

**ЗАКАРПАТСЬКИЙ УГОРСЬКИЙ ІНСТИТУТ ІМЕНІ ФЕРЕНЦА РАКОЦІ ІІ
II. RÁKÓCZI FERENC KÁRPÁTALJAI MAGYAR FŐISKOLA**

**Кафедра біології та хімії
Biológia és Kémia Tanszék**

**Іштван Гаднадь
Hadnagy István**

ЗАГАЛЬНЕ ЗЕМЛЕЗНАВСТВО ÁLTALÁNOS TERMÉSZETFÖLDRAJZ

**Курс лекцій, навчальний посібник
Oktatási segédkönyv az előadások tananyagával**



**Берегове 2025
Beregszász 2025**

**ЗАКАРПАТСЬКИЙ УГОРСЬКИЙ ІНСТИТУТ ІМЕНІ ФЕРЕНЦА РАКОЦІ ІІ
II. RÁKÓCZI FERENC KÁRPÁLTALJAI MAGYAR FŐISKOLA**

**Кафедра біології та хімії
Biológia és Kémia Tanszék**

ЗАГАЛЬНЕ ЗЕМЛЕЗНАВСТВО / ÁLTALÁNOS TERMÉSZETFÖLDRAJZ

**Курс лекцій, навчальний посібник /
Oktatási segédkönyv az előadások tananyagával**

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

*A Освіта / A Oktatás
(галузь знань / képzési ág)*

A4 Середня освіта / A4 Középfokú oktatás

*Природничі науки / Természettudományok
(освітня програма / képzési program)*



**Берегове / Beregszász
2025 р. / 2025**

Навчальна дисципліна «Загальне землезнавство / Általános természetföldrajz» – обов’язковий компонент освітньої програми «Природничі науки» для підготовки здобувачів вищої освіти на першому (бакалаврському) рівні вищої освіти за предметною спеціальністю 014.15 Середня освіта, Природничі науки.

Мета видання є надання теоретичних знань з курсу «Загальне землезнавство». Дисципліна є основою географічної освіти, її фундаментом в системі географічних наук та важливим елементом в інтегрованому курсі «Природничі науки».

Затверджено до використання у навчальному процесі
на засіданні кафедри біології та хімії ЗУІ імені Ференца Ракоці II
(протокол №1 від 11.08.2025 року)

Розглянуто та рекомендовано Радою із забезпечення якості вищої освіти
Закарпатського угорського інституту імені Ференца Ракоці II
(протокол №7 від 26.08.2025 року)

Рекомендовано до видання в електронній формі (PDF)
рішенням Вченої ради Закарпатського угорського інституту імені Ференца Ракоці II
(протокол №8 від 28.08.2025 року)

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

Розробник методичних вказівок:

Іштван ГАДНАДЬ – доктор філософії, доцент, доцент кафедри біології та хімії Закарпатського угорського інституту імені Ференца Ракоці II.

Рецензенти:

Степан КОЛОЖВАРИ – доктор філософії, доцент, доцент кафедри біології та хімії Закарпатського угорського інституту імені Ференца Ракоці II.

Тібор ІЖАК – кандидат географічних наук, доцент, доцент кафедри географії та туризму Закарпатського угорського інституту імені Ференца Ракоці II.

За зміст методичних вказівок відповідальність несуть розробники.

Відповідальні за випуск:

Ержебет КОГУТ – доктор філософії, доцент, завідувач кафедри біології та хімії Закарпатського угорського інституту імені Ференца Ракоці II.

Олександр ДОБОШ – начальник Видавничого відділу ЗУІ імені Ференца Ракоці II.

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

© Іштван Гаднадь, 2025

© Кафедра біології та хімії ЗУІ імені Ференца Ракоці II, 2025

ЗМІСТ / TARTALOM

ПОЯСНЮВАЛЬНА ЗАПИСКА / RÖVID ISMERTETŐ	4
ТЕМАТИКА ПРЕДМЕТУ / TANTÁRGYI TEMATIKA	6
КУРС ЛЕКЦІЙ / AZ ELŐADÁSOK TANANYAGA	8
ПЕРЕЛІК ПИТАННЯ ДО ІСПИТУ / VIZSGAKÉRDÉSEK.....	83
ЛІТЕРАТУРА / SZAKIRODALOM.....	85

ПОЯСНЮВАЛЬНА ЗАПИСКА / RÖVID ISMERTETŐ

Анотація дисципліни:

Загальне землезнавство – фундаментальна наука, яка вивчає загальні закономірності будови, функціонування та розвитку географічної оболонки в цілому, її компонентів і природних комплексів у єдності та взаємодії з навколишнім простором і часом на різних рівнях його організації (від Всесвіту до атома). Курс «Загальне землезнавство» є основою географічної освіти, її фундаментом в системі географічних наук та важливим елементом в інтегрованому курсі «Природничі науки».

Мета та завдання: оволодіння студентами категоріально-понятійним апаратом сучасного землезнавства; формування уявлення про географічну оболонку як цілісну систему, пізнання закономірностей її структури, просторової диференціації, динаміки та основних процесів і явищ, що відбуваються у її межах; формування у студентів уявлення про сучасний стан взаємодії людського суспільства і природи, його наслідки та глобальні екологічні проблеми сьогодення, причини їх виникнення та перспективи вирішення; формування вмінь і навичок застосувати теоретичні знання для пояснення процесів і явищ, які відбуваються у географічній оболонці.

Компетентності та програмні результати:

Інтегральна компетентність (ІК):

ІК. Здатність розв'язувати складні спеціалізовані практичні завдання в галузі середньої освіти, природничих, фізичних, хімічних, біологічних і педагогічних наук, що передбачає застосування теорій та методів природничих наук, педагогіки, психології, теорії та методики навчання і характеризується комплексністю та невизначеністю умов організації освітнього процесу в закладах середньої освіти.

Предметні компетентності (ПК):

ПК1. Здатність характеризувати досягнення природничих наук, виявляти їх роль у житті суспільства для забезпечення сталості розвитку природних і соціальних систем, реалізовувати стратегію сталого розвитку біосфери та суспільства.

ПК2. Здатність аналізувати фізико-хімічні властивості та різні стани матерії і теорії, які використовуються для їх опису.

ПК3. Здатність аналізувати природу та властивості основних класів неорганічних та органічних сполук, їх хімічні та фізичні властивості, генетичні зв'язки.

ПК5. Здатність характеризувати природні системи різного рівня організації на основі взаємозв'язку фундаментальних закономірностей природи та суспільства, готовність застосовувати екологічні знання і досвід у професійних і життєвих ситуаціях, володіти навичками щодо оцінки стану навколишнього середовища, здатність до формування в учнів екологічного мислення.

ПК7. Передбачає уміння отримувати різними способами, включно шляхом дослідження, та працювати з джерелами фізичної, хімічної, біологічної та фізико-географічної інформації для того, щоб характеризувати та порівнювати динаміку природних явищ і процесів на різних етапах їх розвитку.

Програмні результати навчання (ПРН):

ПРН7. Демонструє знання основ фундаментальних і прикладних наук (фізики, хімії та біології), оперує базовими категоріями та поняттями предметної області спеціальності.

ПРН14. Знає біологічну, хімічну, фізичну та фізико-географічну термінологію, розуміє основні концепції, теорії та загальну структуру природничих наук.

ПРН15. Уміє застосовувати знання сучасних теоретичних основ природничих наук для пояснення будови й функціональних особливостей організмів на різних рівнях організації

живого, їхню взаємодію, взаємозв'язки, походження, класифікацію, значення, використання та поширення.

ПРН16. Уміє проводити демонстраційний експеримент з коментарями, знати методику його проведення й оцінювання, уміє формувати в учнів експериментальні навички.

ПРН17. Виконує експериментальні польові та лабораторні дослідження, інтерпретує результати досліджень, уміє виготовляти біологічні препарати, колекції, гербарії.

ПРН18. Розуміє і характеризує стратегію сталого розвитку та розкриває сутність взаємозв'язків між природним середовищем і людиною.

ТЕМАТИКА ПРЕДМЕТУ / TANTÁRGYI TEMATIKA

Лекції:

1. Вступ до загального землезнавства. Основні етапи розвитку географії. Система географічної науки. Загальне землезнавство – складова частина географії.
2. Загальна характеристика Всесвіту та Сонячної системи. Гіпотези про походження Землі. Основні риси будови Всесвіту. Характеристика планет Сонячної системи. Малі небесні тіла. Географічний простір.
3. Загальна характеристика планети Земля. Зміна уявлень про форму Землі. Докази кулястості Землі. Внутрішня будова Землі. Гравітаційне і магнітне поля Землі.
4. Осьовий та орбітальний рухи Землі. Обертання Землі навколо осі та його географічні наслідки. Система відліку часу. Час зоряний, сонячний, поясний, місцевий, літній. Лінія переміни дат. Рух Землі навколо Сонця і його географічні наслідки.
5. Літосфера. Земна кора та її властивості. Зальні відомості про літосферу. Типи земної кори. Ізостазія. Історія розвитку земної кори. Хімічний і речовинний склад земної кори.
6. Основні структурні елементи Землі. Загальні відомості про платформи і геосинклінали. Сучасні тектонічні прояви: вулканізм, землетруси. Географічне поширення. Утворення материків і океанів. Сучасні особливості розподілу суші і моря. Рельєф Землі. Форми земної поверхні. Рельєф океанічного дна. Гіпсометрична крива.
7. Атмосфера. Нагрівання атмосфери. Вода в атмосфері. Склад і будова атмосфери.
8. Нагрівання атмосфери. Температура повітря. Теплові пояси. Вода в атмосфері. Абсолютна та відносна вологість повітря.
9. Конденсація і сублімація водяної пари. Хмари, їх типи. Види атмосферних опадів. Основні закономірності розподілу хмарності та опадів на земній поверхні.
10. Тиск атмосфери, його вимірювання. Залежність тиску від температури і руху повітря. Особливості розподілу тиску біля земної поверхні. Циркуляція атмосфери. Вітер, його швидкість та напрям. Загальна циркуляція атмосфери, її особливості в тропічних та помірних широтах.
11. Поняття про погоду. Повітряні маси і фронти. Спостереження та передбачення погоди. Клімат. Кліматоутворчі фактори. Типи клімату. Охорона атмосфери від забруднення, проблеми озонового шару Землі.
12. Загальні відомості про гідросферу. Світовий океан. Течії в Світовому океані та їх географічне значення.
13. Води суходолу. Підземні води. Ріки. Живлення та режим річок. Робота річок. Озера, їх класифікація. Болота. Типи боліт за живленням. Охорона вод від забруднення.
14. Будова та властивості ґрунту. Ґрунтовий покрив. Географія ґрунтів. Біосфера. Біотичне різноманіття світу. Основні біоми.

Практичні (семінарські) заняття:

1. Знайомство з атласами і картами. Правила роботи з ними. Визначення географічних координат та пункту за географічними координатами. Розв'язування задач.
2. Земля у Всесвіті. Планети Сонячної системи. Будова Всесвіту, Сонячної системи. Фізична характеристика Сонця і планет Сонячної системи. Небесна сфера. Основні елементи небесної сфери. Система координат небесної сфери. Розв'язування задач на визначення часу і географічних координат.
3. Модульна (тематична) контрольна робота
4. Гідросфера та її складові. Розподіл суші і води на Землі. Світовий океан. Співвідношення висот і глибин на Землі. Різноманіття вод суходолу. Кругообіг води.
5. Модульна (тематична) контрольна робота

6. Загальна циркуляція атмосфери. Циклони і антициклони. Циркуляція атмосфери. Вітер, його швидкість та напрям. Загальна циркуляція атмосфери, її особливості в тропічних та помірних широтах. Повітряні маси і фронти.
7. Клімат. Кліматоутворчі фактори. Типи клімату. Охорона атмосфери від забруднення, проблеми озонового шару Землі.
8. Модульна (тематична) контрольна робота

Методи навчання:

Пояснювально-ілюстративні методи (лекція, лекція-дискусія, презентація тощо); проблемно-пошукові методи (проблемо-вирішувальна лекція, обговорення, лекція-дискурс тощо), практичні (практичні, семінарські заняття, співбесіди).

1. A FÖLD HELYE A VILÁGEGYETEMBEN (Csillagászati földrajz)

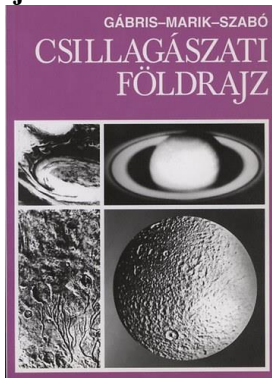
Tematika

Az emberiség világszemléletének fejlődése. Tájékozódás a Földön. A földrajzi gömbi poláris koordinátarendszer általános jellemzői. Tájékozódás az égbolton. Az égi koordinátarendszerek általános jellemzői. A „második” egyenlítői (ekvatoriális) koordináta-rendszer. A cirkumpolaritás. A Nap mozgása az égbolton és a nappalok hossza. Az időszámítás (csillagidő, szoláris idő, közép-szoláris idő). Világidő és zónaidő. A naptár.

A Föld mint égitest. A Föld alakja. A Föld mozgásai. A Föld tengely körüli forgása és annak következményei. A Föld keringése a Nap körül és annak következményei. A nappalok és éjszakák hosszának változása. A szoláris éghajlati övek kialakulása.

A Naprendszer. A Nap. A bolygók. A bolygók holdjai. A Hold. A Hold fényváltozásai (holdfázisok). A fogyatkozások. Az üstökösök. A meteorok. A bolygóközi anyag. A Tejútrendszer. A csillagok jellemzői. A csillagtérképek és csillagtérképek. A csillagközi anyag. A Tejútrendszer magja. Az extragalaxisok. A világegyetem.

Ajánlott szakirodalom



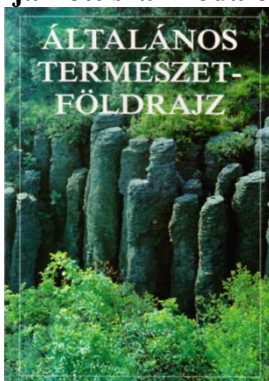
Gábris Gy. – Marik M. – Szabó J. (szerk. Gábris Gy.), 1998: Csillagászati földrajz. (Hatodik, átdolgozott kiadás) – Nemzeti Tankönyvkiadó, Budapest, 338 p.

2. A FÖLD FEJLŐDÉSE ÉS SZERKEZETE (Geológia, geomorfológia: endogén erők hatásai)

Tematika

A földfelszín vízszintes és függőleges tagozódása. A Föld szilárd kérge és belső szerkezete. A Föld belsejének hőmérséklete. A földmágnesség. A kontinensek és óceánok keletkezése. A lemeztektonika. A földkéreg szerkezetét kialakító folyamatok (törések, vetődések, gyűrődések, epirogenézis). A hegyképződés (orogenezis). A hegyképződések elméletei. A magmatizmus és vulkanizmus földrajzi jelenségei. A szubvulkáni formák. Funkcionális és morfológiai vulkántípusok. A vulkánosság területi rendje és kapcsolata a lemezszegélyekkel. A földrengések. Tengerrengés.

Ajánlott szakirodalom



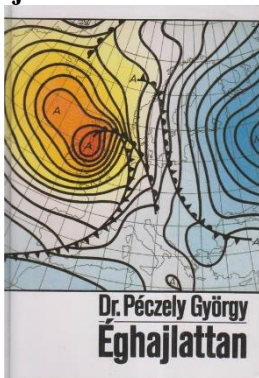
Borsi Z. (szerk.), 1998: Általános természetföldrajz: fejezetek az általános természetföldrajz köréből. Nemzeti Tankönyvkiadó, Budapest, 832 p.

3. A FÖLD LÉGKÖRE (Meteorológia és klimatológia)

Tematika

A Föld légköre. A légkör összetétele. A légkör szerkezete. A légkör állapotjelzői. A légkör vízgőztartalmának jellemzői. A légkör mozgásjelenségei. Az elektromágneses sugárzás. A légkör sugárzási egyenlege. Kondenzációs folyamatok a légkörben. A felhőfajták. Csapadékképződés és csapadékformák. A zivatarelektromosság. A légtömegek. Az időjárási frontok. Ciklonok és anticiklonok. A légkör általános cirkulációja.

Ajánlott szakirodalom



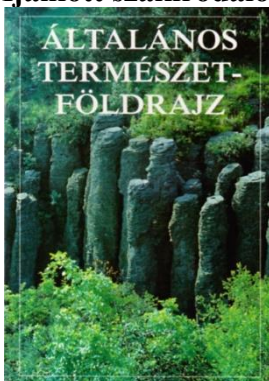
Péczely György, 1998: Éghajlatlan. Nemzeti Tankönyvkiadó, Budapest, 336 p.

