрібних крапель води розміром менше 0,5 мм. Випадає із закритих шаруватих хмар (Stratus, Altostratus) і дає незначну кількість опадів. Часто буває, що краплі води, що падають з хмари, випаровуються, не досягнувши землі. Це явище називається вірга.

**Дощ:** складається з крапель води розміром понад 0,5 мм. Зазвичай він випадає з шаруватої дощової хмари (nimbostratus). Інтенсивність опадів рівномірна протягом тривалого періоду часу, коливаючись від 1 до 4 мм/год.

**Снігопад:** тверді опади зазвичай випадають із шарувато-німбових хмар. Залежно від механізму утворення форма частинок осаду може бути найрізноманітнішою. При низьких температурах, коли ймовірність зіткнення з краплями води мала, кристали зберігають правильну шестикутну форму, прийняту на момент утворення. При більш високих температурах правильну гексагональну кристалічну структуру важче розпізнати через сильне подрібнення. Сніговий покрив, який утворюється на землі, має пухку структуру, між сніговими кристалами більше або менше повітря. Цим пояснюється хороша теплоізоляційна здатність снігового покриву. Оскільки середня щільність щойно випавшого нетанучого шару снігу становить близько 100 кг/м<sup>3</sup>, товщина снігового покриву 1 см становить бл. Це відповідає 1 мм опадів.

**Злива:** цей тип опадів випадає з сильно розвинених купчастих хмар або грозових хмар (Cumulonimbus) з грудкуватою структурою. За станом опадів розрізняють зливи, що складаються з крапель води або снігових кристалів. Оскільки висхідна швидкість повітря в цих хмарах велика, розмір крапель дощу, що падають з них, може досягати максимального теоретично можливого розміру 6-8 мм. Інтенсивність злив може сильно змінюватись у часі та просторі (1–100 мм/год). За короткий проміжок часу з грозової хмари може випасти до 20–30 мм дощу, але були також зафіксовані значно вищі значення.

**Сніжний дощ:** відбувається, коли снігові кристали та сніжинки, що падають з хмар, частково тануть у плюсовій температурі повітря над землею. За інтенсивністю опади можуть бути рівномірними, а можуть бути і зливовими.

**Сніжні крупи:** сніжинки утворюються в результаті зіткнення сильно подрібнених кристалів льоду, які є непрозорими через бульбашки повітря між кристалами льоду. Розмір частинок коливається від 2 до 5 мм, а їх форма може бути сферичною або конічною. Град зазвичай є зимовими опадами, оскільки умовою його утворення є температура в більшій частині хмари значно нижче нуля.

**Сколки льоду:** тверді опади. За розміром він схожий на проліски, але по-іншому створений із замерзлої краплі води, тому зазвичай прозорий і кулястий. Град зазвичай випадає ранньою осінню або пізньою весною, коли ізотерма  $0\text{ }^{\circ}\text{C}$  не настільки висока, що частинки льоду розміром кілька міліметрів, що падають із хмари, повністю тануть, перш ніж досягти землі.

**Град:** ми говоримо про цей тип опадів, коли розмір частинок льоду, що падають на землю, перевищує 5 мм. Падає з грозової хмари, як правило, в літню пору року. Немає теоретичної верхньої межі розміру зерен льоду, вона в основному визначається швидкістю повітряного потоку вгору в грозовій хмарі та вмістом води в повітрі. Форма зерен льоду може бути найрізноманітнішою, їх внутрішня будова має шарувату будову.

**Крижаний дощ:** тверді опади, що випадають, тануть, досягаючи вищого діапазону температур. Навіть якщо температура знову падає на ще нижчий рівень, краплі води не замерзають одразу (переохолоджуються). Коли переохолоджені краплі води потрапляють на землю або орієнтири на поверхні, вони негайно замерзають, утворюючи на них тонкий шар льоду.

**Мікроопади** — окрім опадів, що випадають із хмар, існують інші типи опадів, які утворюються шляхом прямого випадання водяної пари в атмосфері або дрібних крапель води, які утворюють туман на орієнтирах на поверхні. Опади, які досягають поверхні таким чином, як правило, незначні порівняно з кількістю опадів, які випадають із хмари, тому їх називають мікроопадами. Однак слід зазначити, що в певних географічних районах, напр. в пустелях більшу частину річної кількості опадів становить водяна пара, що випадає з атмосфери. Найбільш характерними видами мікроосадження є:

- **роса:** маленькі краплі води утворюються з водяної пари, яка конденсується на орієнтирах з температурою нижчою за точку роси повітря;

- **Іній:** якщо точка роси повітря нижче  $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ , кристали льоду утворюються безпосередньо з водяної пари на землі та на поверхневих орієнтирах;

- **конденсація туману:** краплі води, що утворюють туман, слідує за потоком повітря та падають на орієнтири на поверхні;

- **Паморозь:** краплі води, з яких складається туман, переохолоджуються, стикаються з орієнтирами і замерзають на них (Bartholy Judit at all, 2013).

### ***Kérdések az önálló felkészüléshez / Питання для самопідготовки:***

*1. Milyen különbségek vannak a felhőkből származó folyékony halmazállapotú csapadékok között? / Чим відрізняються рідкі опади із хмар?*

*2. Hogyan keletkeznek a vegyes halmazállapotú csapadékfajták? / Як утворюються змішані агрегатного стану види опадів?*

*3. Melyek a közös illetve az eltérő jellemvonásai a dér és a harmat talajmenti csapadékoknak? / Які загальні та відмінні характеристики инею та роси?*

*4. Miért nevezik a közvetlenül a légkörből kicsapódó csapadékot mikrocsapadéknak? / Чому опади, що випадають безпосередньо з атмосфери, називаються мікроопадами?*

## 6. számú szemináriumi foglalkozás. Felszínalatti vizek

**Célok / Мера:** a földalatti vizek típusainak megismerése, a felszín alatti vizek védelmének kihangsúlyozása;

**Módszerek / Методика:** a témakörök szakirodalmi feldolgozása, internetes források felhasználása; rövid előadás és Power Point bemutató készítése.

### A foglalkozás témakörei / Тематика занятия:

#### I. Talajvíz

A talaj (ill. kőzet) valamennyi pórusát kitöltő talajvíz döntő mértékben a nehézségi erő hatása alatt áll. Alapvetően az határozza meg helyzetét és mozgásait is.

#### Talajvíztípusok

1. A talajvíz elhelyezkedésének klasszikus esete, ha az a felszín vízáteresztő anyagában van, az alatta fekvő vízzáró réteg fölött.

2. A felszínközeli vízáteresztő rétegben vízzáró lencse fordul elő; az ingadozó talajvíz magasra emelkedve elborítja a vízzáró lencsét, és süllyedése után a lencse egy ideig még fenntart valamennyi vizet (időszakos talajvíz).

3. A vízzáró (olykor a kiszáradás miatt megrepedező és így permeábilissá váló) felszíni réteg zár magába áteresztőlencsét. Ez az úgynevezett általajvíz esete. Az általajvíz az időnként megrepedező zárórétegen át pótlódhat.

#### Talaj vízháztartás

A talaj víztükör szintje általában nem stabil, változásai azonban a felszíni vizekhez képest rendszerint lassúak, és az ingadozás mértéke sem túl nagy. A főbb bevételi és kiadási tételek ismeretében pedig változásainak előrejelzésére is van közelítő mód.

#### Bevételi oldal:

- A talajvíz legfontosabb táplálója a csapadék. Száraz területeken a csapadéktáplálás azonban csak közvetve, távolabbi vidékekről való hozzáfolyás révén történik. Nem annyira a csapadék abszolút mennyisége, hanem inkább tartóssága, a minél folyamatosabb vízutánpótlás jelenti a legfontosabb feltételt. Ha a tél folyamán átmedvesedett talaj jelentős kora tavaszi (márciusi) csapadékot kap, különösen magas talajvízre lehet számítani.

- Valamely hely talajvizét a környezet nagyobb abszolút magasságú talajvize is táplálja. A talajvíz oldalirányú áramlása különösen hegylábi területeken, medencékbe nyúló hordalékkúpok testében erős. Áramló talajvizű helyeken a talajvíz visszatartását, szintemelését gyakran az áramlás irányára merőlegesen épített vízzáró anyagú felszín alatti gáttal biztosítják. Ahol a felszín lejtésében hirtelen csökkenés következik be (pl. hordalékkúpok peremén), gyakori a talajvíz felfakadása, belvizek kialakulása.

- Fontos talajvíztápláló forrást jelentenek az állandó jellegű felszíni vizek. Természetesen csak akkor, ha tükrük tartósan a talajvíz szintje fölött van. Vizük oldalirányú elszivárgásának lehetősége jórészt a határoló kőzetek permeabilitásától függ. Az erősen ingadozó vízállású felszíni vizek talajvízre gyakorolt hatása nem egyértelmű. Alacsony vízállásnál a környező területekre szívó hatást is gyakorolhatnak, s így ott a talajvízszintet csökkentik. A vízfolyások árvizeinek duzzasztó hatása csak a nagyobb folyók esetében éri el a kilométeres szélességet. Tartós duzzasztás következtében ugyan szélesebb lesz a talajvíz emelkedési sávja, de kiterjedését korlátozza az a tény, hogy az emelkedő talajvíz párolgása növekszik, s ez a párolgási többlet bizonyos távolságon már felemésztí az utánpótlást.

- Világszerte megfigyelt jelenség, hogy a talajvíz az öntözés hatására is emelkedik. Főleg az árasztásos öntözés (rizstermelés) okozhat az elárasztott területeken kívül is olyan mértékű szintváltozást, hogy a megemelkedett talajvíz csökkentésére külön vízelvezető csatornahálózatot kell létesíteni.

#### **Kiadási oldal:**

- A talajvíz legfőbb természetes fogyasztója a párolgás. A párolgási veszteség annál nagyobb lehet, minél közelebb van a talajvíztükör a felszínhez. A mély talajvízű területek párolgási vesztesége ezért kisebb.

- Fontos, napjainkban növekvő jelentőségű veszteséget okoz a talajvízkészletben a társadalom vízkimelése. Ez jelenthet tervszerű talajvízszint-csökkenést különböző gazdasági célok (bányászat, településfejlesztés, mezőgazdaság stb.) megvalósítása érdekében, de lehet bizonyos gazdasági tevékenység spontán eredménye is (pl. a társadalom növekvő vízigényének fedezése).