4. A VÍZ FÖLDRAJZA (Hidrogeográfia)

Tematika

A vízföldrajz. A víz fizikai tulajdonságai. A Föld vízkészlete. A víz körforgása. A világtenger horizontális és vertikális tagozódása. A tenger vize. Tengeráramlások. A tengerjárás (árapály). A vízfolyások jellemzői. A tavak típusai és földrajzi elterjedése. A tavak vize és azok fejlődése (pusztulása). A felszín alatti vizek.

Ajánlott szakirodalom



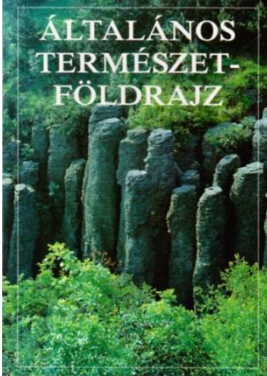
Borsi Z. (szerk.), 1998: Általános természetföldrajz: fejezetek az általános természetföldrajz köréből. Nemzeti Tankönyvkiadó, Budapest, 832 p.

5. A KÜLSŐ ERŐK TERMÉSZETFÖLDRAJZA **(Geomorfológia: exogén erők)**

Tematika

Az aprózódás és a mállás. Az aprózódás típusai. Az mállás típusai. Az aprózódás és a mállás intenzitása a Földön. A tömegmozgás fogalma és típusai. A szárazföldi jég. A gleccserek és jégtakarók földrajzi elterjedése. A gleccser és a hóhatár. Hó, firn, jég. A gleccserjég szerkezete, mozgása és olvadása. A gleccserek és a jégtakarók felszínalakító munkája. Az örökfagy kialakulása és jellemzői. A periglaciális felszínformálás. A tengervíz felszínalakító munkája, a tengerpartok formái. A tengerfenék domborzata. A szél felszínalakító munkája. A karsztosodás folyamata, felszíni és felszín alatti alaktana. A lösz és a löszterületek formakincse.

Ajánlott szakirodalom



Borsi Z. (szerk.), 1998: Általános természetföldrajz: fejezetek az általános természetföldrajz köréből. Nemzeti Tankönyvkiadó, Budapest, 832 p.

6. A FÖLD TALAJAI **(Talajföldrajz)**

Tematika

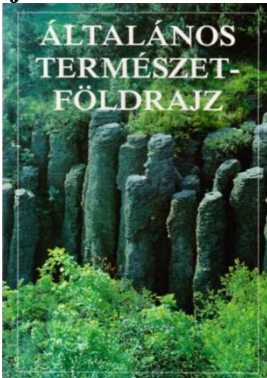
A talaj fogalma, funkciói az ökológiai rendszerekben. A talajszelvény és a főbb talajszintek. A katéna. A talajképződést meghatározó környezeti tényezők. A talajképződés során lejátszódó fontosabb folyamatok (szerves anyagok aerob- és anaerob lebomlása, humuszképződés, kilúgzás és felhalmozódás, agyagosodás, podzolosodás, glejesedés, savanyodás-lúgosodás, karbonátosodás, csernozjomképződés, szikesedés). A talajföldrajz és a talajok földrajzi osztályozásának alapja.

7. AZ ÉLŐVILÁG FÖLDRAJZA **(Biogeográfia)**

Tematika

A biotopok fogalma és földrajzi elterjedése.

Ajánlott szakirodalom



Borsi Z. (szerk.), 1998: Általános természetföldrajz: fejezetek az általános természetföldrajz köréből. Nemzeti Tankönyvkiadó, Budapest, 832 p.

1. A FÖLD HELYE A VILÁGEGYETEMBEN (Csillagászati földrajz)

A csillagászati földrajz nem csillagászat (asztronómia). A csillagászati földrajz alapvetően földrajzi diszciplína. Olyan stúdium, amely a Földre (vagy a Földre is) vonatkozó csillagászati ismereteket gyűjti össze, és rendszerezi a földrajztudomány kíváncsai és szempontjai szerint.

Az emberiség világszemléletének fejlődése. A csillagászat a legrégebbi természettudomány. A csillagászat korai fejlődésének főbb okai:

- a kereskedelem lebonyolításához tájékozódni kellett a sivatagban és a tengeren is.
- a helymeghatározás csillagászati alapokon nyugszik, a gyakorlati szükségszerűség magas fokú csillagászati ismereteket követelt meg.
- a mezőgazdasági termelés szükségessé tette a naptárkészítést, amely szintén csak jelentős csillagászati ismeretek birtokában volt lehetséges.
- az asztrológia (csillagjóslás) áltudománya miatt.

1. A babilóniaiak csillagászati feljegyzései i. e. több mint 3000-re nyúlnak vissza. Jól ismerték a Nap és a Hold járását, a hónap hosszát másodpercenyi pontossággal meg tudták adni, és felfedezték a napfogyatkozások bekövetkezésében levő időbeli szabályosságot. Tőlük származnak az állatövi csillagképek nevei. Hét „mozgó” égitestet ismertek: a Napot, a Holdat, a Merkúrt, a Vénuszt, a Marsot, a Jupitert és a Szaturnuszt. Minden nap más égitestnek áldoztak tornyaikban, innen ered a mai naptárunkban is meglevő hétnapos beosztás. A hét napjait ezekről az égitestekről nevezték el, aminek nyomai római közvetítéssel a mai nyugati nyelvekben is megtalálhatók (pl. angolul: Sunday = Nap-nap, Monday = Hold-nap).

2. A kínaiak már az időszámításunk előtti harmadik évezredben jól ismerték a Nap és a Hold járását, sőt közelítő pontossággal tapasztalati úton előre ki tudták számítani a nap- és holdfogyatkozások időpontját.

3. Az ókori egyiptomiak mesterek voltak a naptárkészítésben. Egyiptom mezőgazdasága a Nílus áradásától függött, ami az évnek mindig ugyanabban a szakaszában következett be. Az egyiptomi papok szinte napra pontosan meg tudták előre jósolni a Nílus áradását, ami akkor a Szíriusz Nappal együtt történő (heliákus) felkelésével esett egybe. Ők használtak először egyszerű csillagászati „műszereket”, bemetszett pálcákat, függőónokat, amelyek segítségével például az égtájakat igen nagy pontossággal meg tudták határozni. A piramisok éleinek ívperc pontosságú tájolása ma is figyelemre méltó teljesítmény. A Vénuszról megállapították, hogy nem a Föld, hanem a Nap körül kering.

4. Közép-Amerika ősi kultúrnépei közül különösen a mayáknál találkozunk igen régi csillagászati megfigyelésekkel. Így például feljegyezték egy i. e. 3379-ben lejátszódott teljes napfogyatkozást. Sok más, kőbe vésett feliratuk foglalkozik csillagászati eseményekkel, különösen olyanokkal, amelyek a naptárkészítéssel kapcsolatosak.

5. Igen fejlett volt a csillagászat az ókori Nyugat-Európában is. A dél-angliai Salisbury mellett ma is áll a „Stonehenge” nevű, kör alakú, kőből készült oszlopsor, amelyet i. e. 2000 körül építettek.

6a. Az ókori csillagászat Görögországban érte el tetőpontját. Minden idők talán legjelentősebb csillagásza az i. e. 320 és 250 között élt számoszi Arisztarkhosz, aki meghatározta a Hold és a Nap viszonylagos távolságát, és kimutatta, hogy a Hold nem sokkal kisebb a Földnél, a Nap viszont a Földnél lényegesen nagyobb test. Így, arra a következtetésre jutott, hogy a Földnek kell a Nap körül keringenie, nem pedig fordítva.

6b. Eratoszthenész (i. e. 276–194) meghatározta a Föld méreteit, és eredményül a Föld területének hosszára nagyjából a ma ismerthez hasonló értéket kapott. Tőle származik egyébként az égövek geometriai meghatározása, valamint a térítők és sarkkörök fogalma.

6c. Hipparkhosz (i. e. 190–125) pontos csillagkatalógust készített, amelyben több mint ezer csillag helyzetét adta meg 6 ívpercnél nagyobb pontossággal. Ő osztályozta először a csillagokat

fényrendekbe, a legfényesebbeket elsőrendűnek, a szabad szemmel még láthatókat hatodrendűnek sorolta.

6d. A Ptolemaiosz-féle világkép szerint minden bolygóhoz egy külön szféra (átlátszó kristálygömb) tartozik. Bár Ptolemaiosz (i. sz. 90–161) ismerte Arisztarkhosz heliocentrikus világképét, mégis a korábbi, főként Eudoxosztól (i. e. 408–355) származó geocentrikus világképet fogadta el, és fejlesztette tovább. Szerinte a világegyetem középpontjában a mozdulatlan Föld helyezkedik el, amely körül az összes többi égitest mozog.

7. A rómaiak lényegében semmivel sem gazdagították a csillagászat tudományát, és az, hogy a görög csillagászat eredményei mégis fennmaradtak, az araboknak köszönhető.

8. Az arabok a ptolemaioszi (geocentrikus) világképet fogadták el és fejlesztették tovább. Ulug bég felfedezte az ekliptika és az ekvátor (egyenlítő) hajlásszögének változását.

9. A középkori Európában a csillagászat jóformán semmit sem fejlődött. Az egyház a ptolemaioszi világképet dogmaként fogadta el.

10. A XV. század végén azonban a hajózás nagyarányú fejlődése (gondoljunk csak Kolumbusz útjára) elengedhetetlenül szükségessé tette a tengeren való pontos tájékozódást. Ez a ptolemaioszi geocentrikus világszemlélet alapján kidolgozott bolygótáblázatok felhasználásával már nem volt lehetséges. Mikolaj Kopernik vagy másképpen Kopernikusz (1473–1543) is feltehetően azért kezdett el foglalkozni a bolygómozgások tanulmányozásával, hogy jobb bolygótáblázatokat készítsen. Rájött arra, hogy a bolygómozgásokat sokkal egyszerűbben lehet értelmezni, ha felteszi, hogy a bolygók (köztük a Föld is) a Nap körüli körpályákon keringenek. Kopernikusz napközpontú (heliocentrikus) világképe gyökeres ellentétben állt az akkor általánosan elfogadott felfogással, ezért korszakalkotó művét 1616-ban indexre tették, amelyet csak 1835-ben oldottak fel.

11. Kopernikusz egyik leghíresebb követője Giordano Bruno (1548–1600) volt, aki szerint a Nap is csak egy a megszámlálhatatlanul sok csillag közül. Eretnekségeért 1600-ban máglyahalálra ítélték és megégették.

12. A heliocentrikus világrendszer híve volt Galileo Galilei (1564–1642) is, akinek elvülhetetlen érdeme, hogy először használt távcsövet a csillagászatban, és ezzel ugrásszerű fejlődést indított meg. Felfedezte a Jupiter négy holdját, a Vénusz fényváltozásait, a Nap forgását és a napfoltokat, a Hold hegyeit és „tengereit”. Megfigyelte, hogy a távcsőben a Tejút apró csillagokra bomlik. A megfigyelési tények egyértelműen világossá tették előtte a kopernikuszi heliocentrikus rendszer igazságát. Tanai miatt az inkvizíció elé idézték és meghurcolták. A máglyahalált csak úgy tudta elkerülni, hogy megtagadta nézeteit.

13. Johannes Kepler (1571–1630) egyértelműen a heliocentrikus világképet fogadta el. Megmérte a Mars térbeli helyzetét, és azt kapta, hogy a Mars olyan ellipszispályán mozog, amelynek egyik fókuszpontjában a Nap helyezkedik el. Később ezt más bolygók esetében is kimutatta, és a bolygók keringésével kapcsolatban három alapvető fontosságú tételt (Kepler-törvények) fogalmazott meg:

- Minden bolygó olyan ellipszispályán kering, amelynek egyik fókuszában a Nap helyezkedik el.
- A Naptól a bolygóhoz húzott rádiuszvektor egyenlő idők alatt egyenlő területeket sűrol, vagy másképpen: a területi sebesség állandó.
- A bolygók Nap körüli keringési idejének négyzetei úgy aránylanak egymáshoz, mint pályáik fél nagytengelyeinek köbei.

Kepler munkássága a kopernikuszi heliocentrikus világrendszer győzelmének betetőzését jelentette.

14. Már Kepler gyanította, hogy a bolygók pálya menti mozgása a Naptól eredő erő hatására történik, ezt azonban nem sikerült bebizonyítania. Ezt a lépést Isaac Newton (1643–1727) tette meg, aki a klasszikus mechanika alapjait képező három törvényének kimondásán kívül felfedezte az általános gravitációs törvényt is. Newton nagy érdeme annak bebizonyítása, hogy a Föld a Nap körül ugyanazon erő hatására kering.

15. 1672-ben sikerült Giovanni Domenico Cassininak először megmérnie a Nap–Föld távolságot a Mars távolságának megmérése útján.

16. A newtoni mechanika nagy győzelme volt, amikor az Uránusz bolygó mozgásának rendellenességeiből Adams angol és Leverrier francia csillagász kiszámította, hogy azt egy Uránuszon kívüli bolygó okozza. Leverrier számításai alapján Galle német csillagász 1846-ban meg is találta az új bolygót, a Neptunuszt.

17. A távcső felfedezésével összemérhető lökést adott a csillagászat fejlődésének a spektroszkópia alkalmazása a csillagászatban a XIX. század végén. 1841-ben Fraunhofer összeállította a Nap nevezetesebb színképvonalainak első katalógusát. A színképelemzés segítségével fel lehetett deríteni a csillagok légkörében uralkodó viszonyokat. Véglegesen bebizonyosodott, hogy a csillagok lényegében ugyanolyan összetételű, energiatermelő égitestek, mint a mi Napunk.

18. A távcső és a színképelemzés felfedezése után a harmadik nagy forradalom a csillagászatban 1957. október 4-én kezdődött meg, amikor az első mesterséges holdat felbocsátották a Szovjetunióban.

19. 1961 óta több mint 400 űrhajós járt a világűrben szovjet, amerikai, orosz és kínai űrhajókon. Az első űrhajós a szovjet Jurij Gagarin volt, aki 1961-ben a Vosztok–1 űrhajó fedélzetén repült.

20. Az Apollo-program (USA, NASA) ötödik, űrutazókkal végrehajtott repülése az Apollo–11 volt. Az első kísérlet a holdra szállásra, amely egyben az első sikeres holdra szállás is lett. A holdprogram fő célkitűzése 1969. július 20-án teljesült, amikor Neil Armstrong és Buzz Aldrin sima leszállást teljesítettek a Mare Tranquillitatis (Nyugalom Tengerén), a Hold innenső oldalának egyik lávasíkságán. Később 2 óra 31 perc 40 másodperces időtartamú holdsétát tett a két űrhajós, amelyen 21,55 kg holdközet- és holdpormintát gyűjtöttek. Az expedíció harmadik tagja Michael Collins volt, aki Hold körüli pályán keringett a parancsnoki űrhajóval, míg két társa a holdkomppal (LM) leszállt a felszínre.

21. Azóta a mesterséges holdak és bolygók, valamint az embert szállító holdűrhajók oly sok eredménnyel gazdagították a bolygórendszer tagjairól – és általában az Univerzumról – való ismereteinket, ami példátlan a csillagászat történetében. Kőzetmintákat hoztunk a Holdról, űreszközeink leszálltak a Vénuszra és a Marson, közelfelvételeket készítettek a Merkúrról, a Jupiterről, a Szaturnuszról, az Uránuszról, a Neptunuszról, a Plútóról és a Napról.

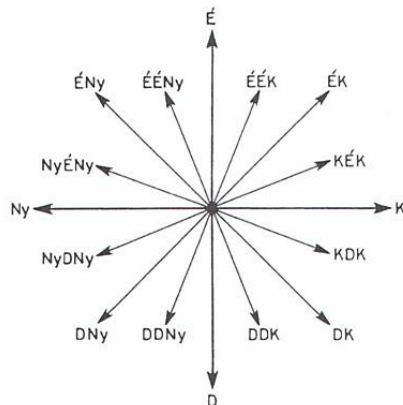
22. Az eddigi egyetlen magyar állampolgárságú űrhajós Farkas Bertalan volt (1980. május 26. – június 3., Szojuz–36, Szojuz–35). 2007-ben (Szojuz TMA–10, Szojuz TMA–9) és 2009-ben (Szojuz TMA–14, Szojuz TMA–13) a magyar származású Charles Simonyi járt az űrben.