A talajvízszint csökkenésének számos esetben kedvező hatásai lehetnek (pl. lecsapoló munkálatok), de a tartós talajvízszint-változás (az emelkedés is) valamely terület ökológiai egyensúlyának megbomlását, az ökológiai viszonyok megváltozását okozhatja. Mivel a társadalom természetátalakító képessége rohamosan nő, a talajvíz kapcsán is szükséges felhívni a figyelmet arra, hogy ilyen munkálatokat csak a várható következmények sokoldalú mérlegelése után szabad elindítani.

A tápláló és fogyasztó tényezők együttes hatására a talajvízszint állandó (bár a felszíni vizekhez képest) lassú változásban van. A viszonylag tartós és többnyire szabálytalanul fellépő egyirányú változások mellett határozott évi (és jóval kisebb napi) ingadozás figyelhető meg (Borsy Zoltán, 1992).

### **I. Грунтова вода**

Грунтові води, які заповнюють усі пори ґрунту (або породи), перебувають у вирішальній мірі під дією сили тяжіння. В основному це також визначає його положення і рухи.

#### **Типи підземних вод**

1. Класичний випадок розташування підземних вод - це коли вони знаходяться у водопроникному матеріалі поверхні, над водонепроникним шаром, що лежить нижче.

2. Водонепроникна лінза знаходиться у водопроникному шарі біля поверхні; ґрунтові води, що коливаються, піднімаються високо і покривають водонепроникну лінзу, а після її опускання лінза деякий час утримує воду (періодичні ґрунтові води).

3. Водонепроникний поверхневий шар (який іноді тріскається через висихання і таким чином стає проникним) охоплює його проникну лінзу. Йдеться про так званий загальний потоп. Загальна дощова вода може поповнюватися через бар'єрний шар, який час від часу тріскається.

### **Водний баланс ґрунту**

Рівень ґрунтових вод зазвичай нестабільний, але його зміни зазвичай повільні порівняно з поверхневими водами, а ступінь коливань не надто великий. Знаючи основні статті доходів і витрат, також можна приблизно спрогнозувати їх зміни.

#### **Сторінка доходу:**

- Атмосферні опади є найважливішим джерелом підземних вод. Однак у посушливих районах опади постачаються лише опосередковано, через надходження з більш віддалених регіонів. Найважливішою умовою є не стільки абсолютна кількість опадів, скільки їх стійкість, максимально безперервне водопостачання. Якщо ґрунт, змочений протягом зими, отримує

значні опади ранньою весною (березень), можна очікувати особливо високий рівень ґрунтових вод.

- Ґрунтові води місця також живляться ґрунтовими водами більшої абсолютної висоти в навколишньому середовищі. Бічний стік підземних вод особливо сильний в передгірних районах, в тілах алювіальних конусів, що виходять в улоговини. У місцях з текучими підземними водами утримання і вирівнювання підземних вод часто забезпечується підземними дамбами з водонепроникного матеріалу, спорудженими перпендикулярно до напрямку течії. Там, де відбувається раптове зменшення нахилу поверхні (наприклад, на краю алювіальних конусів), підняття ґрунтових вод і утворення внутрішніх вод є звичайним явищем.

- Постійні поверхневі води є важливим джерелом поповнення підземних вод. Звичайно, тільки якщо їх дзеркало постійно знаходиться над рівнем ґрунтових вод. Можливість бокового просочування їх води значною мірою залежить від проникності обмежуючих порід. Вплив сильного коливання поверхневих вод на підземні води не ясний. При низьких рівнях води вони також можуть мати всмоктуючий вплив на навколишні території, тим самим знижуючи там рівень ґрунтових вод. Ефект розливу водотоків досягає лише кілометрів у ширину у випадку більших річок. В результаті постійного перегородження смуга підняття ґрунтових вод буде ширшою, але її протяжність обмежена тим фактом, що випаровування підйомних ґрунтових вод збільшується, і це надлишкове випаровування вже з'їдає запаси на певній відстані.

– Це світове явище, що через зрошення піднімаються ґрунтові води. Зокрема, паводкове зрошення (виробництво рису) може спричинити зміни рівня за межами затоплених територій до такого ступеня, що необхідно встановити окрему дренажну мережу для зменшення піднятих ґрунтових вод.

### **Сторінка відпуску:**

- Основним природним споживачем підземних вод є випаровування. Втрати від випаровування можуть бути більшими, чим ближче до поверхні ґрунтові води. Тому втрати від випаровування на ділянках з глибокими ґрунтовими водами менші.

- Видобуток води суспільством спричиняє значні, нині зростаючі втрати ресурсів підземних вод. Це може означати заплановане зниження рівня ґрунтових вод для досягнення різних економічних цілей (видобуток корисних копалин, розвиток поселень, сільське господарство тощо), але це також може бути спонтанним результатом певної економічної діяльності (наприклад, щоб задовольнити зростаючий попит суспільства на воду).

У багатьох випадках зниження рівня ґрунтових вод може мати позитивні наслідки (наприклад, дренажні роботи), але постійна зміна рівня ґрунтових вод (також підвищення) може призвести до порушення екологічного балансу території та погіршення екологічних умов. змінити. Оскільки здатність суспільства перетворювати природу стрімко зростає, необхідно також звернути увагу на підземні води, що такі роботи слід починати лише після багатостороннього розгляду очікуваних наслідків.

Внаслідок спільної дії факторів живлення та споживання рівень ґрунтових вод постійний, хоча порівняно з поверхневими водами змінюється повільно. На додаток до відносно тривалих і переважно нерегулярних односторонніх змін, можна спостерігати певні річні (і набагато менші щоденні) коливання (Borsy Zoltán, 1992).

### ***Kérdések az önálló felkészüléshez / Питання для самонадготовки:***

*1. Milyen talajvíztípusok figyelhetők meg a talajban? Van-e különbség az elhelyezkedésüket illetően? / Які види підземних вод можна спостерігати в ґрунті? Чи є різниця в їхньому розміщенні?*



2. *Mi jelenti a legfontosabb feltételt a talajvíz táplálásában? / Яка найважливіша умова підживлення ґрунтовими водами?*
3. *Milyen helyeken gyakori belvizek kialakulása a talajvizek felfakadása miatt? / У яких місцях поширене утворення поверхневих вод внаслідок підняття ґрунтових вод?*
4. *Hogyan befolyásolják a felszíni vizek a talajvíz változását? / Як поверхневі води впливають на зміни підземних вод?*
5. *Mitől függ a talajvíz párolgási vesztesége? / Від чого залежать втрати підземних вод на випаровування?*
6. *Hogyan idézi elő az ökológiai egyensúly változását a talajvíz ingadozása? / Як коливання підземних вод призводить до зміни екологічної рівноваги?*

## **II. Rétegvíz**

A rétegvíz rendszerint teljesen kitölti a vízzáró rétegek közötti zónát. Mivel az impermeábilis rétegek fölülről és alulról is szorítják, ezért nyomás alatt van. Az artézi (réteg) vizek felhalmozódására a víztartó és vízzáró rétegek szinklinális jellegű települése ad ideális lehetőséget. Ez főként laza üledékkel kitöltött zárt medencék esetén valósul meg. Ilyenkor a víztartó rétegek a szinklinális peremén a felszínre buknak, így ott lehetőség nyílik a felszíni utánpótlásra.

Ha a víztartó réteg nem éri el a felszínt, az utánpótlás is körülményesebb. Esetleg a rétegnomás préseli át a vizet a nagy hézagterfogató felső vagy alsó agyagból a közbezárt durvább szemcséjű (homokos) rétegekbe.

Az artézi vizek a megfelelő rétegek ismétlődésétől függően egymás alatt több szintben is helyet foglalhatnak. Alkalmas település esetén tekintélyes készletek halmozódnak fel. A vízellátásban játszott jelentős szerepüket a mennyiségen túl főleg annak köszönhetik, hogy nagyobb mélységük és a felszínnel való laza kapcsolatuk következtében viszonylag jól védettek a felszíni szennyező hatásoktól. A terjedelmes artézi medencék olykor ország-, sőt földrésznyi területek legfontosabb vízellátói.

A zömében Queensland állam területén fekvő medence kiterjedése mintegy 1,75 millió km<sup>2</sup>. Közepét vízzáró miocén agyag borítja, alatta szinklinális jellegű településben, egymástól is elválasztva alsókréta és jura homokkőösszlet tartalmazza Ausztrália felbecsülhetetlen értékű vízkincsét. A medence fekvőközete gránit. A víztartó kőzetek a keleti peremen 800–2300 m, nyugaton 200–1200 m magasra emelkednek, középen viszont 2000 m mélyre süllyednek.

Az artézi medencék másik típusánál csak az egyik szárnyon emelkednek fel (többnyire valamilyen hegységre támaszkodva) a víztartó rétegek. Itt a vízutánpótlás ebből az irányból származik. Afrikában a Szahara északi részén van ilyen típusú artézi medence. Ez az Atlasz felől kapja vízutánpótlását (Borsy Zoltán, 1992).

## **II. Міжпластова вода**

**Міжпластова** вода зазвичай повністю заповнює зону між водонепроникними шарами. Оскільки водонепроникні шари стискають його зверху і знизу, він знаходиться під тиском. Синклінальне залягання водоносних і водонепроникних пластів створює ідеальну можливість для накопичення артезіанських (пластових) вод. В основному це робиться у випадку закритих басейнів, заповнених пухкими осадами. У таких випадках водоносні горизонти виходять на поверхню на краю синкліналі, тому є можливість для поповнення поверхні.

Якщо водоносний шар не виходить на поверхню, поповнення також ускладнюється. Можливо, пластовий тиск витісняє воду з верхньої чи нижньої глини з великим об'ємом пустот у грубозернисті (піщані) шари.

Залежно від повторюваності відповідних шарів артезіанські води можуть займати кілька рівнів один під одним. У разі відповідного розрахунку накопичуються значні запаси. Їх значна роль у водопостачанні, окрім кількості, зумовлена головним чином тим, що завдяки більшій глибині та нещільному зв'язку з поверхнею вони відносно добре захищені від поверхневого забруднення. Об'ємні артезіанські басейни іноді є найважливішими джерелами води для територій розміром з країну чи навіть континент.

Площа басейну, який лежить в основному на території штату Квінсленд, становить близько 1,75 млн км<sup>2</sup>. Його центр покритий водонепроникною міоценовою глиною, а під ним, у синклінальному поселенні, відокремлені один від одного, нижньокрейдові та юрські пісковики містять безцінні водні ресурси Австралії. Основа басейну гранітна. Породи водоносного горизонту піднімаються на висоту 800–2300 м на східному краю, 200–1200 м на заході і занурюються на глибину 2000 м в середині.

В іншому типі артезіанських басейнів водоносні горизонти піднімаються лише з одного боку - зазвичай спираючись на якийсь гірський масив - водоносні горизонти. Тут подача води йде з цього напрямку. В Африці на північ від Сахари є такий тип артезіанського басейну. Він отримує воду з Атласу (Borsy Zoltán, 1992).

#### ***Isméltő kérdések a begyakorláshoz:***

- 1. Hol helyezkedik el a rétegvíz, és hogy kaphat vízutánpótlást? / Де знаходиться міжпластова вода і як отримує воду?*
- 2. Miért nagy a rétegvíz vízellátásban játszott szerepe? / Чому міжпластова вода відіграє таку велику роль у водопостачанні?*
- 3. Milyen elhelyezkedésük van a legnagyobb artézi medencéknek? / У яких місцях знаходяться найбільші артезіанські басейни?*

### **III. Ásványvíz**

#### **Keletkezésük**

Körforgást végezve a litoszféra felső rétegeiben, a felszíni vizek feloldják az ásványi anyagokat, és azok összetevő vegyi elemeivel töltődnek fel. A vízben feloldódnak a föld méhében található gázok is. Így keletkeznek az ásványvizek, amelyeknek biológiailag aktív tulajdonságuk van. Ennek eredménye az, hogy az ember szervezetre jótékony hatást fejtenek ki (Bojko, 2016).

#### **Az ásványvizek sótartalma**

A vizek használhatósága szempontjából lényeges körülmény azok sótartalma (a só mennyisége és a minősége is). Az oldott sómennyiséget többnyire mg/l-ben vagy %-ben (1000 mg/l = 1‰-nyi töménység) adják meg. Ha azok mennyisége meghalad bizonyos (fajtánként eltérő) határértéket, ásványvízről beszélünk. Az édesvizek össz-sómennyisége 1‰ alatti, az 1‰ körüli sókoncentráció átmenet a sósvizek felé (brakkvíz). Mindkét kategóriában további altípusok különíthetők el.

A minőségi elkülönítés az oldott kationok és anionok alapján történik. Az ásványvizek esetén a legismertebb a Hintz- és Grünhut-féle osztályozás, amely az 1000 mg/l szabad szén-dioxidot tartalmazó egyszerű savanyúvizek mellett további nyolc típust különböztet meg:

- alkálikus vizek (K<sup>+</sup>, Na<sup>+</sup>-ionok többnyire hidrokarbonátokkal);
- földes-meszes vizek (Ca<sup>++</sup>, Mg<sup>++</sup> és HCO<sub>3</sub>-ionokkal);

- konyhasós vizek (Na<sup>+</sup>- és Cl<sup>-</sup>-ionok);
- keserű vizek (Mg<sup>++</sup>- és Na<sup>+</sup>-, valamint SO<sub>4</sub><sup>-</sup>-ionok);
- vasas vizek;
- kénes vizek;
- jódos-brómos vizek;
- radioaktív vizek (Borsy Zoltán, 1992).

Tehát: az a víz nevezhető természetes ásványvíznek, melynek ásványianyag- és nyomelemtartalma jótékony hatású az emberi szervezetre, mikrobiológiailag tiszta, kémiai összetétele a megengedett határértékeket nem haladja meg, nem részesül kezelésben, szén- dioxidon kívül idegen anyagot nem tartalmaz, vízkinyerő helyen palackozzák.

Attól függően, hogy milyen mennyiségben tartalmaznak oldott ionokat, az ásványvizek négy fajtáját különböztetjük meg:

- nagyon csekély ásványianyag-tartalmú (< 50 mg/l), korlátlanul fogyasztható;
- csekély ásványianyag-tartalmú (< 500 mg/l), korlátlanul fogyasztható;
- közepes ásványianyag-tartalmú (500 és 1500 mg/l között), maximálisan napi 1,5 liter ajánlott fogyasztásra;
- magas ásványianyag-tartalmú (> 1500 mg/l), fogyasztása korlátozottan ajánlott.

Az oldott szénsavtartalom alapján megkülönböztetünk három ásványvíztípust: szénsavval dúsított-, csökkentett szénsavtartalmú-, valamint szénsavmentes ásványvíz (Kolonics Nóra, 2015).

### **III. Мінеральна вода**

#### **Їх походження**

Циркулюючи у верхніх шарах літосфери, поверхневі води розчиняють мінеральні речовини і заряджаються складовими їх хімічними елементами. Гази земного ядра також розчиняються у воді. Так створюються мінеральні води, які мають біологічно активні властивості. В результаті вони благотворно впливають на організм людини (Вojko, 2016).

#### **Солоність мінеральних вод**

З точки зору придатності вод важливою умовою є їх солоність (як кількість, так і якість солі). Кількість розчиненої солі зазвичай подається в мг/л або ‰ (1000 мг/л = 1‰ концентрація). Якщо їх кількість перевищує певне граничне значення, яке залежить від виду, ми говоримо про мінеральну воду. Загальна кількість солі в прісних водах нижче 1‰, а концентрація солі навколо 1‰ переходить у солоні води (солонувату воду). Подальші підтипи можна виділити в обох категоріях.

Якісне розділення засноване на розчинених катіонах і аніонах. Що стосується мінеральних вод, то найбільш відомою є класифікація Гінца і Грюнгутта, яка, крім простих кислих вод, що містять 1000 мг/л вільного вуглекислого газу, виділяє ще вісім типів:

- alkálikus vizek (K<sup>+</sup>-, Na<sup>+</sup>-ionok többnyire hidrokarbonátokkal);
- zemlisko-vápnjakovi vizek (з іонами Ca<sup>++</sup>, Mg<sup>++</sup> та HCO<sub>3</sub>);
- столові солоні води (Na<sup>+</sup>- та Cl<sup>-</sup>-іони);
- гіркі води (іони Mg<sup>++</sup> та Na<sup>+</sup> і SO<sub>4</sub>);
- залізні води;
- сірчані води;
- йодо-бромні води;
- радіоактивні води (Borsy Zoltán, 1992).

Отже: водою можна назвати природну мінеральну воду, яка за вмістом мінералів і мікроелементів є корисною для організму людини, мікробіологічно чистою, хімічний склад не перевищує допустимих норм, не піддається обробці, не містить сторонніх речовин, крім вуглекислого газу, і розливається в пляшки на місці видобутку води.

Залежно від вмісту в них розчинених іонів розрізняють чотири види мінеральних вод:

- дуже низький вміст мінералів (< 50 мг/л), необмежене споживання;
- низький вміст мінералів (< 500 мг/л), необмежене споживання;
- із середнім вмістом мінеральних речовин (між 500 і 1500 мг/л) рекомендовано вживати максимум 1,5 літра на день;
- високий вміст мінералів (> 1500 мг/л), рекомендується обмежене споживання.

За вмістом розчиненої вугільної кислоти розрізняють три види мінеральних вод: газовану, слабогазовану та негазовану (Kolonic Nóra, 2015).

#### ***Kérdések az önálló felkészüléshez / Питання для самопідготовки:***

1. *Hogyan keletkeznek az ásványvizek? / Як утворюються мінеральні води?*
2. *Milyen tulajdonsága lényeges az ásványvíznek? / Які властивості мінеральної води важливі?*
3. *Minőségileg milyen ásványvizeket különböztetünk meg? / Які мінеральні води ми розрізняємо за якістю?*
4. *Mi alapján sorolható fogyasztásra alkalmasnak és milyen mértékben az ásványvíz? / За якою ознакою і в якому обсязі можна віднести мінеральну воду до категорії придатної для споживання?*

#### **IV. Termálvíz**

A felszint felépítő anyagok szigetelő hatása miatt a felszíni hőmérséklet-ingadozás a talajban a mélység felé haladva csökken. A napi hőingás — az anyagi minőségtől függően — legfeljebb egy, az évi esetleg 20 m-ig érezhető. A víz hőmérséklete ezért az ún. neutrális zónában már lényegileg változatlan, és értéke az adott hely évi középhőmérsékletével egyezik meg. (Budapesten 19,6 m mélyen az évi ingadozás már csak 0,01 °C). Kis mélységből származó vizek esetében tehát „normál” körülmények között az évi középhőmérséklettel megegyező vízhőfok várható. Ha a víz ennél melegebb, akkor valamilyen plusz energiához jutott, s tisztán vízföldrajzi értelemben konkrét hőmérsékletétől függetlenül hévíznek tekinthető. Ilyen megközelítésben Magyarországon (az évi középhőmérséklet kerekén 10 °C) már pl. a 15°-os víz is hévíz, ezzel szemben trópusi területeken a 20–25 °C hőmérsékletű sem tekinthető annak. Természetesen egész más a helyzet mondjuk balneológiai szempontból, amely szerint általában csak a 20 °C-nál melegebb víz minősül hévíznek.

A mélyebben fekvő vizek magasabb hőmérséklete a geotermikus gradiens következménye. Ahol annak lépcsői az átlagnál (33 m/l °C) kisebbek, már kis mélységből is viszonylag meleg víz nyerhető. A Kárpát-medence, mindenekelőtt az Alföld, lemeztektonikai okokból ilyen terület, s ezért a feltárt rétegvizek jelentős hőenergiát hordoznak. A vizsgálatok szerint a medence területén mindössze a fúrások 2%-ánál haladja meg a gradiens a 30 m-t. Ez főleg a rossz hővezető képességű laza üledékek következménye, és alacsony értéket okoznak a nagy mélységig hatoló szerkezeti vonalak is. Utóbbi esetben kis területen belül igen jelentős eltérések tapasztalhatók. A környezet emelkedő hőmérséklete emeli a víz hőfokát, de a víz is hat környezetére. Nagy tömegű, mélyről jövő víz pl. csökkenti a gradienst. Nagy sebességű, lefelé tartó vagy oldalirányú szivárgás, áramlás esetén viszont a víz nem tudja átvenni a kőzetek hőmérsékletét, és gyakran jelentős hűtő hatása van. Ez

elsősorban karsztvizeknél gyakori. A nagy felszíni víztömegek is növelik a geotermikus lépcső magasságát.