Tájékozódás a Földön. Álláspontunk környékén a belátható földfelszínen való eligazodásunkat tájékozódásnak nevezzük. Sík területen vagy a tengeren körbetekintve, egy bizonyos távolságban a földfelszínt és az égboltot egy körbefutó vonalon érintkezni látjuk. Ez a vonal a horizont (vagy horizon; mindkét kifejezést használják), magyarul a látóhatár. A horizont vonala jelöli ki a horizont síkját, amely az állásponton a Föld felületét érintő, a függőön irányára merőleges sík. A nyugalomban levő folyadék felszíne ebben a pontban ugyancsak ezt a földgömbhöz fektetett érintősíkot adja ki.

A horizont síkjában való tájékozódáskor szükségünk van valamiféle koordináta-rendszerre, amelynek elemei egyértelműen kijelölik a földrajzi objektumok helyét. A matematikában, geometriában általában használt kéttengelyű derékszögű síkkoordináta-rendszer nehézkes vagy inkább alkalmatlan a horizont síkjában való használatra. E célra az ún. poláris koordináta-rendszert alkalmazzák, amelynek kezdőpontja és alapiránya vagy tengelye van. A valóságban a kezdőpont a megfigyelő (tájékozódó) álláspontja, vagyis az a pont, ahol a horizont síkja érinti a Föld felszínét; alapirányul pedig régóta a viszonylag könnyen kijelölhető É–D-i irányt használják.

A régi korok emberei csak néhány, könnyen meghatározható irányt használtak tájékozódásukhoz. Így pl. a Nap delelésének irányát, amelyet egy függőleges bot legrövidebb árnyéka alapján határoztak meg, a Sarkcsillag mutatta északi vagy a napéjegyenlőség idején kijelölhető keleti, ill. nyugati irányokat. Később a hajósok a gyakori, rendszeres szelek irányát is rögzítették – innen származik a világtájékat feltüntető diagramok neve: szélrózsa. A szélrózsa előbbi 4 iránya (fő égtája) É, K, D, Ny; azokat felezi a melléktájékat: ÉK, DK, DNY, ÉNY; további felezéssel kapjuk a másodrendű melléktájékat: ÉÉK, KÉK, KDK, DDK, DDNY, NYDNY, NYÉNY és ÉÉNY (1. ábra).

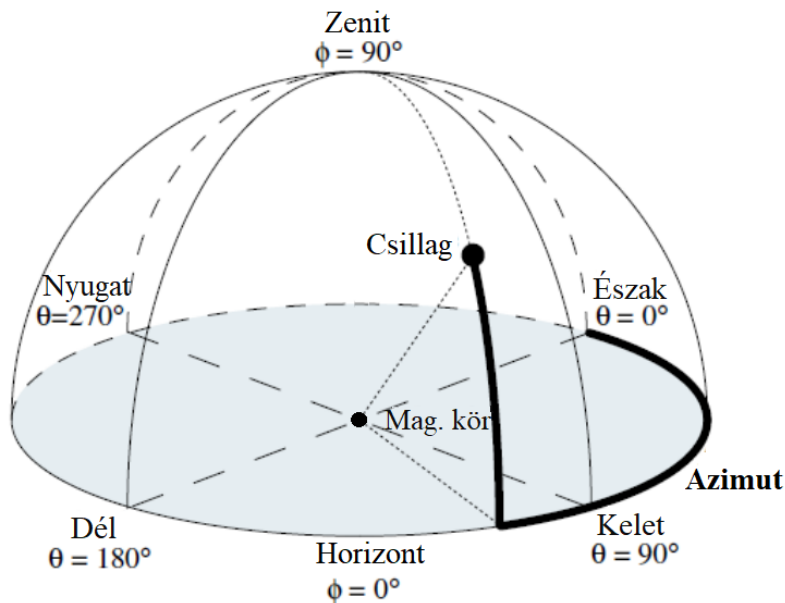
A 16-os szélrózsán gyakran az irányok angol nevének rövidítésével találkozunk. Az irányokat természetesen ki lehet fejezni pontosabban is, az északi iránytól, az óramutató járásával megegyezően a vezetősugárig mért irányszöggel, amit azimutnak nevezünk (1.1. ábra).



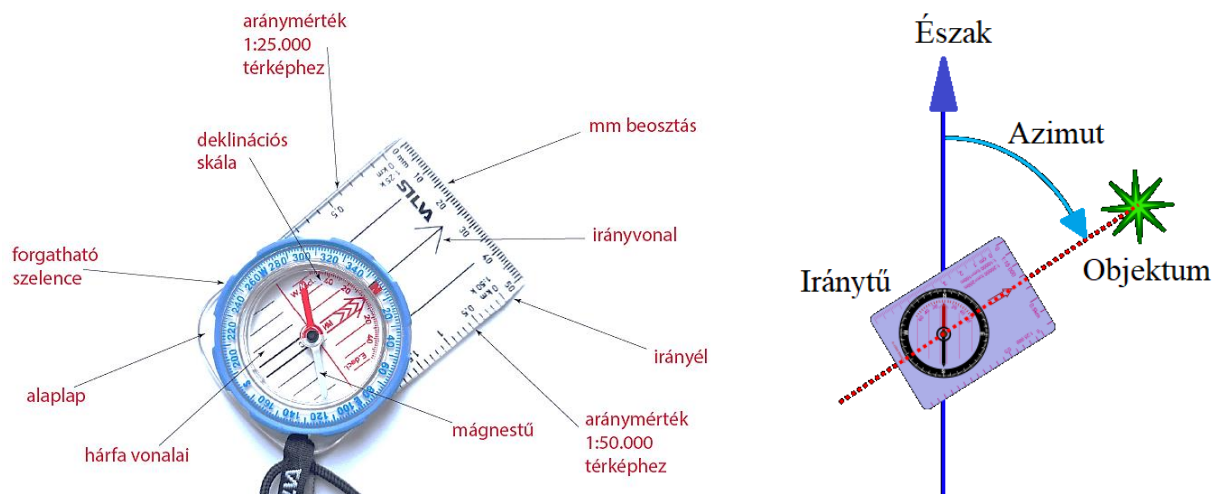
Irány	Azimut	Irány	Azimut
É	0	D	180°
ÉÉK	22,5°	DDNy	202,5°
ÉK	45°	DNy	225°
KÉK	67,5°	NyDNy	245,5°
K	90°	Ny	270°
KDK	112,5°	NyÉNy	292,5°
DK	135°	ÉNy	315°
DDK	157,5°	ÉÉNy	337,5°

1.1. ábra. A szélrózsa irányai és azimutjai

Az azimut (az arab as-simt „irány” szóból) tehát az a szög, amelyet egy valamely égi (pl. csillagon) vagy földi objektumon áthaladó magassági kör képez a meridiánnal. A csillagászatban (pl. topocentrikus horizontális koordinátarendszerben) az azimutot (azimut szöget) a déli iránytól mérik. A földrajzban a szélrózsza irányait és az azimutot (θ) az északi iránytól mérik (1.2. ábra), amely a terepen vagy térképen, fokokban is kifejezve, iránytű segítségével határozható meg (1.3. ábra).

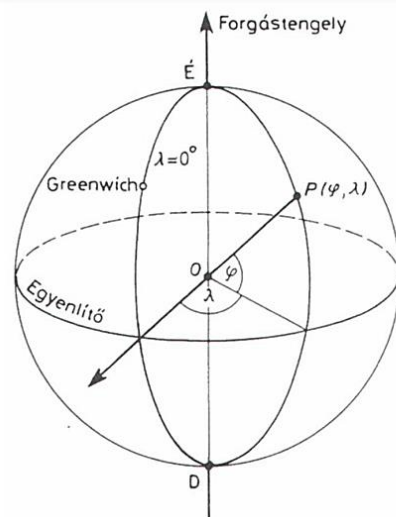


1.2. ábra. Az azimut meghatározása



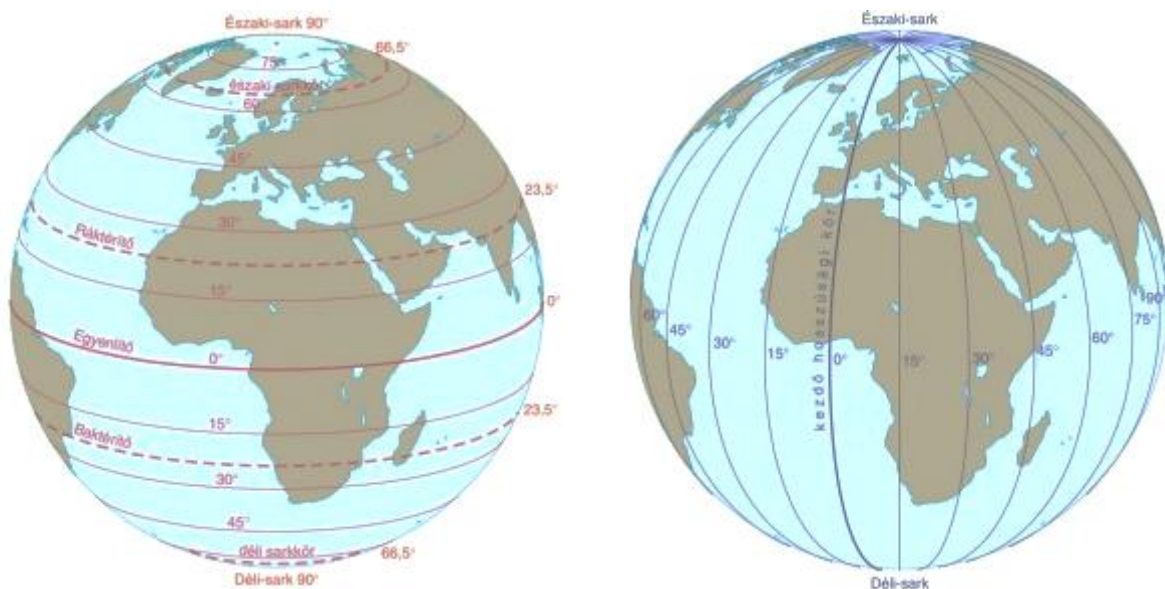
1.3. ábra. Az iránytű részei és az azimut meghatározása

A földrajzi gömbi poláris koordinátarendszer általános jellemzői. A földi tájékozódáshoz nem elég csak a horizont síkjában eligazodni. Szükség van a gömb alakúnak tekinthető Föld felszínén álláspontunk meghatározására. Földünk esetében a gömbi poláris koordináta-rendszert úgy vesszük fel, hogy a tengely megegyezzen az északi és déli póluson átmenő forgástengellyel, a rá merőleges alapsík pedig az Egyenlítő síkja legyen. A földfelszíni pontokat két polárszöggel adjuk meg. Az egyik a pólusokon és a (P) ponton átmenő gömbi főkörön a Föld középpontjában az Egyenlítőtől mért szögtávolság, amelyet földrajzi szélességnek nevezünk és φ -vel jelölünk. A másik pedig egy kezdőirányon át fektetett és a pólusokat is tartalmazó gömbi főkör (kezdő délkör) és a meghatározandó helyen (P) átmenő délkör síkjainak szögtávolsága fokokban. Ez utóbbit földrajzi hosszúságnak nevezzük és λ -val jelöljük. A földrajzi hosszúság megállapításához szükséges kezdő kör (kezdő hosszúsági kör, délkör vagy meridián) a London régi külvárosában létesített greenwichi csillagvizsgálón megy keresztül, és megegyezéssel alapon ma már a világ csaknem minden országában elfogadják kiindulóként (1.4. ábra).



1.4. ábra. A földrajzi gömbi poláris koordinátarendszer

Az iskolai földgömbökön a földrajzi szélességek és hosszúságok rendszere van felrajzolva, mégpedig olyan formában, hogy a két polárszög nevezetes (pl. 10° -os eltérésű) értékei a pólusokon átmenő gömbi főköröket (λ) és az egyenlítőt párhuzamosan futó, egyre kisebbedő köröket (φ) alkotnak (1.5. ábra).



1.5. ábra. A földrajzi szélességek és hosszúságok rendszere

Az azonos földrajzi szélességű pontok alkotta vonal a szélességi kör. A szélességi körök síkjai párhuzamosak egymással és az Egyenlítővel. Az Egyenlítő az alapsíkja a földrajzi koordináta-rendszernek. Minden gömbi koordináta-rendszerrel definiálni kell hasonló alapsíkot. Az Egyenlítő ($\varphi=0^\circ$) a leghosszabb szélességi kör, a szélességi körök a pólusok felé rövidülnek. A földrajzi szélesség értékei 0° és 90° között változhatnak. Mivel az Egyenlítő ($\varphi = 0^\circ$) a Földet két egyenlő részre (északi és déli félgömbre, hemiszférára) osztja, az egyértelműség végett a φ konkrét értéke mellett azt is meg kell adni, melyik félgömbre gondolunk (É-i vagy D-i, ill. $+\varphi$ vagy $-\varphi$). A pólusok földrajzi szélessége: Északi-sark: $+90^\circ$; Déli-sark: -90° .

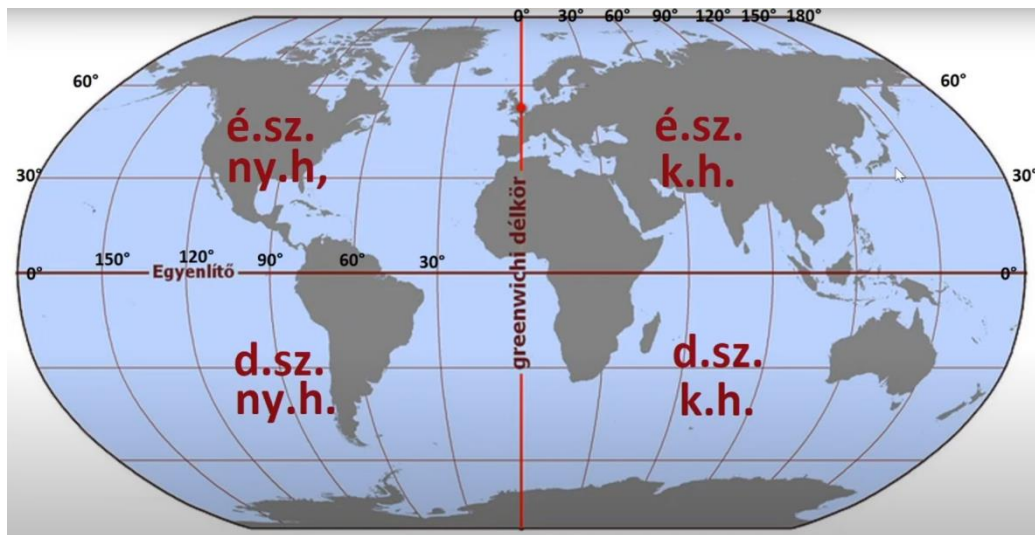
Az azonos hosszúságú pontok alkotta görbe a meridián, vagy más néven hosszúsági kör. A kezdő meridián ($\lambda=0^\circ$) a Föld felszínén önkényesen kijelölt ponton, a greenwichi obszervatóriumon (Royal Observatory, Greenwich) halad keresztül. Az antimeridián (nemzetközi dátumválasztó vonal, lásd később) a kezdő meridiántól 180° -ra van egyaránt keletre és nyugatra. A szélességi körökkel ellentétben a meridiánok azonos hosszúságúak és nem párhuzamosak: mindegyik áthalad az északi és a déli póluson. A greenwichi meridián is két félgömbre vágja Földünket: a nyugati és keleti hemiszférára. Ezért a λ (0° – 180° közötti) konkrét értéke mellett itt a Ny-i vagy K-i, ill. $+$ vagy $-$ jelet kell alkalmazni a pontosság kedvéért.

A földrajzi a földrajzi szélességek és hosszúságok szögei (a földrajzi koordináták) hagyományosan feloszthatók fokokra ($^\circ$), percekre ($'$) és másodpercekre ($''$). Azonban a szögeknek létezik számos más megadási formátuma is, mindegyiknél szélességi – hosszúsági sorrendben, például:

- DMS (Degree Minute Second) Fok Perc Másodperc (pl. Beregszász esetében: $48^\circ 12' 09''$ é.sz. (vagy N), $22^\circ 38' 15''$ k.h. (vagy E).
- DD (Decimal Degree) Tizedes fok (48.2025° é.sz. (N), 22.6375° k.h. (E), általában 4 tizedes jegyig).