A magas hőmérsékletű mélységi vizek, főleg ha jelentős ásványanyag-tartalmuk is van, gyakorta gyógyhatásúak. Így felszínre jutásuk (ami gyakran csak mesterséges beavatkozással biztosítható) helyén világszerte híres gyógyfürdők alakultak ki. A jól ismert budai hévforrások és más magyarországi hévízfeltárások által táplált fürdők mellett néhány példa: Karlovy Vary (49,7–73,8 °C), Aachen (73 °C), a Bécs melletti Baden (29–35,7 °C) stb. A különösen magas hőmérsékletű vizek (sokszor gőzök) energetikai hasznosítása is jelentős. Ez fűtési célból Magyarországon is folyik, de (elsősorban fiatal vulkáni területek környezetében) erőművek is építhetők rájuk (Olaszország–Toscana, USA–Kalifornia (Borsy Zoltán, 1992).

#### **IV. Термальна вода**

Завдяки ізоляційному ефекту матеріалів, з яких складається поверхня, коливання температури на поверхні ґрунту зменшується в міру заглиблення. Добове коливання температури — залежно від якості матеріалу — можна відчути до одного, можливо, до 20 м на рік. Температура води тому т. зв у нейтральній зоні вона практично не змінюється, а її значення дорівнює середньорічній температурі даного місця. (На глибині 19,6 м у Будапешті річне коливання становить лише 0,01 °C). У випадку води, що походить з невеликої глибини, за «нормальних» умов очікується, що температура води буде такою ж, як середньорічна температура. Якщо вода тепліша за цю, вона отримала додаткову енергію, і в суто гідрогеографічному сенсі, незалежно від її конкретної температури, її можна вважати гарячою водою. При такому підході в Угорщині (середньорічна температура близько 10 °C), напр. вода з температурою 15° також є гарячою водою, з іншого боку, вода з температурою 20–25°C у тропічних регіонах також не може вважатися гарячою водою. Звісно, ситуація зовсім інша з бальнеологічної точки зору, згідно з якою до термальних вод зазвичай відносять лише воду, теплішу за 20 °C.

Вища температура глибших вод є наслідком геотермічного градієнта. Там, де її кроки менші за середні (33 м/л °C), навіть з невеликої глибини можна отримати відносно теплу воду. Карпатський басейн, перш за все Велика рівнина, є такою територією через тектоніку плит, і тому оголені водоносні горизонти несуть значну теплову енергію. За даними випробувань, градієнт перевищує 30 м лише в 2% свердловин на території басейну. В основному це результат пухких відкладень з поганою теплопровідністю, а низькі значення також викликані структурними лініями, що проникають на велику глибину. В останньому випадку на невеликій території можна спостерігати дуже значні відмінності. Підвищення температури навколишнього середовища підвищує температуру води, але вода також впливає на навколишнє середовище. Велика маса води надходить із глибини, напр. зменшує градієнт. Однак у разі високошвидкісного просочування або потоку вниз або вбік вода не може поглинати температуру гірських порід і часто має значний ефект охолодження. Особливо часто це спостерігається в карстових водах. Великі поверхневі водні маси також збільшують висоту геотермальної сходинки.

Глибокі води з високою температурою, особливо якщо вони мають значний вміст мінеральних речовин, часто мають лікувальну дію. Таким чином, у місці, де вони виходять на поверхню (що часто можна забезпечити лише штучним втручанням), виникли всесвітньо відомі курорти. На додаток до відомих гарячих джерел у Буді та курортів, що живляться іншими джерелами термальної води в Угорщині, деякі приклади: Карлові Вари (49,7–73,8 °C), Аахен (73 °C), Баден поблизу Відня (29–35,7 °C). °C тощо. Значно енергетичне використання особливо високотемпературних вод (часто пари). Це також відбувається в Угорщині для цілей

опалення, але — переважно поблизу молодих вулканічних територій — на них також можна будувати електростанції (Італія–Тоскана, США–Каліфорнія (Borsy Zoltán, 1992).

***Kérdések az önálló felkészüléshez / Питання для самопідготовки:***

- 1. Milyen összefüggés van a kőzetekben található víz és annak hőmérséklete között? / Яка залежність між водою в гірських породах і її температурою?*
- 2. Hány fokos hőmérsékletű víz tekinthető hévíznek? / При якій температурі воду можна вважати термальною?*
- 3. Milyen szerepet játszik a geotermikus gradiens a mélyebben fekvő vizek hőmérsékletének kialakulásában? / Яку роль відіграє геотермічний градієнт у формуванні температури більш глибоких вод?*
- 4. Miért híresek a magas hőmérsékletű vizek által táplált fürdők? / Чому відомі купальні, що живляться високотемпературними водами?*

## 7. számú szemináriumi foglalkozás. Flórabirodalmak és zoogeográfiai területek

**Célok / Мета:** megismerni a növények és állatok elterjedési területeit a Földön;

**Módszerek / Методика:** a témakörök szakirodalmi feldolgozása, internetes források felhasználása; rövid előadás és Power Point bemutató készítése.

**A foglalkozás témakörei / Тематика занятия:**

### I. Flórabirodalmak

A flórabirodalmak a földtörténet során alakultak ki. A flórabirodalom azokat a területeket veszi egybetartozónak, amelyeknek hasonló a flórája, valamint más területekhez viszonyítva nagy flórakontrasztot mutat.

A földtörténet során végbement evolúció eredményeként napjainkban különböző flórabirodalmak jöttek létre. Az ember megjelenése is jelentősen hozzájárult a flóra mai arculatához.

A flórabirodalmon belül további kategóriákat különböztetünk meg: flóraterület, flóratartomány, flórapidék, flórajárás.

Az egész Föld felületét összesen hat flórabirodalomra osztjuk.

**1. Holarktikus** (északi mérsékeltövi), amely két régióra osztható:

a). nearktikus régió — Észak-Amerika alkotja;

b). palearktikus régió — magába foglalja Euráziát Izlanddal, a Kanári-szigetekkel, a Japán-szigetekkel együtt, de Észak-Afrika területét is ide sorolhatjuk.

Florisztikailag viszonylag egységes terület, ahol számos család fordul elő: Salicaceae, Primulaceae, Campanulaceae, Poaceae, s a fajgazdag Carex nemzetség.

**2. Paleotrópikus** (óvilági típusi) a következő régiókra tagolódik:

a). etiópiai régió, mely a Szaharától délre eső afrikai területeket foglalja magába;

b). madagaszkári régió – Madagaszkárra és a környező szigetekre korlátozódik;

c). keleti régió – India, Hátsó-India tartozik ide a Wallacea vonalig.

Ezekre a területekre a következő családok és nemzetségek előfordulása jellemző: pálmák, Pandanaceae, Zingiberaceae, Moraceae, Sterculiaceae, Euphorbiaceae, stb.

**3. Capensis** (fokföldi) – Dél-Afrika mediterrán részét foglalja magában. Sajátos flórabirodalom mintegy 7000 virágos növényfajjal rendelkezik. Jellemző a Mesembryanthemum nemzetség előfordulása, továbbá a Pelargonium nemzetség 232 fajjal, valamint az Erica nemzetség 600 fajjal, stb.

**4. Neotrópikus** (újvilági típus), amely kiterjed Észak-Amerika délnyugati részére, Közép-Amerika és Dél-Amerika legnagyobb részére valamint az Antillák-szigetvilágra. Erre a területre különösen a Cactaceae család jellemző, továbbá olyan levélszukkulensek, mint az Agave és a Yucca.

**5. Ausztráliai** flórabirodalom, mely izolált (elkülönült) helyzetű. Az alábbi régiókra osztható:

a) ausztráliai régió – Ausztráliát, Új-Guineát foglalja magába;

b). óceáni régió – Óceániát, Új-Kaledóniát, a Salamon-szigeteket fedi le;

c). új-zélandi régió – Új-Zéland szigeteit, valamint Hawaii kisebb részét foglalja magába;

d). hawaii régió – a Hawaii-szigetek nagy része tartozik hozzá.

A 10 000 ausztráliai fajból csak 1400 fordul elő más flórabirodalmakban. Endemikus nemzetség pl. az Eucalyptus, melynek 500 faja ismert.

**6. Antarktisi** flórabirodalom igen korlátozott kiterjedésű, a déli félgömb mérsékelt övi zónáját foglalja magába: Chile és Argentína déli részét, Patagóniát, Tüzföldet, Új-Zéland délnyugati vidékeit, valamint az Antarktisz körülvevő szigeteket.

Az antarktiszi flórabirodalom sajátos, a fa formájú *Nothofagus* fajok jellemzők rá. Patagónia és a környék szigetei fátlanok. Jellemző nemzetségei: *Gunnera*, *Azorella*. Innen származnak az araukáriák, a fukszia fajok. Magán az Antarktiszon gyakorlatilag nincs vegetáció.

Az utóbbi 50–100 évben a rohamos ipari fejlődéssel párhuzamosan igen jelentős változások mennek végbe a természetes termőhelyek növény- (és állatvilágának) rovására. A flóra változásának okai Közép-Európában:

1. a környezeti tényezők természetes változása;

2. az ember által előidézett változások:

- közvetlen hatás a vegetációra (növényfajok intenzív gyűjtése, mechanikus károsítás, növényvédőszer alkalmazása, stb.);

- közvetett hatás a környezeti tényezők megváltoztatása révén (talajvízszint-csökkenés, lecsapolás, öntözés, trágyázás, a talaj, levegő, víz szennyezése, új területek feltárása és beépítése, stb.) (Komonyi Éva, 2006).

## I. Флористичні царства

Царства флори сформувалися протягом історії Землі. Царство флори включає ті території, які мають схожу флору та демонструють великий контраст флори порівняно з іншими областями.

В результаті еволюції, яка відбувалася протягом історії Землі, сьогодні були створені різні царства флори. Поява людини також значно сприяла сучасному вигляду флори.

У царстві флори ми розрізняємо наступні категорії: область флори, область флори, область флори, область флори.

Вся поверхня Землі поділена на шість царств флори.

**1. Голарктичний** (північний помірний), який можна розділити на дві області:

а). ближній регіон — утворений Північною Америкою;

б). палеарктичний регіон — включає Євразію з Ісландією, Канарськими островами, Японськими островами, але сюди можна віднести і територію Північної Африки.

У флористичному відношенні це відносно однорідна територія, де зустрічається багато родин: *Salicaceae*, *Primulaceae*, *Campanulaceae*, *Roaceae* та рід *Carex*, багатий на види.