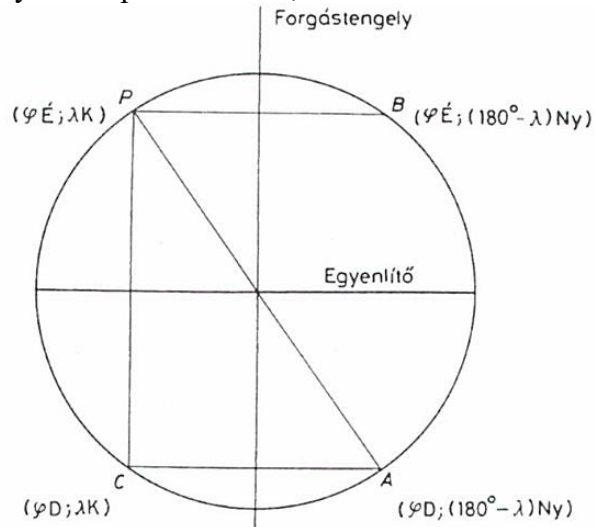
Az átváltás DMS-ről DD-re, Tizedes fok = fokok egész száma + percek száma osztva 60-nal + másodpercek száma osztva 3600-zal. Jelenleg a fokok tizedes osztása a legáltalánosabban elfogadott szabvány.

A fentiekből következik, hogy négy olyan hely is van a Földön, melynek földrajzi szélessége és hosszúsága megegyezik, csupán φ és λ előjele más és más (1.6. ábra).



1.6. ábra. A földrajzi koordináta rendszer

Ha egy földfelszíni (P) pontból a bolygónk középpontján át egyenest húzunk, az olyan helyet dőf ki a Föld felszínén, amelynek földrajzi szélessége ugyanakkora, csak ellenkező előjelű, és hosszúsága szintén ellenkező előjelű, de az előzővel kiegészítve 180° -ot ad. Ezt a helyet nevezzük ellenlábás pontnak. Itt a napszak és évszak is ellentétes (1.7. ábra A.). Ha az előbbi P pontból az Egyenlítő síkjával párhuzamos és a Föld tengelyét metsző egyenest szerkesztünk, ez az ún. mellettlakó helyet jelöli (1.7. ábra B.). A mellettlakó hely φ értéke azonos előjelű, a λ ellentétes, és 180° -ra egészíti ki P hosszúsági fokát. Itt az évszak azonos, de a napszak ellentétes, mint P -ben. Ha P pontból a tengellyel párhuzamos egyenest bocsátunk a földgömbön keresztül, akkor az az ún. ellenlakó helyet rajzolja ki (1.7. ábra C.). Ennek földrajzi szélessége ellentétes előjelű, de azonos a hosszúsága. Az ellenlakó helyen a napszak azonos, de az évszak ellentétes.



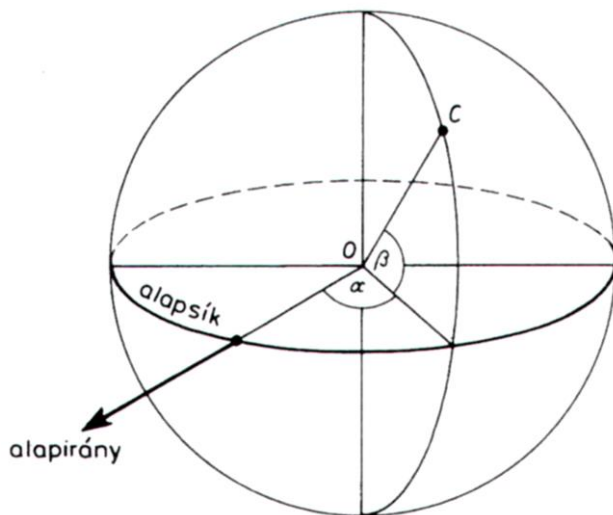
1.7. ábra. Ellenlábás (A), mellettlakó (B) és ellenlakó (C) helyek

Tájékozódás az égbolton. Az égi koordinátarendszerek általános jellemzői. A szférikus csillagászatban gömbi polárkoordináta-rendszereket használunk. A gömb középpontja mindig egyben a koordináta-rendszer középpontja is. Attól függően, hogy a középpont hol helyezkedik el, a következő fontosabb koordináta-rendszereket különböztetjük meg:

1. Topocentrikus, amelynél a koordináta-rendszer középpontja a megfigyelő szemében vagy a mérőműszer érzékelőrendszerében van.
2. Geocentrikus, amelynél a középpont a Föld középpontjában van.
3. Heliocentrikus koordináta-rendszer esetében a középpont a Nap középpontja.
4. Galaktocentrikus koordináta-rendszer esetében a középpontot a Tejútrendszer centrumába helyezzük.

Az utóbbi két (3. és 4.) koordináta-rendszer-típust csak közvetlen csillagászati mérések esetén használják. Az égbolt azt a benyomást kelti bennünk, mintha egy hatalmas félgömb kupolaszerűen venné körül a megfigyelőt. Előző tanulmányainkból nagyon jól tudjuk, hogy valójában ilyen égbolt nem létezik, a csillagok és a bolygók, amelyek az égbolton látszanak, különböző távolságokban vannak tőlünk. Az ókori csillagászokat megtévesztette az égbolt látványa, és ők valóban azt hitték, hogy az égitestek egy gömbön helyezkednek el. Ez az elképzelés azonban később nem volt összeegyeztethető a megfigyelésekkel.

A szférikus csillagászatban nem vesszük tekintetbe az égitestek tőlünk mért távolságát, ezért célszerű az éggömb fogalmát használnunk. Az éggömb a szférikus csillagászat legfontosabb fogalma. Éggömbön azt a tetszőleges sugarú gömböt értjük, amelynek középpontja a koordináta-rendszer középpontjában van, és amelyre a tér pontjait (az égitesteket) úgy képezzük le, hogy: az éggömb középpontját és a csillagot egy félegyenessel összekötjük, és ahol ez a félegyenes az éggömböt dőfi, ott van az illető égitest szférikus (gömbi) helye. A szférikus csillagászatban az égitestek szférikus helyeivel foglalkozunk. Ahhoz, hogy az égitestek szférikus helyét az éggömbön megadhatjuk, ki kell jelölnünk rajta egy alapsíkot és egy alapírányt (1.8. ábra). Egy C pont helyét ekkor két polárszöggel adhatjuk meg (α , β). A földrajzi koordináta-rendszer is felfogható egy speciális égi koordináta-rendszerként; – ekkor az éggömb megegyezik a földgömbbel, és középpontja a Föld középpontja. A földrajzi poláris koordináta-rendszerben a két polárszög a már említett λ földrajzi hosszúság és a φ földrajzi szélesség.



1.8. ábra. Az égi koordináta-rendszerekben az égitestek szférikus helyeit két polárszöggel adhatjuk meg

Attól függően, hogy a koordináta-rendszer alapsíkját és azon a kiinduló irányt hogyan választjuk meg, beszélünk különböző égi koordináta-rendszerekről. Ezek közül két fő típust említhetünk meg:

- horizontális koordináta-rendszereket, amelyeknél az alapsík a horizont síkja;
- egyenlítői (ekvatoriális) rendszereket, amelyeknél az alapsík a Föld egyenlítői síkja.

Attól függően, hogy a koordináta-rendszer középpontja hol helyezkedik el megkülönböztetünk:

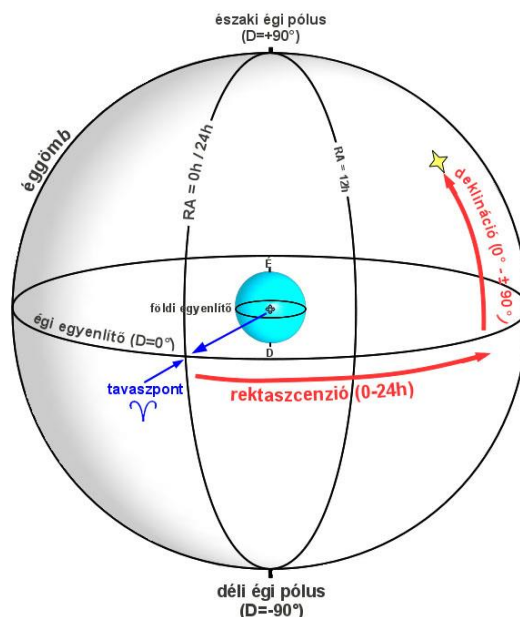
- topocentrikus koordináta-rendszert – a középpont a Föld felszínén álló megfigyelő szemében van, amelyről az az egyszerűség kedvéért (az ember méreteitől eltekintve), tegyük fel, hogy a Föld felszínén helyezkedik el.
- geocentrikus koordináta-rendszert – a középpont a Föld középpontja.

A „második” egyenlítői (ekvatoriális) koordináta-rendszer. Az égbolton való tájékozódáshoz az egyik leggyakrabban használt égi koordináta-rendszer az ún. „második” egyenlítői koordináta-rendszer. A második egyenlítői koordináta-rendszer is lehet topocentrikus és geocentrikus. Itt csak a geocentrikus esettel foglalkozunk, tehát a rendszer középpontja: a Föld középpontja. Alapsíkja az égi egyenlítő. Égi egyenlítőnek nevezzük a földi egyenlítő síkjának

kiterjesztését a világegyetembe, illetve ennek az éggömbbel való metszészonalát. A Föld kering a Nap körül. A Föld pályája ellipszis, amely benne van a Föld keringési síkjában. Ez a sík gyakorlatilag fixen áll a térben. Ha most a Földről vizsgáljuk a Nap látszólagos évi mozgását, akkor nyilvánvaló, hogy a Földről nézve a Nap ellipszispályát ír le a Föld körül. A Nap „pályasíkja” nyilván megegyezik a Föld Nap körüli pályájának síkjával. Ennek a síknak az éggömbbel való metszészvonala az ekliptika. Geocentrikus koordináta-rendszerben tekintve a Nap tehát egy év alatt az állócsillagok nyugvó háttéréhez képest körbemegy az ekliptikán. Mivel a Föld egyenlítői és pályasíkja egymással $23,5^\circ$ -os szöget zár be, az égi egyenlítő és az ekliptika is $23,5^\circ$ -os szöget zár be. Az ekliptika és az égi egyenlítő síkja az éggömbön azon egy-egy égi főkörként jelenik meg. Az ekliptika két pontban metszi az égi egyenlítőt. A két metszéspont közül azt, amelynél a Nap a látszólagos évi mozgása során a déli féltékről az északi féltékén lép (ez március 21-e körül van) tavaszpontnak (jele: Υ), a másikat, ahol az északra a délre lép (szeptember 21 körül) ősypontnak (jele: Ω) nevezzük.

A „második” egyenlítői koordináta-rendszerben az égbolton egy tetszőleges csillag helyének meghatározására szolgáló első koordináta a deklináció, jele: δ (értéke: $0^\circ - \pm 90^\circ$ lehet). A deklinációt az égi egyenlítőhöz (0°), arra merőlegesen mérjük az északi ($+90^\circ$) és déli (-90°) égi pólusokig. A csillag helyének meghatározására szolgáló második koordináta a rektaszcenzió, jele: α (értéke: $0 - 24$ h-ig). A rektaszcenziót az égi egyenlítő síkjában, órákban mérjük a Nap járásával megegyező (tehát az óramutató járásával ellentétes) irányban. A tavaszpont rektaszcenziója, azaz óraszöge $0\text{h}/24$ h, az ősyponté 12 h (1.9. ábra).

Mivel a tavaszpont fixen áll (eltekintve a lassú mozgásától, kb. 26 ezer év alatt végez egy teljes körülfordulást az ekliptika mentén, ezt precessciónak nevezzük) az éggömbön az állócsillagok mozdulatlan háttéréhez képest, az állócsillagok rektaszcenziója időben nem változik, és nem is függ a megfigyelő helyétől. Az állócsillagok deklinációját és rektaszcenzióját tehát csaknem állandónak tekinthetjük.



1.9. ábra. A „második” egyenlítői koordináta-rendszer

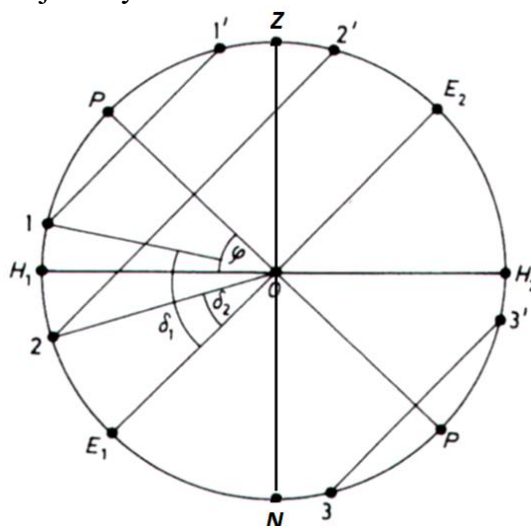
A cirkumpolaritás. Mint már korábban említettük, a Föld felszínén levő pontokat két koordinátával, a földrajzi szélességgel (φ) és a földrajzi hosszúsággal (λ) adhatjuk meg. Már láttuk, hogy a pólus horizont feletti magassága megegyezik a megfigyelő helyének földrajzi szélességével. A pólus helye azonban nincs megjelölve az éggömbön. A pólus közelében levő Sarkcsillag horizont feletti magassága viszont 1° pontossággal adja meg az illető hely földrajzi szélességét. Ennél pontosabban a földrajzi szélesség (φ) az éppen delelő, ismert deklinációjú (δ) csillag magasságának (m) megmérésevel határozható meg a következő összefüggéssel:

$$\varphi = 90^\circ + \delta - m$$

A földrajzi hosszúság meghatározása pedig lényegében a csillagidő (a rektaszcenzió, azaz a tavaszpont óraszögének) mérésén alapszik.

A fentiekből következik, hogy a 1.10. ábrán a pólusokat összekötő PP' egyenes körül a nap folyamán körpályán látszólagosan mozgó bármely az égbolton elhelyezkedő (szférikus) égitest (pl. az ábrán az 1 és 1') horizonttól ($H_1H_2 = 0^\circ$) fokokban mért magassága ($m = H_1O1$ szög) függ a megfigyelő (O) földrajzi szélességétől ($\varphi = H_1OP$) és az égitest égi egyenlítőjéről (E_1E_2) mért szögtávolságától, azaz deklinációjától ($\delta_1 = E_1O1$ szög).

Az O megfigyelő ponton keresztül a függőőn irányában húzott egyenes két pontban dőfi az éggömböt. Az egyik pont, amely a fejünk felett van, a zenitpont (Z), a másik az nadírpont (N). A magasság a horizontban 0° , a Z zenitpontban $+90^\circ$, az N nadírpontban -90° . Az égitest horizonttól mért legnagyobb magasságát vagy a zenittől mért legkisebb szögtávolságát felső kulminációnak vagy másképpen delelésnek hívjuk. Az égitest horizonttól mért legkisebb magasságát vagy a zenittől mért legnagyobb szögtávolságát alsó kulminációnak hívjuk. A zenittávolság (z) tehát a magasság kiegészítő szöge, amely így határozható meg: $z = 90^\circ - m$. Azokat az égitesteket, amelyeknek az alsó kulminációja is a horizont felett van, cirkumpoláris égitesteknek nevezzük. Az ábrán az 1 jelű égitest cirkumpoláris, mert alsó kulminációjában is a horizont felett van. A cirkumpoláris égitestek az illető földrajzi helyen sohasem nyugszanak le, azaz sohasem kerül a horizont alá. Emiatt a cirkumpoláris objektumok az adott földrajzi helyről az év minden napján egész éjszaka láthatóak, sőt ha a Nap fénye nem nyomná el őket, nappal is végig megfigyelhetők lennének. Azok az égitestek, amelyeknek a felső kulminációja a horizont felett van, de alsó kulminációjuk a horizont alatt, napjában egyszer felkelnek és lenyugszanak (2-es jelű égitest). A 3-as jelű égitest felső kulminációja is a horizont alatt van, ezért az ábrán jelzett földrajzi helyről sohasem látszik.



1.10. ábra. A cirkumpolaritás feltétele

A cirkumpolaritásra konkrét feltételt is adhatunk. Az ábrára tekintve, világos, hogy azok az égitestek cirkumpolárisak, amelyekre nézve:

$$\delta \geq 90^\circ - \varphi$$

a) azoknak az égitesteknek a deklinációjára, amelyek napjában egyszer felkelnek és lenyugszanak, az alábbi összefüggés igaz:

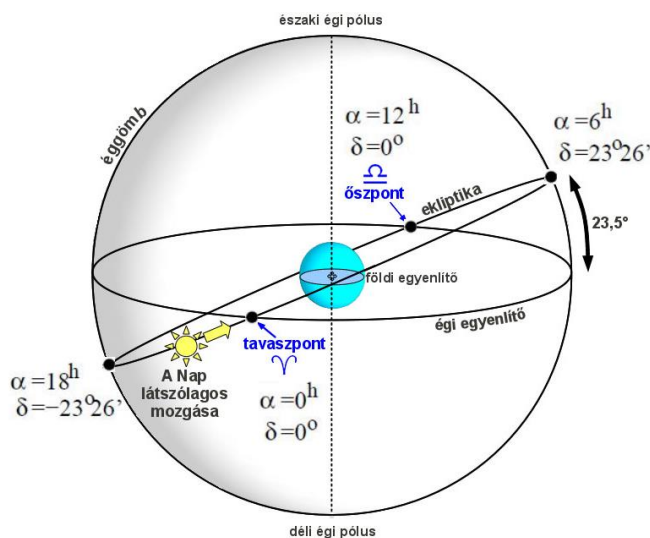
$$\varphi - 90^\circ \leq \delta \leq 90^\circ - \varphi$$

b) azok az égitestek, amelyekre az alábbi összefüggés igaz, azok sohasem látszanak:

$$\delta < \varphi - 90^\circ$$

Pl.: Beregszász földrajzi szélessége $\varphi = 48,2^\circ$. Mivel a Nap deklinációja (mint később részletesen tárgyaljuk) $-23,5^\circ$ és $+23,5^\circ$ között változik, Beregszászon a Nap sohasem cirkumpoláris. Az északi és déli sarkkörön túli területeken a sarki nappal az év azon napjaiban tart, amikor a nap deklinációjára teljesül a fenti $\delta \geq 90^\circ - \varphi$ feltétel, azaz a Nap ilyenkor kétszer delel a látóhatár felett.

A Nap mozgása az égbolton és a nappalok hossza. Mint láttuk, a Föld Nap körüli keringése miatt a Nap egy év alatt az ekliptika vonalán körbejár az éggömbön. Az ekliptika az égi egyenlítővel $23,5^\circ$ -os szöget zár be. Kövessük most végig a Nap mozgását az ekliptikán (1.11. ábra). Mikor a Nap a Υ tavaszpontban van, koordinátái: $\alpha = 0^h$ és $\delta = 0^\circ$. Ezt tavaszi napéjegyenlőségnek vagy tavaszi ekvinokciumnak nevezzük. Ez március 21-én következik be (a szökőévek miatt egy nap eltérés lehetséges). Ilyenkor a Nap az égi egyenlítőn megy körbe, a horizont feletti íve megegyezik a horizont alattival, tehát a nappal és az éjszaka hossza egyforma. A tavaszi napéjegyenlőség után a Nap deklinációja növekszik. Egy negyedkör megtétele után a Nap deklinációja eléri a $\delta = +23,5^\circ$ -os maximális értéket. Ekkor rektaszcenziója: $\alpha = 6^h$. Ezt nyári napfordulónak vagy nyári szolstíciumnak nevezzük. Ez június 22. környékén következik be. Ilyenkor a Nap horizont feletti íve (az északi féltekén) a legnagyobb és ekkor van a leghosszabb nappal, a délin fordítva. Ezután a Nap deklinációja csökkenni kezd. Amikor a Nap az őszpontba kerül, akkor a koordinátái: $\alpha = 12^h$, $\delta = 0^\circ$. Ezt őszi napéjegyenlőségnek nevezzük (a nappal és az éjszaka hossza egyforma). Ennek közelítő időpontja szeptember 23. Végül a Nap deklinációja tovább csökken, és minimális értékét akkor éri el, amikor $\alpha = 18^h$ és $\delta = -23,5^\circ$. Ez a téli napforduló, ami általában december 22-én következik be. Ilyenkor a Nap horizont feletti íve (az északi féltekén) a legkisebb és ekkor van a legrövidebb nappal, a délin fordítva.



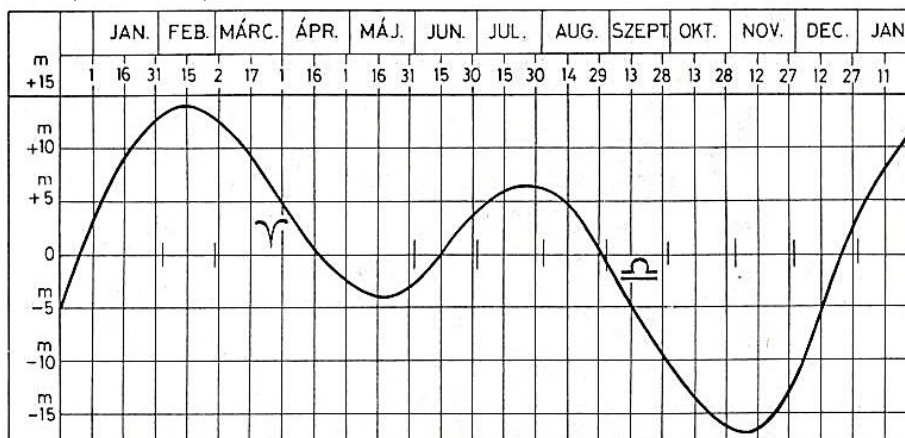
1.11. ábra. A Nap járása az ekliptikán az év folyamán

Az időszámítás (csillagidő, szoláris idő, középszoláris idő). Az idő mérésére lényegében minden periodikusan változó folyamat alkalmas. Mérhetjük az időt, pl. az inga lengéseinek számával. A csillagászatban szokás az időt a Föld tengely körüli forgásával vagy Nap körüli keringésével mérni. A Föld nem egyenletes sebességgel forog a tengelye körül, viszont a forgásában mutatkozó rendellenességek nem számottevőek, így hétköznapi időszámításunkat nyugodtan alapozhatjuk a Föld tengely körüli forgására.

A csillagidő a tavaszpont óraszögével definiált időszámítás. A csillagászatban használt időmérési módszer, amellyel a Föld forgását a távoli csillagokhoz viszonyítjuk, nem a Naphoz, ami a polgári idő mérésének az alapja. Mivel a Föld nyugatról keleti irányban forog a tengelye körül, a megfigyelő csaknem egy nap alatt a meridiánjával együtt 360° -ot fordul körbe. Eközben a kiválasztott csillag t óraszöge állandóan növekszik, a Föld 360° -os körülfordulásának ideje alatt pontosan 24 órát. A csillagászatban azonban nem egy meghatározott csillag óraszöge az idő mértékegysége. Megállapodás szerint a csillagidő egyenlő a tavaszpont óraszögével. A csillagnap az az időtartam, ami a tavaszpont (Υ) két, egymást követő delelése között eltelik. A csillagidő helyi idő. A Föld különböző hosszúsági körein elhelyezkedő megfigyelőkhöz más és más meridián tartozik, ezért a Föld különböző pontjain egy-ugyanazon pillanatban más és más a csillagidő. A csillagidőt kitűnően lehet alkalmazni az ismert rektaszcenziójú csillagok óraszögének meghatározásához és így a távcsövek beállításához, azonban a hétköznapi élet követelményeit nem elégíti ki.

Tavaszi napéjegyenlőség idején a Nap éppen a tavaszpontban van, tehát éppen delel, amikor a csillagidő 0 h. Egy félévvel később a Nap az őszi pontban tartózkodik, és deleléskor a csillagidő 12 h. A csillagidő tehát nem alkalmazkodik a Nap napi mozgásához. Ha a csillagidőt használnánk mindennapi életünkben, akkor hol 0 órakor, hol 12 órakor delelne a Nap, ami igencsak bonyolítaná a napi időbeosztásunkat. Ahhoz, hogy nemcsak a csillagászatban, hanem a mindennapi életben is használható időszámításunk legyen, más időfogalmat kellett bevezetnünk, amely a Nap járásához igazodik. Erre szolgál a valódi szoláris idő. A valódi szoláris idő a Nap középpontjának óraszöge + 12 óra. A valódi szoláris időben tehát valahányszor a Nap delel ($t = 0$), az idő éppen 12 h. Úgy tűnik tehát, hogy a valódi szoláris idő bevezetésével a hétköznapi élet szempontjából is kielégítő időszámítást sikerült találnunk. Ez azonban sajnos nincsen így, mert a valódi szoláris idő nem múlik egyenletesen. Az egyenetlen változásának két fő oka van. Az egyik: a Föld a Nap körül ellipszispályán kering. Kepler törvényének megfelelően, amikor a Naphoz közelebb van, gyorsabban, amikor a Naptól távolabb van, lassabban mozog a pályáján. A másik: ha a Nap az ekliptikán egyenletes szögsebességgel menne körbe, rektaszcenziója (α) akkor sem változna egyenletesen. A valódi Nap két, egymást követő delelése között eltelt időt valódi napnak nevezzük. Az előbbiekből következik, hogy a valódi napok hossza nem azonos, állandóan változik. Ezért a valódi szoláris idő használata a mindennapi életben nem valósítható meg.

Azért, hogy az ismertetett nehézségeket kiküszöböljék, bevezették a közepszoláris időt. A közepszoláris idő egyenletesen múlik, és azon a fiktív alapon nyugszik, hogy a Nap mindig egyenletes szögsebességgel megy körbe az égi egyenlítőn. Ezért a valóságban a valódi szoláris idő és egyben a valódi Nap az év folyamán hol késik, hol siet a közepszoláris fiktív időhöz és egyben a közép-Naphoz képest. Középnapnak nevezzük azt az időtartamot, amely a fiktív egyenlítői közép-Nap két, egymást követő delelése között eltelik. Nyilvánvaló, hogy a középnapok hossza nem változik, kerekén 24 órát tartanak. A közepszoláris idő bevezetésével elértük, hogy az így definiált idő egyenletesen múlik, van azonban egy hátránya is. A közepszoláris idő a fiktív egyenlítői közép-Nap mozgásához igazodik, és nem a valódi Naphoz. Így például, amikor a fiktív egyenlítői közép-Nap delel, azaz a közepszoláris idő éppen 12 óra, akkor a valódi Nap delelés előtt vagy után van. A közepszoláris idő és a valódi szoláris idő közötti különbséget időegyenlítésnek (E) nevezzük. Az időegyenlítés értéke az év folyamán változik (1.12. ábra).



1.12. ábra. Az időegyenlítés értéke az év folyamán

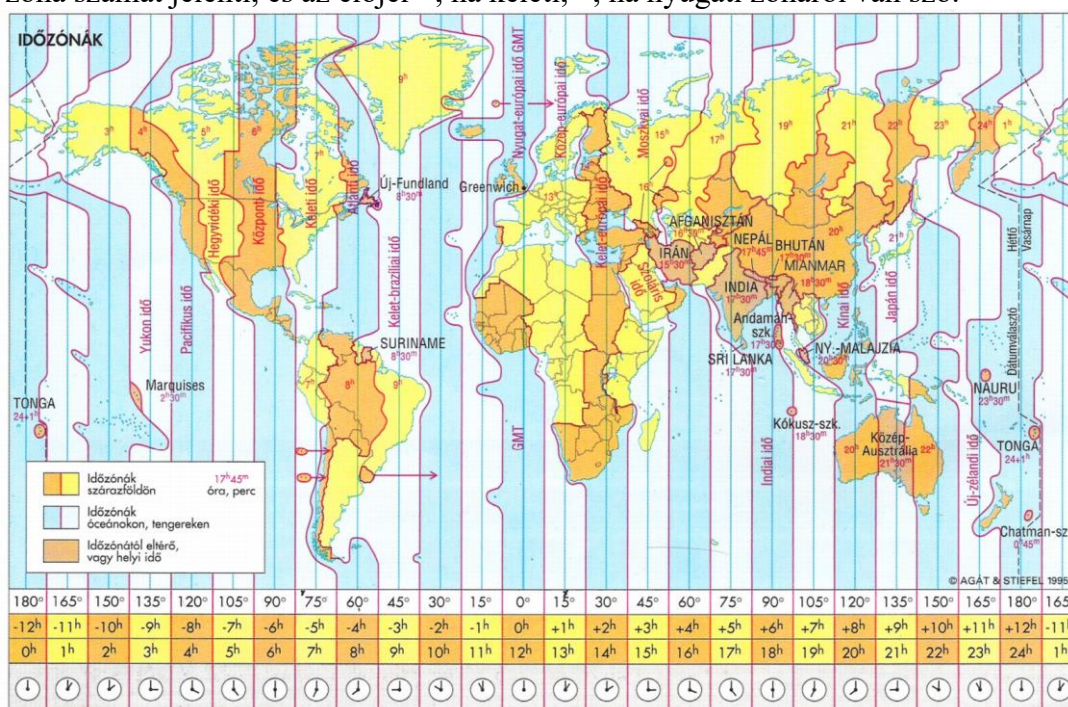
Az ábráról látható, hogy E értéke pl. november 1. környékén 16^{min} értéket vesz fel. Ez annyit jelent, hogy amikor (november 1-jén) a közepszoláris idő éppen 12 óra, akkor a valódi Nap már a delelés után van 16 perccel. Hozzávetőleges méréseknél az északi irányt egy függőlegesen felállított pálca vagy függőön árnyéka irányával jelöljük ki a valódi Nap delelésének időpontjában. A valódi Nap azonban a közepszoláris idő szerint nem pontosan 12 órakor delel. November elsején például a valódi Nap $11^{\text{h}} 44^{\text{min}}$ -kor delel közepszoláris időben. Ha tehát az északi irányt a pálca árnyékával akarjuk kijelölni, akkor az árnyék november 1-jén $11^{\text{h}} 44^{\text{min}}$ közepszoláris időkor mutat az északi irányba.

Világidő és zónaidő. Meg kell még jegyeznünk, hogy a középszoláris idő is helyi idő, hiszen az óraszöveget mindig a megfigyelő helyéhez tartozó meridiántól mérjük, azaz függ az észlelő helyének földrajzi hosszúságától és a Föld különböző hosszúsági körei mentén egyazon időpillanatban más és más. Így a középszoláris időt sem használhatjuk mindennapi életünkben, mert ugyanazon időpillanatban ennek értéke például Ungváron és Rahón (pedig egy megyében vannak) különbözik egymástól. Képzeld el, milyen bonyodalmakat okozna, ha csupán Ungvárról Rahóra utazva, minden kilométerkőnél igazítani kellene az órákat. Hogy ezt a nehézséget elkerüljék, definiálták a világidőt (angolul UMT, Universal Mean Time), amely a 0° (greenwichi) hosszúsági körhöz tartozó középszoláris idő (angolul GMT, Greenwich Mean Time). A világidő a Föld egész területén mindig ugyanannyi. Persze a világidőt sem célszerű az egész Föld felszínén használni, mert, amikor a világidő éppen 12h, akkor Greenwichben a Nap ugyan delel, de például Japánban csaknem alsó kulminációban (maximálisan a látóhatár alatt) van. Célszerűnek látszott olyan időszámítás bevezetése, amelynél a Nap mindig csaknem 12 órakor delel. Erre szolgál a zónaidő.

A Földet 24, egyenként 15° szélességű zónára osztották be. A „0” zóna 7,5° nyugati hosszúságtól 7,5° keleti hosszúságig terjed. Az első keleti zóna 7,5° keleti hosszúságtól 22,5° keleti hosszúságig húzódik, a második 22,5°-tól 37,5°-ig stb. A zónahatárok nem követik pontosan a hosszúsági köröket, hanem igazodnak az országhatárokhöz is (1.13. ábra). Egy zónán belül azonos időszámítást, a zónaidőt használják. A 0. zónában a zónaidő a világidővel egyezik meg (z = UMT vagy GMT), az első keleti zónában a zónaidő: a világidő + 1 óra (GMT+1), az első nyugati zónában: a világidő – 1 óra (GMT-1). Általában a zónaidő:

$$z = \text{világidő (UMT vagy GMT)} \pm k \text{ óra,}$$

ahol k a zóna számát jelenti, és az előjel +, ha keleti, –, ha nyugati zónáról van szó.