**2. Палеотропічний** (тип Старого Світу) поділяється на такі області:

а). Ефіопський регіон, що включає території Африки на південь від Сахари;

б). Регіон Мадагаскар — обмежений Мадагаскаром і прилеглими островами;

в). східний регіон — Індія, Задня Індія входить до лінії Уоллсеа.

Для цих територій характерні поширеність таких родин і родів: пальми, панданові, цингіберові, муравеєві, стеркулії, молочайні та ін.

**3. Capensis** (Capeland) - включає середземноморську частину Південної Африки. Це особливе царство флори, яке нараховує близько 7000 видів квіткових рослин. Характерна поширеність роду *Mesembryanthemum*, а також роду *Pelargonium* з 232 видами, роду *Erica* з 600 видами та ін.

**4. Неотропічний** (тип Нового Світу), який охоплює південно-західну частину Північної Америки, більшу частину Центральної Америки та Південної Америки та архіпелаг Антильські острови. Ця територія особливо характеризується родиною *Cactaceae*, а також листовими сукулентами, такими як агава та юкка.

**5. Австралійське флорне царство**, що знаходиться в ізольованому (відокремленому) положенні. Його можна розділити на такі регіони:



- а) Австралійський регіон – включає Австралію та Нову Гвінею;
- б). океанічний регіон – охоплює Океанію, Нову Каледонію, Соломонові острови;
- в). Новозеландський регіон – включає острови Нової Зеландії та меншу частину Гаваїв;
- г). Гавайський регіон – до нього відноситься більша частина Гавайських островів.

З 10 000 видів в Австралії лише 1400 зустрічаються в інших царствах флори. Ендемічні пологи, напр. евкаліпти, яких відомо 500 видів.

**6. Царство флори** Антарктиди має дуже обмежену територію і включає помірний пояс південної півкулі: південну частину Чилі та Аргентини, Патагонію, Вогняну землю, південно-західні райони Нової Зеландії та острови, що оточують Антарктиду.

Царство флори Антарктики є унікальним, для нього характерні деревовидні види *Nothofagus*. Патагонія та навколишні острови безлісі. Типові роди: *Gunnera*, *Azorella*. Звідси походять види араукарії та фуксії. У самій Антарктиді рослинності практично немає.

За останні 50–100 років, паралельно зі швидким промисловим розвитком, відбулися дуже значні зміни на шкоду флорі (і фауні) природних виробничих районів. Причини зміни флори Центральної Європи:

1. природна зміна факторів середовища;
2. антропогенні зміни:

- безпосередній вплив на рослинність (інтенсивний збір видів рослин, механічні пошкодження, застосування засобів захисту рослин тощо);

- опосередкований вплив через зміну факторів навколишнього середовища (зниження рівня ґрунтових вод, осушення, зрошення, удобрення, забруднення ґрунту, повітря, води, розвідка та будівництво нових площ тощо) (Komonyi Éva, 2006).

### ***Kérdések az önálló felkészüléshez / Питання для самонадготовки:***

1. *Mely területek tartoznak egy flórabirodalomhoz? / Які території належать до флористичних царств?*
2. *Hol található területileg a holarktikus flórabirodalom? / Де розташоване флористичне царство флори Голарктики?*
3. *Milyen régiókra osztható a paleotrópikus flórabirodalom? / На які області можна поділити палеотропічне флористичне царство?*
4. *Milyen szigeteket fed le az ausztráliai flórabirodalom? / Які острови охоплює флористичне царство Австралії?*
5. *Miért korlátozott kiterjedésű az antarktisi flórabirodalom? / Чому антарктичне флористичне царство обмежене?*

## **II. Zoogeográfiai területek**

Az állatföldrajzi birodalmak olyan régiók a Földön, amelyeket meghatározott szervezetek jelenléte vagy hiánya alapján jöttek létre. Ezek a birodalmak keretet adnak a különféle fajok bolygón való eloszlásának megértéséhez. Az állatföldrajzi birodalmak fogalmát először PL Sclater vezette be 1857-ben, aki a madarak elterjedése alapján hat részre osztotta a Föld földrajzi területeit. Később, 1876-ban Alfred Russel Wallace kibővítette Sclater munkáját, és publikált egy tanulmányt az állatföldrajzi területekről. Wallace tanulmánya nemcsak madarakra, hanem minden szárazföldi gerincesre és gerinctelenre is kiterjedt. Wallace állatföldrajzi birodalmainak felosztását jellegzetes korlátok jellemezték, amelyek elválasztották az egyes birodalmakat a többitől. Ezeket az akadályokat szaggatott vonalként ábrázolják a világtérképeken. Közismerten Wallace-vonalaként is számon

tartják. Ezek kiemelik az egyes birodalmakban található egyedi biológiai sokféleséget (microbiologynote.com/hu/állatföldrajzi-birodalmak-meghatározása-jelentése-és-típusai).

Ezek alapján 4 faunabirodalmat különített el:

- I. Arktogaea**
- II. Neogaea**
- III. Notogaea**
- IV. Antarktogaea**

## **I. Arktogaea faunabirodalom faunaterületei:**

### **1. Holarktis**

Eurázsia északi felét, valamint Észak-Amerikát foglalja magába. Eurázsia és Észak-Amerika faunája oly mértékben hasonlít egymásra, hogy közös faunabirodalomba való sorolásuk mindenképpen indokolt. Jellegzetes csoportjai a farkos kétéltűek (Urodela), a kecsegealkatúak (Chondroganoidea) valamint a mozaikpáncélosok (Rhomboganoidea) rendje, és sok család pl. vakondok (Talpidae), hódok (Castoridae), ugróegerek (Dipodidae), fajdok (Tetraonidae), barlangi gőték (Proteidae), vízirigók (Cinclidae), csonttollú madarak (Bombycillidae), földigiliszták (Lumbricidae) stb. Az észak-amerikai és észak-eurázsiai fauna szoros rokonságát bizonyítja a nagyszámú helyettesítő (vikariáns) faj is, melyek valószínűleg közös őstől származtak, a különbségek pedig az elkülönülten történő fejlődés eredményei. Ilyen vikariáns faj pl. az európai bölény (*Bison bonasus*) és az amerikai bölény (*Bison bison*), az európai hód (*Castor fiber*) és a kanadai hód (*Castor canadensis*), az európai vörös róka (*Vulpes vulpes vulpes*) és az amerikai vörös róka (*Vulpes vulpes fulvus*) stb. Észak-Amerika és Észak-Eurázsia állatvilágának nagyfokú hasonlósága a két terület közös földtörténeti múltjával magyarázható. Észak-Amerika és Európa a korai eocénig Grönlandon és Skandinávián keresztül szárazföldi kapcsolatban állt egymással. Az európai és amerikai harmadkori fauna igen hasonlít egymáshoz, majdnem az összes európai család megtalálható Észak-Amerikában is. A Holarctis három faunatarományra osztható:

**a. Palearctis**, amely Európát, Afrikából a Szaharát és az attól északra eső részt valamint Ázsia a Himalájától és a Jangce folyótól északra fekvő területeit öleli fel. A faunaterület mindenki által jól ismert, hiszen benne élünk. Jellemző állatok itt a vakondok (Talpa), a vízcickányok (*Neomys*) valamint a pézsmacickányok (*Desmana*). A rágcsálók közül endemikus a földikutyafélék családja (Spalacidae), a sivatagi pelék alcsaládja (Seleviniinae), a pelefélek több neme (*Glis*, *Muscardinus*, *Dyromis*), a hörsögök (*Cricetus*), a csíkos egér (*Sicista*) stb. A ragadozók közül meg kell említeni a borzot (*Meles meles*), a közönséges hiúz (*Lynx lynx*) a vadmacskát (*Felis sylvestris*). A patások száma tekintélyes. A sztyeppék jellegzetes madara a túzok (*Otis tarda*), a fogoly (*Perdix perdix*) valamint a fűj (*Coturnix coturnix*). A hullőfaunára jellemző hogy a gyíkok (*Lacertilia*) nagy része a nyakörvösgyík-félék (*Lacertidae*), agámafélék (*Agamidae*) és a vakondokgyík-félék (*Scincidae*) családjába tartozik. A kígyók jórészt a viperafélék (*Viperidae*) és a siklófélék (*Colubridae*) családjából kerülnek ki. A kétéltűekből (*Amphibia*) és halakból (*Pisces*) viszonylag kevés van ezen a faunaterületen. A rovarvilág igen gazdag s leginkább csak a fajok mérete és szín pompája marad el a trópusi tájakkal való összehasonlításban.

**b. Nearctis**, amely Észak-Amerikát foglalja magába a mexikói felföldig. A faunaterület jellegzetes emlőse az amerikai bölény (*Bison bison*), amely a múlt században még hatalmas csordákban vándorolt a prérin, azonban a gátlástalan vadászatnak köszönhetően számuk a század elejére mintegy 1000 példányra csökkent. A hatékony védelemnek köszönhetően ma már körülbelül 35000 példány található a különböző nemzeti parkokban. A Nearktisz halfaunája

meglepően gazdagabb, mint a Palearktiszé, rendkívül jellegzetes az ál-csontoshalak (Cycloganoidea) és a mozaikpáncélosok (Rhomboganoidea) jelenléte.

**c. Arktikus** faunartartomány Eurázsia legészakibb részeit foglalja magába. Ide tartoznak tehát Skandinávia, Finnország és Oroszország északi részei, Izland, Novaja Zemlja, a Spitzbergák, északi Szibéria, Kamcsatka, a Csukcs-félsziget és az Északi-Jegestenger ázsiai szigetei. A sarkkörü vidékek jellegzetessége a nagyon alacsony évi középhőmérséklet. A tél hosszú, a nyár rövid és hideg. A tenyészidő mind növény mind állat számára rendkívül rövid. Ismertebb emlősök a jegesmedve (*Thalartos maritimus*), a lemming (*Lemmus lemmus*), a sarki róka (*Alopex lagopus*), a pézsmatulok (*Ovibos moschatus*), a havasi nyúl (*Lepus timidus*) a rénszarvas (*Rangifer tarandus tarandus*). A madárvilág jóval gazdagabb, azonban a szárazföldi madarak száma viszonylag kevés. Nevezetesebbek a sarki hófajd (*Lagopus lagopus*), a hóbagoly (*Nyctaea scandica*), a hósármány (*Plectrophenax nivalis*).