1.13. ábra. Időzónák

Kárpátalja és benne Beregszász az országhatárokon húzott zónahatárok miatt a 2. keleti zónában helyezkedik el, a megyében az ukrainai zónaidő a hivatalos, ami GMT+2 óra. A zónaidő természetesen csak a zóna középvonalánál egyezik meg a középszoláris idővel. Így pl. a beregszászi zónaidő a 30°-os hosszúsági kör középszoláris ideje. Mivel Beregszász a közel a $\lambda=22^\circ$, K-i hosszúsági körön helyezkedik el, az itt mért középszoláris idő kevesebb, mint a zónaidő. A különbség az az időtartam, amennyi idő alatt a Föld $30^\circ - 22^\circ = 8^\circ$ -nak megfelelő szögértéket fordul körbe. Mivel 360° -nak 24^h , 8° -nak 32^{min} eltérés felel meg. Így Beregszászban a középszoláris idő mindig 32

perccel kevesebb, mint a GMT+2 zónaidő (kelet-európai idő). A mindennapi életben Beregszászban inkább az 1. zónaidőt (GMT+1, közép-európai időt) használjuk, amely középvonalának (15°) középszoláris ideje ($22^\circ - 15^\circ = 7^\circ$, $1^\circ = 4^{\text{min}}$) 28^{min} -el kevesebb mint Beregszász helyi ideje.

Megközelítőleg a 180° -os hosszúsági kör mentén húzódik a dátumválasztó vonal. Ha ezt a vonalat keletről nyugati irányban lépjük át, akkor a naptárt egy nappal előre, ha pedig nyugatról keleti irányban, akkor egy nappal vissza kell lapozni.

A fizikában és a csillagászatban, amikor fontos az idő nagy pontosságú mérése, az atomórákkal mért atomidőt vagy a dinamikus időt használják. A rádió és a TV az ún. koordinált világidőt (UTC) jelzi, amelyet szintén nagy pontosságú atomórákkal mérnek, de időnként 1 másodperces korrekciókat alkalmazva, hozzáigazítják a világidőhöz (UMT).

A naptár. A naptárkészítés alapproblémái abból adódnak, hogy az idő mérésére különösen alkalmas, feltűnő, periodikus égbolti jelenségek időtartamai egymásnak nem egész számú többszörösei. Az év hossza pl. sem a holdhónapok, sem a napok hosszával nem osztható maradék nélkül, de a hónapok és napok időtartamának hányadosa sem egész szám.

Az ebből eredő nehézségeket az egyes korok és népek naptárkészítői a gyakorlati élet kívánalmait is tekintetbe véve különböző módon próbálták megoldani vagy legalább csökkenteni. Ennek egyik útja az volt, hogy vagy csak a Hold (lunáris naptár), vagy csak a Nap járását (szoláris naptár) vették tekintetbe a naptárkészítésnél. De mind ezek, mind pedig a Hold és a Nap látszólagos mozgására egyaránt alapozó luniszoláris naptárak csak a közbeiktatás (intercalatio) elvének alkalmazásával tudták az oszthatósággal (ill. az oszthatóság hiányával) kapcsolatos problémákat úgyahogy kikerülni. Az intercalatio azt jelenti, hogy az osztási maradékként fellépő töredék napokat vagy hónapokat meghatározott szabályok szerint összegyűjtve iktatják be a naptárba (pl. szökőévben a szökőnapot), s így biztosítják hosszabb távon is a naptár és a csillagászati jelenségek összhangját.

Az idők során számos különböző naptár készült és volt használatban, pl.: régi római naptár, julianusi naptár, Gergely-naptár, stb.

A ma érvényben lévő naptárrendszerek közül a legelterjedtebb a Gergely-naptár, amely lényegében a julianusi naptár továbbfejlesztése révén született. A különböző naptárokat használó népek éveiket mindig valamilyen meghatározott időponttól (epochától) számolták. E kezdő időponttól számlált időadatok összessége az éra. A Gergely-naptár szerint az időszámítás kezdete (epochája) Jézus Krisztus születéséhez igazodik. A Gergely-naptár igen jól közelíti az ún. tropikus év (magyarázata a föld keringésénél) időtartamát, ami $365,2422 \text{ nap} = 365 \text{ nap } 5 \text{ óra } 48 \text{ perc } 46,07 \text{ másodperc}$. A naptár így csillagászati tekintetben nem szorul további javításra, hiszen éveinek hossza csak 0,0003 nappal tér el a valóditól. Ez az eltérés pedig 3000 év alatt nő egy teljes napi késéssé, ami gyakorlati problémákat nem okoz. Más vonatkozásban azonban a naptárnak is vannak hiányosságai, pl.: változik a fél- és negyedévek, valamint a hónapok hossza, a hét napjai évről évre eltolódnak a hónap napjaihoz viszonyítva, a fix dátumú ünnepek mindig a hét más napjára esnek, a naphoz kötött események dátuma pedig állandóan változik, stb.

A Föld mint égitest. A Föld alakja. Ma a Föld valóságos geometriai alakján a nehézségi erő terének azt a szintfelületét értjük, amely egybeesik a világtengerek, hullámzástól eltekintett, felszínével. Ez a felület a geoid. E meghatározásig, most figyelmen kívül hagyva az évszázadokkal és évezredekkel ezelőtti mesés-fantasztikus elképzeléseket a Föld lapos vagy domború korong stb. alakjáról, különböző szabályos, de egyre bonyolultabban kijelölhető geometriai idomokon keresztül jutott el. Ilyenek voltak a gömb alak, a forgási elipszoid, a geoid, a „körte” alak.

A legelső, tudományosan is elfogadható feltevés az volt, hogy a Föld gömb alakú. A Föld felületének görbültségét már régen észrevették. A tengeren hajózó először a szárazföld magas pontjait, a hegyeket pillantja meg, és csak azután az alacsony síkságokat. A Föld gömb alakjának csillagászati bizonyítékait már Arisztotelész is megfogalmazta:

1. Ha észak–déli irányban haladunk, a megtett út hosszával arányosan változik a csillagok delelés-magassága. Az északi félgömbön ez azt jelenti, hogy ha észak felé haladunk, akkor pl. a Sarkcsillag magassága egyenlő távolságok megtétele után egyenlő szögértékekkel

növekedik. (Kb. 111,3 km-es É–D-i irányban történő utazás esetén egy fokkal változik a Sarkcsillag horizont feletti magassága.)

2. Ha pedig pontosan nyugat–keleti irányban utazunk valamelyik földrajzi szélesség mentén, akkor a csillagok delelési ideje változik a megtett úttal arányosan. Így kelet felé haladva, hosszúsági fokonként 4 perccel korábban, nyugat felé haladva pedig 4 perccel későbbben delel a Nap. Olyan felület azonban, amely bármely két, egymásra merőleges irányban egyenletesen görbül, vagyis kör keresztmetszetű, csak gömb lehet.

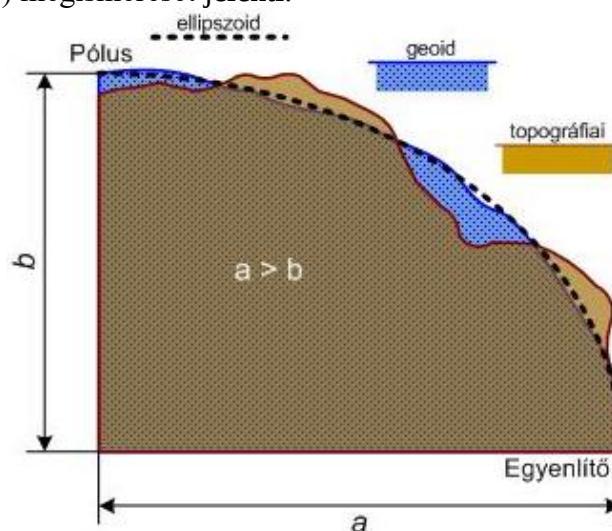
Ezekkel a fokmérésekkel nagyjából egy időben elméleti úton is eljutottak oda, hogy a Föld – még ha a belső anyagelrendeződése homogén lenne is – csak abban az esetben lehetne szabályos gömb alakú, ha nem forogna tengelye körül. A forgás következtében azonban – a tengelyt kivéve – a Föld tömegének minden pontjára hat a centrifugális erő, mely a tengelytől merőlegesen kifelé irányul, és nagysága a tengelytől való távolság függvénye: azaz az Egyenlítőtől a sarkok felé csökken. A tengely körüli forgás által keltett és földrajzi szélességenként eltérő nagyságú centrifugális erő így mintegy széthúzta, az Egyenlítő mentén megnyújtotta a bizonyos mértékig képlékeny anyagú Földet. Egyenlítői átmérője hosszabb, forgástengelye rövidebb lett az azonos tömegű gömbénél. Ez az alak a forgási ellipszoid. A XVIII. században az elméleti megfontolások alapján bizonyossá vált, hogy a Föld alakját legjobban megközelítő szabályos matematikai felület nem a gömb, hanem a forgási ellipszoid, amelynek egyik jellemzője a lapultság. Föld lapultságának értéke a műholdas mérések alapján: $1/298,28$.

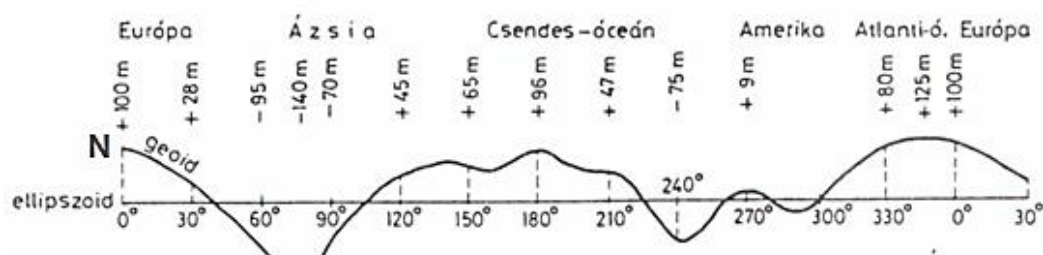
A tömegvonzás és a centrifugális erő összjátékaként kialakult forgási ellipszoid felszínére a nehézségi erő minden ponton merőleges és feltételezi a forgó tömeg egyneműségét, homogén anyageloszlását. A homogén anyageloszlás feltétele viszont a Föld esetében nem érvényesül, mert különböző sűrűségű övezetei a középpontjára vonatkoztatva nem szimmetrikusak, vagyis a nehézségi erő eloszlása szabálytalan. Természetesen a nehézségi erő különböző értékeihez különböző szintfelületek rendelhetők, így a szintfelületek száma végtelen. Ezek közül a Föld valódi geofizikai alakját a ténylegesen fellépő, szabálytalan térbeli eloszlású nehézségi erőnek a hullámzástól eltekintett átlagos tengerszinttel egy magasságú szintfelülete jelenti. Ez a geoid.

A Földalak vizsgálata során tehát három különböző felülettel dolgozunk. Ezek a következők:

1. a Föld valóságos fizikai felszíne, a domborzat;
2. a Föld valóságos geofizikai alakja, a geoid;
3. a Föld normáلالakja, a forgási ellipszoid.

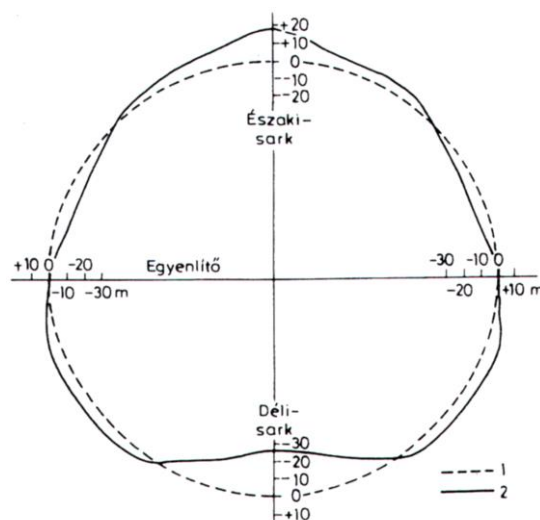
A felszín és a forgási ellipszoid egymáshoz való viszonyát a geodézia és a térképészet állapítja meg. A geoid pontjainak helyét az ellipszoid felszínéhez viszonyítva állapítjuk meg. A két felület eltéréseit geoidundulációnak, geoidhullámzásnak nevezzük (1.14. ábra). Ha a geoid felszíne az ellipszoid fölött van, pozitív, ha az ellipszoid felszíne alatt van, negatív undulációról beszélünk. Ezek az eltérések alig haladják meg a földsugár százvezred részét, vagyis nem érik el a 150 métert. A Föld alakjának vizsgálata tehát a forgási ellipszoid egyenlítői sugarának (a) és lapultságának (b), valamint a geoidundulációknak (N) megismerését jelenti.





1.14. ábra. A topográfiai felszín, a geoid és a forgási ellipszoid (mint alapfelület) viszonya

Ha az előbbi térkép adatait olyan formában vonjuk össze, hogy minden földrajzi szélesség mentén külön-külön összegezzük a geoidunduláció mértékét és irányát, majd ezeket az értékeket felrajzoljuk az ellipszoid metszetéhez viszonyítva, a Föld általánosított alakját kapjuk meg. A ábrán jól látható, hogy az É-i póluson 18,9 m-rel magasabban, a D-i póluson pedig 25,8 m-rel mélyebben van a geoid felszíne az ellipszoidhoz képest. Általában az É-i féltekén a pólus és a 45. földrajzi szélességi fok között a geoid kiemelkedik, a 45° és az Egyenlítő között viszont bemélyed az ellipszoidhoz képest. Ezzel szemben a D-i féltekén éppen fordított a helyzet: az Egyenlítő és a 60° között kiemelkedő, míg a pólus és a 60. szélességi fok között bemélyedő a geoid. Az eltérések erősen torzított rajza (1.15. ábra) egy körte alakjára emlékeztet. Ezért használjuk a „körte alakú Föld” kifejezést.



1.15. ábra. A „körte” alakú Föld. 1 – a forgási ellipszoid, 2 – a geoid. Az Egyenlítőnél és a sarkokon a geoid eltérései méterben olvashatók le

A Föld mozgásai. A Föld természeti viszonyainak kialakításában igen fontos szerepe van égitestünk különböző mozgásainak:

- a tengely körüli forgásnak,
- a Nap körüli keringésnek.

A Föld tengely körüli forgása és annak következményei. A Föld képzelt tengelye körül nem egészen 24 óránként (23 h 56 min 4,09 s alatt) tesz meg egy teljes fordulatot. Ez az időtartam a csillagnap. A forgástengely felszíni metszéspontjai a földrajzi pólusok. A Föld az északi pólus felől nézve az óramutató járásával ellentétes irányban, tehát nyugatról keletre forog. Ezt a csillagászatban direkt forgási iránynak nevezik. Mivel a Föld szilárd test, azért a felszín pontjai azonos szögsebességgel forognak. Az azonos szögsebesség azonban nem jelent egyszersmind egyforma kerületi sebességet is. A kerületi sebesség a forgástengelytől való távolságtól függ, ezért az Egyenlítőn a legnagyobb (461 m/s), innen kezdve a szélességi fok koszinuszával arányosan csökken (1.16. ábra). Ezért a 60°-on már csak fele az Egyenlítőn mérhetőnek (mert $\cos 60^\circ = 1/2$), a pólusokon pedig nulla.

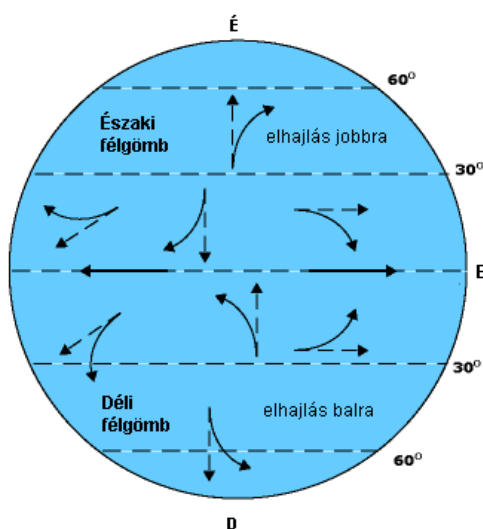
Az időmérő eszközök utóbbi évtizedekben végbement tökéletesítése (kvarcórák, atomórák kifejlesztése) többek között azzal az eredménnyel járt, hogy sikerült kimutatni a Föld forgásában mutatkozó egyenetlenségeket. Ezeknek két fő csoportja van:

- a forgási sebesség egyirányú változása,
- a sebesség ingadozásai.

Az egyirányú változás lassulást jelent. Értéke nem nagy, mindössze évi 0,0029 s-ra tehető. A tengelyforgás lassulásának legfőbb oka az, hogy a Hold és a Nap által keltett dagályhullám a forgási iránnyal szemben fut végig a Földön, s így állandó fékező erőt jelent. Ezen a Föld fokozatos tágulásával számoló geofizikai elméletek pl. a tágulást is sebességcsökkentő erőnek tekintik.

A sebességingadozásoknak két típusa van. A nagyobb ingadozások szabályosak, és éves periódusuk van. A Föld forgása május végétől október elejéig lassul, azután gyorsul. A maximális kilengés 0,04 s, tehát viszonylag könnyen mérhető. A szabályos ingadozásokat a Földön bekövetkező tömegáthelyeződésekkel magyarázzák (pl. víz, hó, jég vagy légtömegek helyváltoztatása az évszakok szerint).

A Föld forgásának legismertebb és leggyakrabban emlegetett bizonyítékai (pl. az inga elfordulása vagy a leeső testek eltérülése) egyben a forgás következményei is. Napjainkban a jelenségeknek (mint bizonyítékoknak) már főleg csak történelmi értéke és érdekessége van. Ma már a Föld forgásának közvetlen megfigyelését a világűrből végezzük. A Föld tengely körüli forgásának legszembetűnőbb következményei a napszakok (nappalok és éjszakák) váltakozása, de emellett a Földön olyan erőhatások lépnek fel, amelyek mozdulatlan égitesten nem hatnának. Ezek a már említett centrifugális erő és az eltérítő erő.



1.16. ábra. A különböző irányba mozgó testek eltérülése a Földön a Coriolis-erő hatására

A forgástengelyre merőleges centrifugális erő – mint láttuk –, a Földet az Egyenlítő mentén széthúzni törekszik, s így azt lapulttá teszi. A Föld lapultságának igazolása ezért egyúttal forgásának bizonyítéka is. Az eltérítő erőt tanulmányozójáról G. Coriolis (1792–1843) francia fizikusról Coriolis-erőnek nevezzük. A Coriolis-erő a forgó rendszerekben mozgó testekre hat, azokat eredeti mozgási irányukból eltéríteni igyekszik. Két tulajdonságát kell kiemelni: az egyik az, hogy a centrifugális erőhöz hasonlóan ez is egy tehetetlenségi erő, a másik pedig, hogy látszólagos erő. Tehetetlenségi erő, mert a testek tehetetlensége miatt lép fel, és látszólagos, mert a mozgó testek irányváltozását csak a forgó rendszerben helyet foglaló szemlélő érzékeli. A rendszeren (a Földön) kívülről ez az eltérülés nem észlelhető. A Coriolis-erő hatására a Földön szabadon mozgó testek (pl. egy kilőtt puskagolyó, a lengő inga vagy a vízszintes légmozgás) az eredeti mozgásirányukat megtartó testekhez képest eltérülni látszanak. Ha az északi féltekén a mozgás irányába fordulunk, a mozgó testeket mindig jobb felé látjuk kitérni. Ha a viszonyokat a déli féltekén vizsgáljuk, ott az eltérülés bal felé jelentkezik.

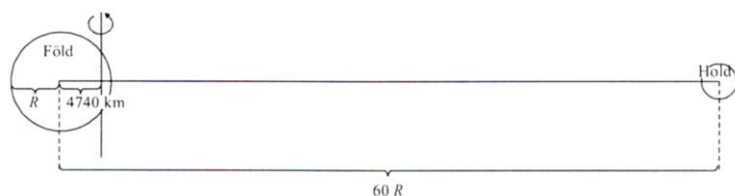
A Coriolis-erő néhány következménye:

- a függő inga síkjának látszólagos körbefordulása;
- a nagy földi légkörzésben részt vevő légtömegek eltérülése, pl. a trópusi magas nyomású területről az Egyenlítő felé tartó passzát szelek irányában jelenlevő keleties összetevő;
- az örvények meghatározott sodrási iránya: ez az északi féltekén mindig az óramutató járásával ellentétes, a délin pedig azzal megegyező, a mérsékelt égövek nagyméretű alacsony nyomású képződményeiben, a ciklonokban ezért forog a levegő az északi féltekén direkt, a délin indirekt irányban;
- a víztömegek mozgásirányának, pl. a nagy folyók sodorvonalának eltérülése.

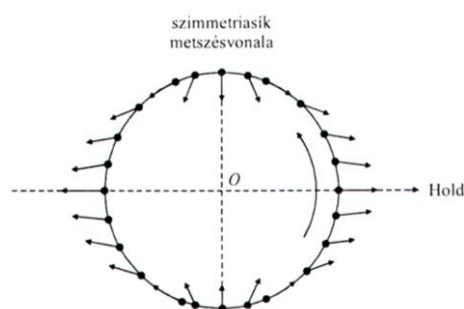
A Föld forgásával kapcsolatos jelenség a pólusingadozás is. A pólusingadozás azt jelenti, hogy a Föld forgástengelye kismértékben ingadozik a tehetetlenségi vagy szimmetriatengelyhez képest. A pólusingadozást földrajzi szélességmeghatározások révén lehet érzékelni. A forgástengely pillanatnyi földfelszíni helyét földrajzi pólusnak, a tehetetlenségi tengely dőléspontját – ami körül a földrajzi pólus mozog – csillagászati pólusnak nevezzük. A földrajzi pólus nem pontosan kört ír le a csillagászati körül, hanem szabálytalan spirálist, amely általában egy 20 m-es oldalú négyzetben belül marad. A pólus mozgásának iránya a Föld forgásának irányával egyezik meg. A pólusingadozás csillagászati földrajzi jelentősége kicsi, a helymeghatározások során általában nem veszik figyelembe.

A tengelye körül forgó Földön fellépő centrifugális erő hatására jelentkezik az árapály, amely a világtengerek szintjének szabályos, periódusos változása; naponként kétszeri emelkedése és kétszeri süllyedése. A Föld kísérőjével a Holddal együtt olyan közös rendszert képez, amelyik a két égitest közös tömegközéppontja körül kering. Ez a közös tömegközéppont – mivel a Föld tömegének nyolcvanad része a Hold tömege, s a két égitest távolsága pedig a Föld sugarának csak kb. hatvanszorosa –, a Földön belül, de természetesen nem annak tömegközéppontjában van. A közös tömegközéppont körül mindketten azonos – a Hold keringési idejéből (27,3233 nap) adódó igen kicsiny (napi 13° -os) – szögsebességgel forognak. Az árapálykeltő erő két összetevőből, nevezetesen ebből a forgásból származó, s földrajzi helyenként időről időre módosuló nagyságú centrifugális erőből és a Hold tömegvonzásából vezethető le, mégpedig úgy, hogy mértéke a Hold felé mutató és az azzal ellenkező irányban egyaránt a legerősebb, s erre merőlegesen a legkisebb (1.17. ábra). A Föld saját tengelyforgása következtében a Hold delelésének (és vele ellentétesen az alsó kulminációjának) földrajzi helye folyamatosan változik, körbefut a földfelszínen. Az árapály jelensége nemcsak a Hold, hanem a Nap és a bolygók együttes hatásának eredményeképpen alakul ki. A Nap és a Hold együttállásakor (konjunkció) és szembenállásakor (oppozíció) a legmagasabb az árhullám, kvadrátúra idején viszont a leggyengébb.

A



B



1.17. ábra. A = a Föld–Hold rendszer közös tömegközéppont körüli keringése (a két égitest távolsága erősen torzított); B = az árapálykeltő erő nagysága és iránya a Hold pályasíkjára merőleges irányból tekintve

A Föld keringése a Nap körül és annak következményei. A többi bolygóhoz hasonlóan Kepler törvénye értelmében a Föld ellipszis alakú pályán kering, amelynek egyik gyújtópontjában van a Nap. A keringés iránya az ekliptikai pólus irányából nézve az óramutató járásával ellenkező, tehát direkt. A pálya ellipszis formája miatt a Föld Naptól való távolsága az év folyamán változik. A

földpálya napközeli pontját perihéliumnak, a Naptól legtávolabbit aféliumnak nevezzük. Ezeket az apszisvonal köti össze. A pálya jelenlegi numerikus excentricitásából következik (a Föld esetében $e = 0,0167$), hogy a Föld–Nap távolság évi ingadozása mintegy 5 millió km. Perihélium esetén 147,1, aféliumban 152,1 millió km-re vagyunk a Naptól. A Föld az északi félteke telén van napközelen és nyáron naptávolban. A pálya fél nagytengelyének hossza (közepes Naptávolság) 149,6 millió km. Ezt a távolságot a Naprendszerben távolságmérési egységként használják; neve: csillagászati egység, jele: CsE.

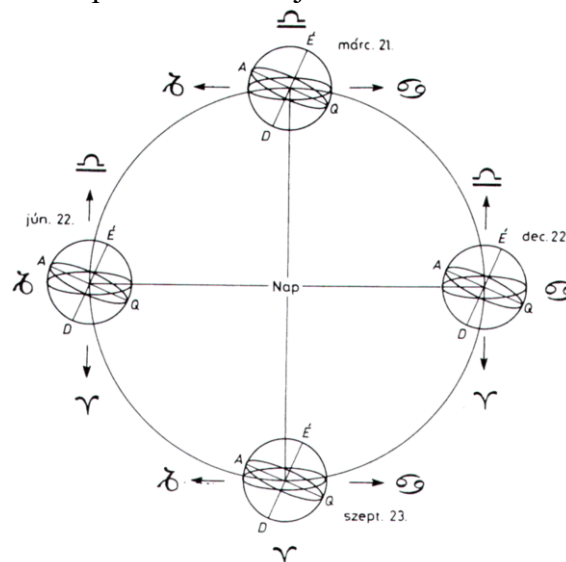
Az ellipszis megfelelő adataiból meghatározható a Föld Nap körüli pályájának teljes hossza (kerekén 939 millió km). Ebből és a keringés periódusából pedig kiszámítható a pálya menti sebesség. Ennek középértéke 29,8 km/s, de a Naptávolság függvényében változik (a Föld napközelen gyorsabban, naptávolban lassabban mozog – Kepler 2. törvénye).

A keringés időtartama, amíg a Nap az égbolton látszólag körbejárva ugyanahhoz a csillaghoz visszaérkezik, 365 nap, 6 óra, 9 perc, 9 másodperc. Ez a sziderikus vagy csillagév. Ennél valamivel rövidebb a tavaszpont szerint számított tropikus év (365 nap, 5 óra 48 perc, 46 másodperc), amely időszámításunk alapját szolgáltatja.

A Nap körüli keringés bizonyítékai:

- a Napnak a csillagok között megtett látszólagos évi útja az égbolton (az állatövi csillagképek előtt halad el);
- a mozgó Földről szemlélve az égboltot, a csillagokat mindig más-más szög alatt (más irányban) látjuk (ezt aberrációnak nevezzük);
- a Nap körüli keringés miatt a csillagok színekében a színekvonalak éves periódusban eltolódnak;

A Föld forgástengelye a keringés során nem változtatja meg (vagy csak jelentéktelenül) az irányát. A forgástengely az ekliptika síkjával $66^\circ 33'$ -es szöget zár be, tehát az Egyenlítő ekliptikához viszonyított helyzete ennek pótszöge, $23^\circ 27'$. A tengely irányának változatlansága szemléletesen azt jelenti, hogy a keringés során önmagával párhuzamosan tolódik el. Az 1.18. ábra a Föld helyzetét negyedéves időközökben szemlélteti. A Föld és a Nap középpontját összekötő egyenes – a vezérsugár – az év folyamán változó helyeken metszi a Föld felszínét. Természetesen ez a metszéspont a tengelyforgás miatt naponta is körbejár a Földön. A vezérsugár földfelszíni metszéspontján (talppontján) álló megfigyelő a Napot a zeniten látja.



1.18. ábra. A Föld helyzete a Nap körüli pályán a napfordulók és napéjgyenlőségek idején

A talppont az északi félteke nyarán az Egyenlítőtől legtávolabb június 22-én kerül. Mivel a Nap ilyenkor a Földről a Rák (♋) csillagkép irányában látszik, azt a szélességi kört, ahol ezen a napon a Nap zenitben delel, Ráktérítőnek hívják. Június 22-ét követően a talppont földrajzi szélessége, s így a Nap deklinációja is csökken. A Ráktérítő tehát fordulatot jelent a Nap látszólagos évi járásában, a Napot képletesen szólva az Egyenlítő felé téríti. Innen az elnevezés másik fele. Mivel a Nap

deklinációja – ha nem is túl nagy mértékben – egyetlen tengelyforgási periódus alatt is változik, így a napfordulat helye és ideje tulajdonképpen egyetlen ponthoz köthető, ez a napfordulati vagy szolszticium pont.

Fél év múlva a vezérsugár felszíni talppontja a déli szélesség $23,5^\circ$ -án lesz. Ekkor a Nap a Bak (♐) csillagkép irányában látszik, ezért ez a szélességi kör a Baktérítő nevet kapta, a december 22-i dátum pedig a téli napforduló (szolszticium) napja lett. A két napforduló közötti időben a vezérsugár talppontja kétszer is átmegy az Egyenlítőn, ilyenkor a Nap deklinációja 0° . Az évnek ez a két napja március 21. és szeptember 23. Előbbi esetben a Nap a Kos (♈), utóbbinál a Mérleg (♎) csillagkép irányában látszik. Mint már tudjuk, az égboltnak ezeket a helyeit tavasz-, illetve őszpontnak nevezzük. Maga a Föld ilyenkor az ún. napéjegyenlőségi vagy ekvinokcium pontokban van.

Ha így végigkövettük a Napnak a Föld keringéséből következő látszólagos évi járását, most még azt is megállapíthatjuk, hogy március 21-től szeptember 23-ig a Nap deklinációja pozitív, vagyis ekkor az északi féltekén nagyobb horizont feletti magasságokban delel, mint a délin. Sugarai az északi féltekét nagyobb szögben érik, s több energiát adnak. Ezért ez az időszak az északi féltekén a nyári, a délin pedig a téli félév. Szeptember 23-ától március 21-ig a helyzet természetesen fordított.

Meg kell jegyezni, hogy az ekliptika és az égi egyenlítő metszéspontjainak, nevezetesen a tavaszpont lassú elmozdulása (precesszió) miatt ma már a Nap nem ezekben a csillagképekben (Rák, Bak, Kos, Mérleg) jár a napfordulók, ill. a napéjegyenlőségek idején. A hagyományos elnevezések azonban még őrzik ezt a korábbi – mintegy 2000 évvel ezelőtti – állapotot.

A nappalok és éjszakák hosszának változása. A nappalok hosszáról már tettünk említést a Nap égbolton való mozgása és Föld tengely körüli forgása résznél, és bár a nappalok és éjszakák váltakozása elsődlegesen a Földforgás következménye, de a keringéssel való szoros összefüggése miatt csak ez utóbbi ismeretében érthető meg teljesen. Közismert dolog, hogy a Földnek a Nap felé forduló oldalán van nappal. Pontosabban azt kell mondanunk, hogy a nappali és éjszakai féltekét (a megvilágított és az árnyékos oldalt) mindig egy olyan sík választja el, amely az adott pillanatban a vezérsugárra merőleges és átmegy a Föld középpontján. E sík földfelszíni metszete mindig egy legnagyobb gömbi kör (ortodróma). Ezt a nappali és éjszakai félgömböt elválasztó körvonalat terminátornak nevezzük. E vonal azonban csak a légkör nélküli Föld – vagy bolygó – esetében jelölne ki a nappal és az éjszaka határát. A terminátor ugyanis kb. $3/4^\circ$ -kal eltolódik a sötét félteke rovására. Részben azért, mert a Nap nem pontszerű égitest égboltunkon, hanem $1/4$ szögfoknyi sugara van; részben pedig azért, mert a légkör refrakciója (fénytörése) még kb. fél fokkal „megemeli” a Napot a látóhatár fölé. A megvilágított és árnyékban levő felszínek nem éles, határozott vonal mentén válnak el egymástól – mint pl. a légkör nélküli Hold esetében –, hanem a napsugarak légkörbeni szóródása következtében kb. 18° szélességű félárnyékos, fokozatosan sötétedő gömbi övezet alkotja a határterületet az éjszaka felé. Ebben az övezetben szürkület van. Szürkületkor csak a szórt napsugarak egy része éri el ezt a felszíndarabot. A szürkület tartamát az álláspont földrajzi szélessége és a Nap deklinációja határozza meg.