## 2. Aethiopsis

Magában foglalja az egész afrikai kontinenset a Szaharától délre. Az Afrikai régiót az emlősfauna gazdagsága jellemzi. Főként a patások nagy száma feltűnő. Elefántok, vízilovak, orrszarvúk, disznófélék, zsiráfok, bivalyok, valamint igen sok antilopfaj népesíti be a tájat. Igen sok a majom a keskenyorrú majmok (*Catarrhina*) osztagából, megtalálhatók az emberszabású majmok (*Pongidae*) képviselői is. A nagyszámú ragadozó közül jellemző az oroszlán (*Panthera leo*), a foltos hiéna (*Crocuta crocuta*), valamint a cibethiéna (*Proteles cristatus*). A faunaterületen mintegy 1700 madárfaj fészkel, bennszülött pl. a struccfélék (*Struthionidae*) családját alkotó afrikai strucc (*Struthio camelus*). A hüllőfauna igen gazdag. A gyíkok legtöbbször az agámáfélék (*Agamidae*), varánuszfélék (*Varanidae*), nyakörvösgyíkfélék (*Lacertidae*) és a tapadógyíkfélék (*Geckonidae*) családjába tartozik. A kaméleonoknak (*Rhoptoglossa*) is sok faja él itt.

## 3. Madagaszkár

Madagaszkár szigetén kívül magában foglalja a Seychelle-, Comore- és Mascarenhas-szigeteket. Állatvilágára jellemző, hogy sokkal szegényebb, mint az Afrikai faunaterület. Hiányoznak Afrika jellegzetes majmai, ragadozói, patásai, rovarevői és rágcsálói. A mai madagaszkári faunára rányomja bélyegét, hogy Madagaszkár mintegy 100 millió évvel ezelőtt vált el Afrikától. Ebben az időszakban Afrikára egy ősi típusú erdei fauna volt jellemző, primitív rovarevőkkel, rágcsálókkal, főemlősökkel, ragadozókkal. Jellemzőek a faunára a félmajmok (*Lemurinea*) melyek képviselői a makik (*Lemuriformes*). A ragadozókat a cibetmacskafélék (*Viverridae*) képviselik. Sok denevér faj is él a szigeteken, legjellegzetesebbek a repülőkuttyák (*Pteropidae*) melyek itt érik el elterjedésük nyugati határát.

## 4. Orientalis

Ázsia déli és dél-keleti felén terül el. Nyugati határa az India, Afganisztán valamint Pakisztán között elterülő sivatag, majd északról a Hindukus és a Himalája hegység gerince valamint a Jangce folyó övezi. Állatvilága igen gazdag. Bennszülött itt a bőrszárnyúak (*Dermoptera*) rendje valamint a négykarmos félmakik (*Tarsiinea*) alrendje. Jellegzetes endemikus családja a területnek a mókuscickányok (*Tupaiaidae*), a gibbonok (*Hylobatinae*). A páratlanujjú patások (*Mesaxonia*) közül az indiai tapír (*Tapirus indicus*) van jelen, s az orrszarvúfélék családjának (*Rhinocerotidae*) 3 tagja. A medvék (*Ursidae*) képviselői a maláj medve (*Helarctos malayanus*), az ajakos medve (*Melursus ursinus*), az örvös medve (*Ursus tibetanus*), a vöröspanda (*Ailurus fulgens styani*) és az óriás panda (*Ailuropoda melanoleuca*). Több tekintetben a fauna határozott Aethiopsis-i kapcsolatokat mutat, pl. az oroszlán (*Panthera leo*), a párduc (*Panthera pardus*), a csíkos hiéna (*Hyena hyena*) esetében.

Az Orientalis madárvilága igen gazdag, 66 család mintegy 1000 faja található meg itt, azonban csak a levélmadár-félék (Chloropsidae) endemikusak. Ez a terület a fácánfélék (Phasianidae) igazi hazája. A hüllőfauna különösen gazdag. A krokodilok (Emydosauria) közül itt él a bordáskrokodil (*Crocodylus porosus*), a mocsári krokodil (*Crocodylus palustris*). A repülő sárkánygyík (*Draco volans*), indiai varánusz (*Varanus salvator*) jellegzetes hüllői még a faunaterületnek.

**II. Neogaea faunabirodalom faunaterülete a neotropikus,** mely Dél-Amerikát, Közép-Amerikát, valamint a Galapagosz-szigeteket foglalja magába. A Neotropis állatvilága igen egységes, és sok tekintetben eltér a többi faunabirodalométól. Itt őshonosak a vendégízületesek (*Xenarthra*) rendjének képviselői a lajhárfélék (*Bradypodidae*), a hangyászfélek (*Myrmecophagidae*), az övesállatok (*Dasypodidae*). Ausztrália mellett itt fordulnak még elő az Észak-Amerikában kialakult ősi típusú sokfogú erszényesek (*Marsupialia*, *Polyprotodontia*) rendjének képviselői az oposszumfélék (*Didelphyidae*). A rovarevőket (*Insectivora*) igen kevés faj képviseli. Ezek közül legjellemzőbb a patkányvakondfélék (*Solenodontidae*) családja. A rágcsálók közül a legtöbb faj a sülszerűek (*Hystricomorpha*) közé tartozik. Megtalálhatók: a pekárfélék (*Tayassuidae*), valamint a lámák, a guanako (*Lama guanicoe*). A madárvilág feltűnően gazdag, a fajok száma csaknem 3000, s ezeknek mintegy 90 % -a endemikus. A neotropikus faunaterület hüllőkben is igen gazdag. A gyíkok közül a leguánok (*Iguanidae*) a leggyakoribbak. Dél-Amerika a világ rovarokban leggazdagabb kontinense. Itt él a világ legnagyobb bogara, az óriáscincér (*Titanus giganteus*), és a szintén hatalmas méretű herkulesbogár (*Dynastes hercules*).

### **III. Notogaea faunaterületei**

#### **1. Ausztráliai és Új-Guineaia**

Az Ausztráliai faunaterület állatvilágára jellemző az őshonos méhlepényes emlősök szinte teljes hiánya, helyüket az erszényesek (*Marsupialia*) töltik be. Feltehetően itt őshonosak a legkezdetlegesebb emlősállatok, a tojásrakó emlősök (*Ornithodelphia*). Ausztráliában, Tasmániában és Új-Guineában él az ausztráliai hangyász (Tachyglossus aculeatus), és Új-Guineában fordul elő a hosszú csőrűhangyász (*Zaglossus bruyunii*). A kacsacsőrűfélék (*Ornithorhynchidae*) egyetlen ismert faja a kacsacsőrű emlős (*Ornithorhynchus anatinus*) Ausztráliában és Tasmániában él. Ausztrália jellegzetes állatai az erszényesek: az erszényes medve vagy koala (*Phascolarctos cinereus*), a vombat (*Vombatus ursinus*) a nagy számú kenguru faj: a szürke óriás kenguru (*Macropus giganteus*) és a vörösnyakú kenguru (*Megaleia rufa*).

#### **1. Új-Zélandi**

Ez az állatföldrajzi régió feltűnően szegény faunával rendelkezik, amely igen sok ősi vonást mutató jellegzetes szigetfauna. Eredetileg csak három emlős faj élt itt: a maori patkány (*Epimys exulans maorium*), valamint két denevér faj.

#### **3. Polinéziai**

Magában foglalja Polinézia és Mikronézia egész szigetvilágát. Főképpen korallszigetek és kisebb nagyobb vulkáni szigetek tartoznak ide. Faunája ebből következően alig tartalmaz röpképtelen szárazföldi gerinceseket. Az édesvízi halak is csaknem teljesen hiányzanak. A faunaterület igazi jellegét a madarak adják meg.

#### **4. Hawaii**

A Hawaii-szigeteket foglalja magába, amely mind Ausztráliától mind pedig Dél-Amerikától több ezer kilométerre fekvő vulkánikus szigetív. Állatvilága igen sajátos, őshonos emlős csak egy élt itt, egy denevér (*Lasiuris semota*), a kétélűek közül szintén csak egy faj őshonos, egy varangy (*Bufo dialophus*). A madárvilág igen gazdag.

### **IV. Antarktogaea faunabirodalom**

Az Antarktisz és a körülötte lévő szigeteket (Dél-Shetland, Dél-Orkney, Dél-Georgia, Crozet, Kerguelen, Dél-Sandwich, stb.) magában foglaló faunabirodalom. Az Antarktisz területének legnagyobb részét állandó jég és hó borítja, a szigetek éghajlata valamivel enyhébb, itt néhány felsőbbrendű növény is található. Az antarktogaea állatvilága igen szegényes. A szárazföldi emlősök, hüllők, kétéltűek és édesvízi halak teljesen hiányoznak. Állatvilágára a tengeri emlősök és madarak jellemzőek: déli bálna (*Balaena glacialisaustralis*) és a kék bálna (*Balaenoptera musculus*), császárpingvin (*Aptenodites forsteri*) s az adélie-pingvin (*Pigoscelis adeliae*) (<https://docplayer.hu/7977314-Allatfoldrajzi-teruletegysegek.html>).

## **II. Зоогеографічні області**

Зоологічні царства - це регіони на Землі, які були створені на основі наявності або відсутності певних організмів. Ці сфери забезпечують основу для розуміння розподілу різних видів на планеті. Концепція географічних царств тварин була вперше введена П. Л. Склейтером у 1857 році, який розділив географічні області Землі на шість частин на основі розподілу птахів. Пізніше, в 1876 році, Альфред Рассел Воллес розширив роботу Склейтера і опублікував дослідження зоогеографічних областей. Дослідження Воллеса охопило не тільки птахів, але й усіх наземних хребетних і безхребетних. Поділ Уоллеса на зоогеографічні царства характеризувався характерними кордонами, які відокремлювали кожне царство від інших. На картах світу ці перешкоди зображені пунктирними лініями. Вона також відома як лінія Уоллеса. Вони підкреслюють унікальне біологічне різноманіття в кожному королівстві ([microbiologynote.com/hu/állatföldrajzi-bioldalmak-dezejnzeja-rejletne-és-types](http://microbiologynote.com/hu/állatföldrajzi-bioldalmak-dezejnzeja-rejletne-és-types)).

На їх основі він виділив 4 фауністичні царства:

### **I. Арктогея**

### **II. Неогея**

### **III. Нотогея**

### **IV. Антарктогея**

## **I. Зона фауни царства Арктогея:**

### **1. Голарктичний**

Включає північну половину Євразії та Північну Америку. Тваринний світ Євразії та Північної Америки настільки схожий один на одного, що віднесення їх до спільного тваринного світу цілком виправдано. Його характерними групами є загопи хвостатих земноводних (*Urodela*), козлоподібних (*Chondroganoidea*) і мозаїчних броненосців (*Rhomboganoidea*), а також багато родин, напр. кроти (*Talpidae*), бобрі (*Castoridae*), миші-стрибунки (*Dipodidae*), рябчики (*Tetraonidae*), печерні тритони (*Proteidae*), водяні дрозди (*Cinclididae*), птахи з кістяним пір'ям (*Bombucillidae*), дощові черв'яки (*Lumbricidae*) та ін. Близький зв'язок фауни Північної Америки та Північної Євразії підтверджується також великою кількістю замісних (вікарних) видів, які, ймовірно, походять від спільного предка, а відмінності є результатом роздільного розвитку. Такий вікаріантний вид, напр. зубр європейський (*Bison bonasus*) і зубр американський (*Bison bison*), бобер європейський (*Castor fiber*) і бобер канадський (*Castor canadensis*), лисиця руда європейська (*Vulpes vulpes vulpes*) і лисиця руда американська (*Vulpes vulpes fulvus*) тощо. Високий ступінь подібності між фауною Північної Америки і Північної Євразії можна пояснити спільністю геосторичного минулого двох територій. Північна Америка та Європа були з'єднані сушею через Гренландію та Скандинавію до раннього еоцену. Європейська та американська третинна фауна дуже схожі, майже всі

європейські родини зустрічаються і в Північній Америці. Holarctis можна розділити на три фауністичні області:

**а. Палеарктис**, що включає Європу, Африку до Сахари і на північ, і Азію на північ від Гімалаїв і річки Янцзи. Тваринний світ місцевості всім відомий, адже ми в ньому живемо. Типовими тваринами тут є кроти (*Talpa*), водяні землерийки (*Neomys*) і мускусні землерийки (*Desmana*). Серед гризунів ендеміками є родина земляних (*Spalacidae*), підродина пустельних полівок (*Seleviniinae*), кілька родів полівок (*Glis*, *Muscardinus*, *Dugomys*), хом'яків (*Cricetus*), миші смугасті (*Sicista*) та ін. З хижаків слід назвати борсука (*Meles meles*), рись звичайну (*Lynx lynx*) та дикого kota (*Felis sylvestris*). Кількість копит значна. Характерними птахами степів є дрохва (*Otis tarda*), куріпка (*Perdix perdix*) і перепілка (*Coturnix coturnix*). Фауна рептилій характеризується тим, що більшість ящірок (*Lacertilia*) належать до родин *Lacertidae*, *Agamidae* та кротові ящірки (*Scincidae*). В основному змії походять із родин *Viperidae* та *Colubridae*. Земноводних (*Amphibia*) і риб (*Pisces*) у цьому ареалі фауни відносно мало. Світ комах дуже багатий, і в основному лише розмір і пишність забарвлення виду відстають від тропічних ландшафтів.

**б. Неарктис**, що включає Північну Америку до Мексиканського нагір'я. Типовим ссавцем фауни ареалу є американський бізон (*Bison bison*), який ще в минулому столітті бродив по прерії величезними стадами, але завдяки недобросовісному полюванню на початку століття їх чисельність скоротилася приблизно до 1000 голів. Завдяки ефективній охороні зараз у різних національних парках налічується близько 35 000 екземплярів. Фауна риб Неарктики напрочуд багатша, ніж фауна Палеарктики, надзвичайно характерна наявність псевдокісткових риб (*Cycloganoidea*) і мозаїчних броненосців (*Rhomboganoidea*).

**в. Тваринний світ Арктики** включає крайні північні райони Євразії. Сюди входять Скандинавія, Фінляндія і північні частини Росії, Ісландія, Нова Земля, Шпіцберген, Північний Сибір, Камчатка, Чукотський півострів і азійські острови Північного Льодовитого океану. Для арктичних районів характерні дуже низькі середньорічні температури. Зима довга, літо коротке і холодне. Період розмноження надзвичайно короткий як для рослин, так і для тварин. Більш відомими ссавцями є білий ведмідь (*Thalarctos maritimus*), лемінг (*Lemmus lemmus*), песець (*Alopex lagopus*), ондатра (*Ovibos moschatus*), гірський заєць (*Lepus timidus*) і північний олень (*Rangifer tarandus tarandus*). Пташиний світ значно багатший, але кількість наземних птахів порівняно невелика. Більш відомі полярний сорокопуд (*Lagopus lagopus*), біла сова (*Nyctaea scandica*) і снігова вівсянка (*Plectrophenax nivalis*).

## II. Ефіопський

Він включає весь африканський континент на південь від Сахари. Африканський регіон характеризується багатством фауни ссавців. Особливо впадає в око велика кількість копит. Тут живуть слони, бегемоти, носороги, дикобрази, жирафи, буйволи, а також багато видів антилоп. Дуже багато мавп із загону катаринових мавп, а також є представники людиноподібних мавп (*Pongidae*). Серед великої кількості хижаків характерні лев (*Panthera leo*), гієна плямиста (*Crocuta crocuta*), циветта (*Protelidae*, *Proteles cristatus*). Близько 1700 видів птахів гніздяться в цій фауні, місцеві напр. Африканський страус (*Struthio camelus*), що належить до родин *Struthionidae*. Фауна рептилій дуже багата. Більшість ящірок належать до родин *Agamidae*, *Varanidae*, *Lacertidae* та *Geckonidae*. Також тут мешкає багато видів хамелеонів (*Rhoptoglossa*).

## 3. Мадагаскар

Крім острова Мадагаскар, до нього входять Сейшельські, Коморські і Маскареньяські острови. Її тваринний світ характеризується тим, що він значно бідніший за фауну Африки. Характерні для Африки мавпи, хижакі, копитні, комахоїдні та гризуни відсутні. Той факт, що Мадагаскар відокремився від Африки близько 100 мільйонів років тому, накладає відбиток на фауну Мадагаскару сьогодні. Для Африки в цей період характерний давній тип лісової фауни з примітивними комахоїдними, гризунами, приматами і хижаками. Для фауни характерні лемури (Lemurinea), представлені лемурами (Lemuriformes). Хижаки представлені циветтовими (Viverridae). На островах також живе багато видів кажанів, найбільш типові летючі собаки (Pteropidae), які досягають тут західної межі свого поширення.

#### **4. Східний**

Поширений на півдні та південному сході Азії. Його західним кордоном є пустеля між Індією, Афганістаном і Пакистаном, і він оточений індуїстськими та Гімалайськими гірськими хребтами та річкою Янцзи з півночі. Його фауна дуже багата. Тут корінними є ряд Dermoptera і підряд Tarsiinae. Типовими ендемічними родинами ареалу є білки (Tupaiaidae) і гібони (Hylobatinae). Серед непарнокопитних (Mesaxonia) представлений індійський тапір (Tapirus indicus), є 3 представники родини носорогових (Rhinocerotidae). Представниками ведмедів (Ursidae) є малайський ведмідь (Helarctos malayanus), довгогубий ведмідь (Melursus ursinus), рогатий ведмідь (Ursus tibetanus), червона панда (Ailurus fulgens styani) і велика панда (Ailuropoda melanoleuca). У кількох аспектах фауна ссавців демонструє певні зв'язки з Ефіопією, напр. у випадку лева (Panthera leo), пантери (Panthera pardus) і смугастої гієни (Hyena hyena).

Пташиний світ Orientalis дуже багатий, налічується близько 1000 видів із 66 родин, але ендеміками є лише листові (Chloropsidae). Ця місцевість є справжньою батьківщиною фазанів (Phasianidae). Особливо багата фауна рептилій. З крокодилів (Emydosauria) тут живуть крокодил ребристий (Crocodylus porosus) і крокодил болотний (Crocodylus palustris). Типовими плазунами фауни ареалу є ящірка літаючий дракон (Draco volans) і варан індійський (Varanus salvator).

**II. Тваринний світ Неогайського царства** — Неотропіки, що включає Південну Америку, Центральну Америку та Галапагоські острови. Тваринний світ Неотропиків дуже однорідний і багато в чому відрізняється від фауни інших фауністичних царств. Представники ряду Гостьові членистоногі (Xenarthra) — лінивці (Bradypodidae), мурахоїди (Mirmecophagidae), броненосці (Dasypodidae). Крім Австралії, тут зустрічаються також представники ряду сумчастих, багатопротодонтових (Marsupialia, Polyprotodontia) стародавнього типу, сформованого в Північній Америці, опосуми (Didelphyidae). Комахоїдні (Insectivora) представлені дуже нечисленними видами. Найбільш типовим з них є сімейство щурячих кротів (Solenodontidae). Більшість видів гризунів належать до Nystricomorpha. Зустрічаються: пекарі (Tayassuidae), а також лами, гуанакі (Lama guanicoe). Пташиний світ надзвичайно багатий, кількість видів становить майже 3000, і близько 90% з них є ендеміками. Неотропічна фауна також дуже багата рептиліями. Серед ящірок найбільш поширені ігуани (Iguanidae). Південна Америка — найбагатший на комах континент у світі. Тут мешкає найбільший у світі жук гігантський (Titanus giganteus) і не менш величезний жук-геркулес (Dynastes hercules).

### **III. Фауністичні ареали Нотогеї**

#### **1. Австралійський і Новогвінейський**

Фауна тваринного світу Австралії характеризується майже повною відсутністю місцевих плацентарних ссавців, їх місце заповнюють сумчасті (Marsupialia). Імовірно, тут мешкають найпримітивніші ссавці — яйцекладучі (Ornithodelphia). Австралійський мурахоїд (*Tachyglossus aculeatus*) мешкає в Австралії, Тасманії і Новій Гвінеї, а довгодзьобий мурахоїд (*Zaglossus brunni*) зустрічається в Новій Гвінеї. Єдиним відомим видом качкодзьобів (Ornithorhynchidae) є качкодзьоб (*Ornithorhynchus anatinus*), який мешкає в Австралії та Тасманії. Характерними тваринами Австралії є сумчасті тварини: сумчастий ведмідь або коала (*Phascolarctos cinereus*), вомбат (*Vombatus ursinus*) і велика кількість видів кенгуру: кенгуру сірий велетенський (*Macropus giganteus*) і червоноший кенгуру (*Megaleia rufa*).

## 2. Новозеландський

Цей зоогеографічний регіон має надзвичайно бідну фауну, типову острівну фауну з багатьма давніми рисами. Спочатку тут жили лише три види ссавців: пацюк маорі (*Erimys exulans maorium*) і два види кажанів.

## 3. Полінезійський

Він включає весь архіпелаг Полінезії та Мікронезії. В основному це коралові острови, малі та великі вулканічні острови. Отже, його фауна майже не містить нелітаючих наземних хребетних. Практично повністю відсутня також прісноводна риба. Справжній характер фауни ареалу надають птахи.

## 4. Гаваський

До нього входять Гавайські острови, вулканічна острівна дуга, розташована за тисячі кілометрів як від Австралії, так і від Південної Америки. Його фауна дуже особлива, тут жив лише один місцевий ссавець, кажан (*Lasiurus semota*), і лише один вид земноводних також місцевий, жаба (*Bufo dialophus*). Пташиний світ дуже багатий.

## IV. Антарктогейське фауністичне царство

Царство фауни, включаючи Антарктиду та прилеглі острови (Південні Шетландські острови, Південні Оркнейські острови, Південна Джорджія, Крозе, Кергелен, Південний Сандвіч тощо). Велика частина території Антарктиди вкрита постійним льодом і снігом, клімат на островах дещо м'якший, тут також зустрічаються деякі вищі рослини. Тваринний світ Антарктогеї дуже бідний. Сухопутні ссавці, рептилії, земноводні та прісноводні риби повністю відсутні. Для його фауни характерні морські ссавці та птахи: південний кит (*Balaena glacialisaustralis*) та синій кит (*Balaenoptera musculus*), імператорський пінгвін (*Aptenodites forsteri*) та пінгвін Аделі (*Pigoscelis adeliae*) ([https://docplayer.hu/Regionális\\_állatföldrajz](https://docplayer.hu/Regionális_állatföldrajz)).

### ***Kérdések az önálló felkészüléshez / Питання для самопідготовки:***

- 1. Mire szolgálnak a Wallace-vonalak? / Для чого потрібні лінії Уоллеса?*
- 2. Miért mutat nagyfokú hasonlóságot Észak-Amerika és Észak-Eurázsia állatvilága? / Чому тваринний світ Північної Америки та Північної Євразії демонструє високу подібність?*
- 3. Milyen faunartományokra osztható a holarctis faunabirodalom, s mely földrajzi területekre terjednek ezek ki? / На які фауністичні області можна поділити Голарктичне тваринне царство і які географічні області вони охоплюють?*
- 4. Mi jellemzi az Afrika régió faunáját? / Що характеризує тваринний світ африканського регіону?*
- 5. Mivel magyarázható Madagaszkár és a környező szigetek egyedi faunája, mely szegényebb, mint Afrika állatvilága? / Чим можна пояснити унікальну фауну Мадагаскару та прилеглих островів, яка бідніша за фауну Африки?*



6. *Mi jellemző a neotropis faunaterületre? / Що характерно для неотропічної фауни?*
7. *Milyen faunaterületekre osztható fel földrajzilag a notogea faunabirodalom, s milyen ezek különleges állatvilága? / На які райони фауни можна географічно поділити Нотогейське царство фауни і яка їхня особлива фауна?*
8. *Hol határolható be a legkevésbé gazdag faunával rendelkező birodalom, s milyen fajok jellemzik? / Де можна визначити царство з найменшою фауною і які види його характеризують?*

## Felhasznált irodalom

1. Bartholy Judit, Mészáros Róbert, Geresdi István és mások: Meteorológiai alapismeretek. Eötvös Loránd Tudományegyetem, 2013
2. Bartholy Judit és Pongrácz Rita: Klímaváltozás. Eötvös Loránd Tudományegyetem, 2013
3. Bojko V. M., Gyitcsuk I. L., Zasztavecka L. B. Földrajz tankönyv a 8. osztály számára. Csernyivci, "Bukrek", 2021
4. Borsy Zoltán: Általános természetföldrajz. Nemzeti Tankönyvkiadó, 1992
5. Kolonics Nóra: Szakdolgozat, A BGF Kereskedelmi, Vendéglátóipari és Idegenforgalmi kar hallgatóinak folyadékfogyasztási szokásai, 2015
6. Komonyi Éva: Biogeográfia. II. Rákóczi Ferenc Kárpátaljai magyar Főiskola, 2006
7. Középiskolai földrajzi atlasz. Cartographia Tankönyvkiadó, 2008.
8. Mészáros Róbert: Meteorológiai műszerek és mérőrendszerek. Eötvös Loránd Tudományegyetem, 2013
9. Práger Tamás, Pieczka Ildikó: Oceanográfia. Eötvös Loránd Tudományegyetem, 2013
10. Zsákai Róbert: A cunami kialakulásának okai. Hadmérnök, VII. Évfolyam 1. szám, 2012.
11. Атлас України у світі: природа, населення. 8 клас. ДНВП "Картографія", 2017

### *Internetes források:*

- <https://microbiologynote.com/hu/állatföldrajzi-birodalmak-meghatározása-jelentése-és-típusai>
- <https://webologiaigeo.wordpress.com/2012/01/06/vakterkepek/a-fold-vakterkep/>
- [https://hu.frwiki.wiki/wiki/Héliographe\\_de\\_Campbell-Stokes](https://hu.frwiki.wiki/wiki/Héliographe_de_Campbell-Stokes)
- <https://narodna-osvita.com.ua/3270--22-nespriyatliv-pogodno-klmatichn-yavischa-ta-prognoz-pogodi.html>
- <https://www.metkep.hu/2019/05/14/mi-az-oka-ennek-a-majusi-hidegnek-es-mikor-ter-vissza-vegre-a-nyari-ido/>
- <https://uahistory.co/pidruchniki/gilberg-geography-8-class-2016/28.php>
- <http://www.mzshome.net/natura/fajlok/tajjobb.htm>
- [https://uk.wikipedia.org/wiki/Природна\\_зона](https://uk.wikipedia.org/wiki/Природна_зона)
- <https://docplayer.hu/7977314-Allatfoldrajzi-teruletegysegek.html>

Методичні вказівки до практичних занять з *Загального землезнавства* розроблені для здобувачів I курсу вищої освіти першого (бакалаврського) рівня денної та заочної форм навчання, галузь знань: 01 «Освіта/Педагогіка», спеціальність: 014 «Середня освіта (Географія)», освітня програма: «Середня освіта (Географія)» / Розробники: Тібор Іжак, Вікторія Бенедек, Едіна Ваш, Маріанна Сейкель. Берегове: ЗУІ ім. Ф.Ракоці II, 2023. – 92 с. (угорською мовою).

Методичні вказівки розроблені на основі Освітньої програми підготовки бакалаврів з галузі знань 01 Освіта/Педагогіка за напрямом 014 Середня освіта (Географія), з метою систематизації знань студентів з Загального землезнавства та їх забезпечення методичними вказівками до виконання практичних робіт та завдань на семінарських заняттях у I семестрі I курсу підготовки бакалаврів напряму 014 Середня освіта (Географія). У роботі надані методичні розробки для полегшення виконання практичних та семінарських робіт, наведені цілі завдань, необхідне обладнання, поетапний процес виконання роботи. Для успішного виконання практичних та семінарських робіт надані картографічний матеріал, рекомендована література, питання для самоконтролю. Методичні вказівки рекомендуються як для студентів денної, так і заочної форми навчання.

*Навчально-практичне видання*  
**ЗАГАЛЬНЕ ЗЕМЛЕЗНАВСТВО / ÁLTALÁNOS FÖLDTAN**  
**Методичні вказівки до практичних і семінарських занять**  
2023 р.

*Затверджено до використання у навчальному процесі на засіданні кафедри географії та туризму*  
*ЗУІ ім. Ф.Ракоці II*  
*(протокол №6 від 28 серпня 2023 року)*

*Розглянуто та рекомендовано Навчально-методичною радою Закарпатського угорського інституту*  
*імені Ференца Ракоці II*  
*(протокол №12 від 26 вересня 2023 року)*

*Рекомендовано до видання в електронній формі (PDF)*  
*рішенням Вченої ради Закарпатського угорського інституту імені Ференца Ракоці II*  
*(протокол № 9 від 27 вересня 2023 року)*

Підготовлено до видання в електронній формі (PDF) кафедрою географії та туризму спільно з  
Видавничим відділом Закарпатського угорського інституту імені Ференца Ракоці II

Розробники методичних вказівок:

*Тібор ІЖАК* – кандидат географічних наук, заступник завідувача кафедри географії та туризму  
Закарпатського угорського інституту імені Ференца Ракоці II

*Вікторія БЕНЕДЕК* – асистент кафедри географії та туризму Закарпатського угорського  
інституту імені Ференца Ракоці II

*Едіна ВАШ* – асистент кафедри географії та туризму Закарпатського угорського інституту  
імені Ференца Ракоці II

*Маріанна СЕЙКЕЛЬ* – асистент кафедри географії та туризму Закарпатського угорського  
інституту імені Ференца Ракоці II

Рецензенти:

*Йосип МОЛНАР* – кандидат географічних наук, доцент кафедри географії та туризму Закарпатського  
угорського інституту імені Ференца Ракоці II

*Катерина ГАЛАС* – заступник директора Варівського ліцею імені Ференца Ракоці II, стейкголдер  
освітньої програма першого (бакалаврського) рівня вищої освіти за спеціальністю 014.17 Середня  
освіта (Географія) галузі знань 01 Освіта / Педагогіка.

Відповідальні за випуск:

*Олександр ДОБОШ* – начальник Видавничого відділу ЗУІ ім. Ф.Ракоці II

За зміст методичних вказівок відповідальність несуть розробники.

**Видання методичних вказівок в електронній формі (PDF) здійснено за підтримки уряду**  
**Угорщини.**

**Видавництво: Закарпатський угорський інститут імені Ференца Ракоці II** (адреса: пл. Кошута 6,  
м. Берегове, 90202. Електронна пошта: foiskola@kmf.uz.ua) *Статут «Закарпатського угорського*  
*інституту імені Ференца Ракоці II» (Прийнято Загальними зборами ЗУІ ім. Ф.Ракоці II, протокол №2*  
*від 11.11.2019 р., зареєстровано в реєстрі за №6179 приватним нотаріусом І.В. Мацолою)*

Шрифт «Times New Roman». Розмір сторінок методичних вказівок: А4 (210x297мм).