Nézzük meg kissé alaposabban a terminátor helyzetét a Földön az év különböző szakaszaiban. Az 1.19A. ábra mutatja, hogy június 22-én a terminátor síkja a Föld tengelyével $23,5^\circ$ -os szöget zár be. Ennek az a következménye, hogy a terminátor a sarkköröknél ($\pm 66,5^\circ$ -nál) magasabb szélességű helyeket nem érinti. Ezek a $23,5^\circ$ -os sugarú poláris sapkák vagy teljes egészében megvilágított (északi félteke), vagy teljes egészében árnyékos (déli félteke) helyzetben vannak. Ezeken a területeken a tengelyforgás nem eredményezi a nappalok és éjszakák váltakozását. A Nap itt cirkumpoláris (alsó, illetve felső). Ettől a szélességi körtől az Egyenlítő felé haladva viszont mindenütt van a szélességi köröknek megvilágított és árnyékos része, vagyis ott már a nappalok és éjszakák minden 24 órás körforgás során váltakoznak. A december 22-i állapot (1.19C. ábra) a júniusinak tükörképe. Ekkor a déli poláris sapka területén lesz nappal, az északon pedig éjszaka. Végül március 21-ig, ill. szeptember 23-ig érve (1.19B. ábra), a terminátor eléri a pólusokat, s ekkor a két sarkkörön túl sehol sem lesz cirkumpoláris a Nap. Magukon a pólusokon a helyzet így alakul: az Északi póluson március 21-én féléves alsó cirkumpolaritás után éppen felkel a Nap, hogy megkezdje a horizont feletti ugyancsak féléves időtartamú felső cirkumpoláris spirális pályáját. Magassága

június 22-ig folyton emelkedik ($23,5^\circ$) majd csökkenni kezd, és szeptember 23-án bukik a horizont alá. A Déli póluson az események hasonlóak, de fordított sorrendben játszódnak le.

A fentiekből levonható az a következtetés, hogy a $\pm 66,5^\circ$ -os szélességi körök a Nap lehetséges cirkumpolaritásának határköréi. Ezeket a szélességi köröket ezért külön névvel jelöljük, és Északi-, illetve Déli-sarkkörnek nevezzük.

A két sarkkör közötti széles zónában tehát a nappalok és éjszakák egész évben szabályosan váltakoznak. A szabályos váltakozás azonban nem jelenti azt, hogy a nappalok és éjszakák hossza is változatlan. Az 1.19. ábráról az is leolvasható, hogy a nappalok tartama a földrajzi szélességtől és a Nap deklinációjától (vagyis a mindenkori dátumtól) függ.

A június 22-i helyzetet mutató 1.19A. ábrán világosan látszik, hogy a terminátor csak az Egyenlítőt felezi, az összes többi szélességi körnél eltérő az árnyékos és a megvilágított ívek hossza, tehát a nappalok és éjszakák időtartama. Az északi féltekén az egyenlítői napéjegyenlőséget a magasabb szélességek felé egyre hosszabb nappalok váltják fel, s a sarkkörön elérkezünk a 24 órás nappalhoz (éjfél nap). A déli féltekén hasonló módon az éjszaka időtartama nő, s a Déli sarkkörön a Nap alsó cirkumpolárisává válik.

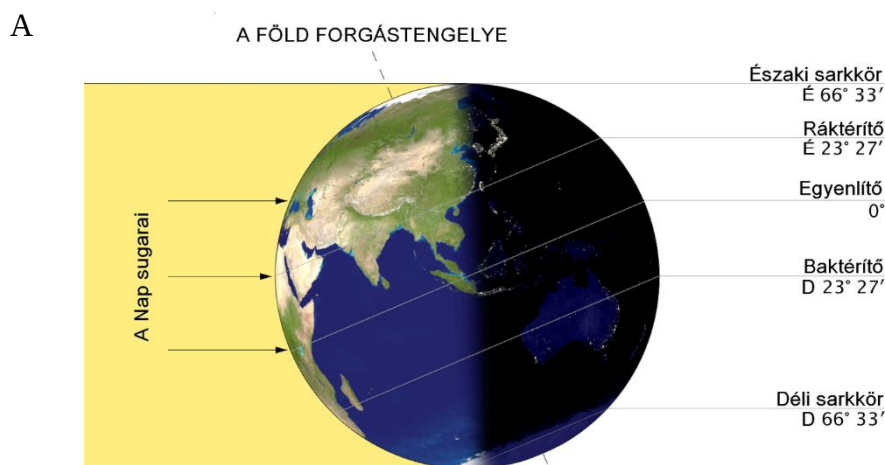
Ha a Nap deklinációja csökken, a nappalok és éjszakák időtartama közötti különbség is mérséklődik, s 0° -os deklináció esetén (márc. 21., szept. 23.) a terminátor minden szélességi kört felez (nemcsak az Egyenlítőt!), ezért az egész Földön napéjegyenlőség lesz. Innen származik az ekvinokciumpontok elnevezése.

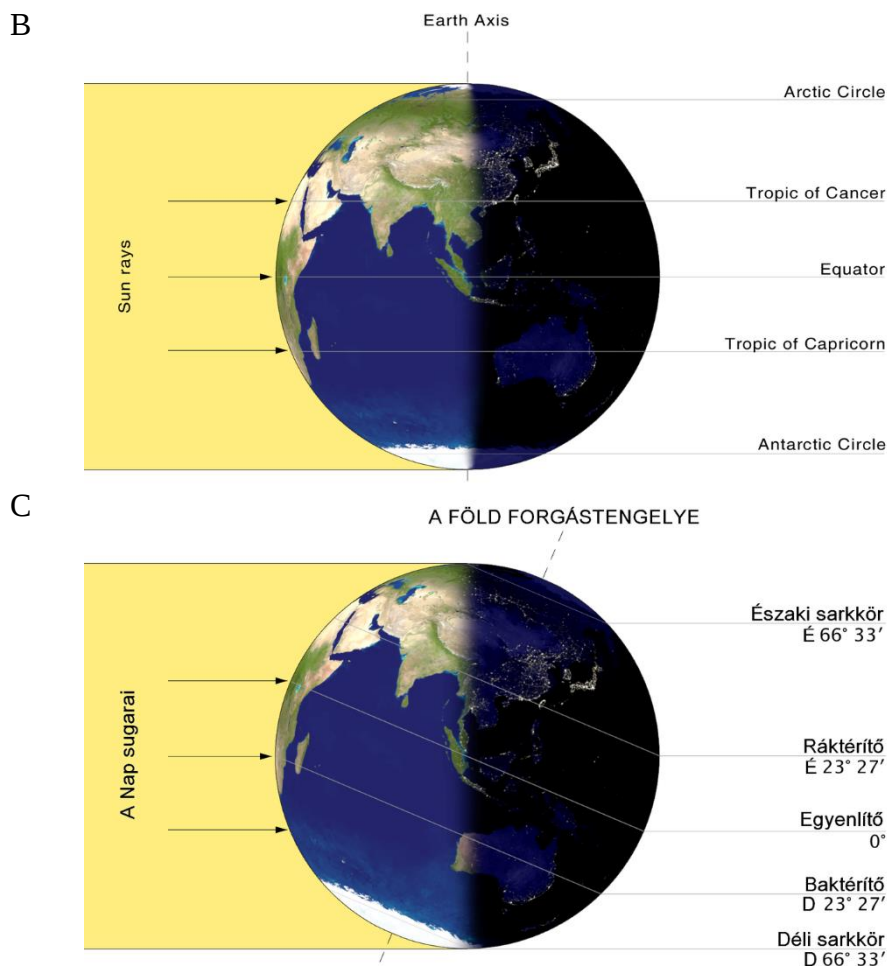
Összefoglalva megállapítható, hogy valamely féltekén a nyári félévben a nappal tartama a deklinációval együtt nő, a téli félévben pedig csökken. A nappal hosszának évi ingadozása magasabb szélességek felé fokozódik, az Egyenlítőn azonban állandó napéjegyenlőség van.

Az előzőekben láttuk, hogy a nappalok és éjszakák hossza a Nap deklinációjától és a megfigyelő földrajzi helyzetétől függ. Az év folyamán a Nap deklinációja napról napra más értéket vesz fel, és természetesen egy nap alatt is változik az értéke. Tekintsünk most el a Nap deklinációjának napi változásától, és tegyük fel, hogy értéke egy bizonyos napon állandó, de napról napra változik. A nappalok hosszát (t), azaz, hogy a Nap mennyi időt tölt a horizont felett, a Nap deklinációjának (δ) ismeretében az adott földrajzi szélességre (φ) a következő közelítő formulával adhatjuk meg:

$$\cos t = -\operatorname{tg} \delta * \operatorname{tg} \varphi$$

Kárpátalján, Beregszászon (kb. $\varphi = 48^\circ$ É), a leghosszabb nappal kb. 16 óra hosszát tart, a legrövidebb pedig kb. 8 óráig.





1.19. ábra. A = a Föld megvilágítása a nyári napforduló idején; B = a Föld megvilágítása a tavaszi és őszi napéjgyenlőség idején; C = a Föld megvilágítása a téli napforduló idején

A szoláris éghajlati övek kialakulása. A Föld egyes területeinek éghajlatát döntő módon a Naptól érkező energiamennyiség határozza meg. Természetesen minden terület valódi klímájának kialakításában még sok egyéb módosító tényező is szerepet játszik, például a légkör és mozgásjelenségei, a domborzat, a felszíni kőzetek minősége, a növénytakaró jellege, a talaj stb. Mindezek és még más elemek bonyolult kölcsönhatása eredményezi az időjárás változását, és összességében az éghajlat jellegzetességeit. Ha azonban csak a Nap sugárzását és a Föld bolygótulajdonságait – vagyis alakját, tengely körüli forgását, tengelyének ferdeségét és a Nap körüli keringését – vesszük figyelembe az éghajlat területi különbségeinek kialakulásában és a többi földi tényezőtől eltekintünk, akkor szoláris klímáról beszélünk. Ez a csillagászati földrajz tárgykörébe tartozik, szemben a klimatológiával és a meteorológiával, amelyek a többi földi elem dinamikus hatását is bevonják vizsgálódásaik körébe.

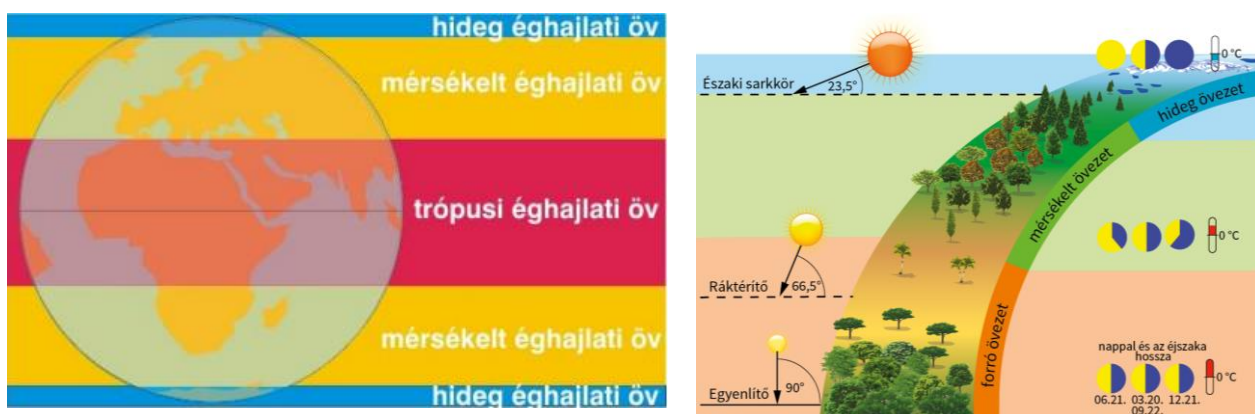
A Nap – mint energiaforrás – távolsága olyan nagy a Földtől, hogy a hozzánk érkező sugarait párhuzamosaknak tekinthetjük. A gömbi alak következménye az, hogy amikor pl. a Nap deklinációja 0° , vagyis az Egyenlítőre merőlegesen érkezik a napsugár (az Egyenlítőn zenitben delel a Nap), a Föld felszínére jutó energia mennyisége közvetlenül a földrajzi szélesség függvénye. Alacsonyabb szélességeken a sugarak hajlásszöge nagyobb, magasabb szélességeken viszont a szög kisebb, és a szöggel arányosan változik a felület- és időegységenként beérkező energia mennyisége is (1.20. ábra).

A beérkező energia mennyiségét, tér- és időbeli eloszlását a tengely körüli forgás is meghatározza. Egyrészt úgy, hogy a megvilágított részek a besugárzás, míg a sötétben maradók a kisugárzás területei, s így a forgás sebessége ezek ritmusát szabályozza. Amikor pl. a Nap az Egyenlítőn zenitben delel, akkor a besugárzás és a kisugárzás időtartama minden földrajzi szélességen egyenlő. Másrészt a hajlásszög a napszakok során is változik.

Ha az előbbi föltétel az egész év során érvényesülne, vagyis a Nap deklinációja állandóan 0° lenne, akkor egész évben egyenlő hosszúak lennének a nappalok és éjszakák, és az érkező energia mennyisége az egyes földrajzi szélességeken az év folyamán változatlan maradna. Az energia évi megoszlását csupán egy másik tény befolyásolná, az, hogy a Föld ellipszispályájának következtében napközben, naptávolban kisebb energiameennyiség érkezik bolygónkra, hiszen a sugárzás intenzitása négyzetesen függ a távolságtól.

A forgástengely ferdesége és változatlan iránya miatt azonban a Napból érkező sugárzás mennyisége földrajzi szélességenként évszakos változást mutat, és a besugárzás naponkénti időtartama is változik az évszakokkal. A Nap deklinációjának szabályos változása határozza meg a Nap zenitben delelésének helyét, vagyis földrajzi szélességét – ami a legerősebb sugárzás helyét jelenti – és az egyes szélességi körökön a napsugarak hajlásszögét, valamint a nappalok hosszát, ezzel együtt természetesen az egyes földrajzi szélességekre érkező évi összes sugárzási energiát és annak időbeli (évszakos) megoszlását is.

A Nap látszólagos napi és évi járásának két olyan sajátossága van, amely nem figyelhető meg valamennyi szélességen. Az egyik a Nap delelése zenitben, a másik pedig cirkumpoláris volta. A Nap kizárólag a két térítő között delelhet zenitben, viszont csakis a két sarkkör és a pólusok közötti területen figyelhető meg cirkumpolárisága. A térítő és a sarkkör közötti területen a Nap nem cirkumpoláris, s a zenitben sem delel. Tehát a Nap járásának e két fontos sajátossága alapján az egész Földtekét három övezetre lehet osztani: az Egyenlítő két oldalán a térítőkig a trópusi, a térítők és a sarkkörök között két mérsékelt, és a sarkkörökön túl két sarki övezetre. Ezek a szoláris éghajlati övek.



1.20. ábra. A szoláris éghajlati övek

Szoláris forró (trópusi) övezet:

- 90° -os delelés lehetséges:
- a térítőkön évente egyszer (június 22. december 22.)
- a térítők közötti területen évente kétszer

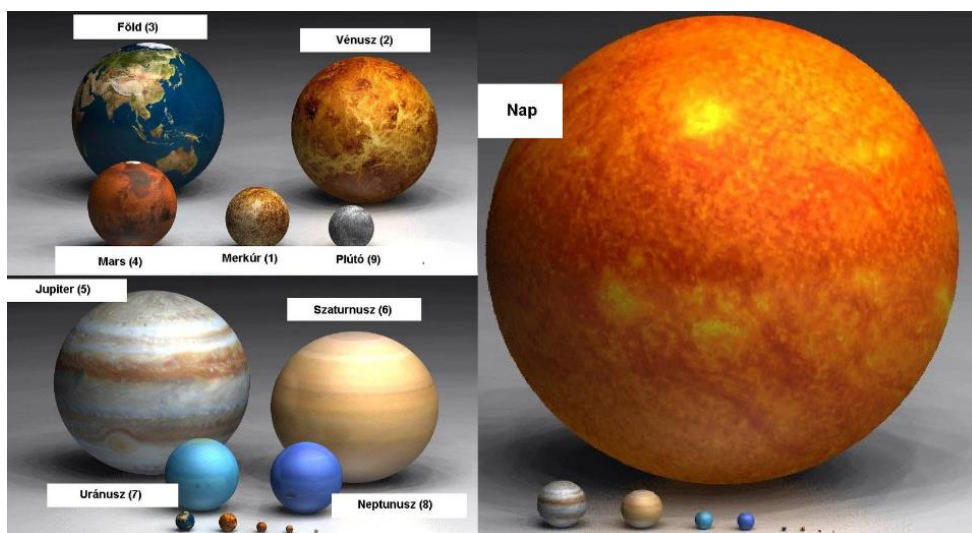
Szoláris hideg övezet:

- 0° -os beesési szög lehetséges:
- a sarkkörökön évente egyszer nem kel föl a Nap
- a sarkokon fél évig nem kel föl a Nap

Szoláris mérsékelt övezet:

- Nem lehetséges 90° -os beesési szög, de minden nap felkel a Nap

A Naprendszer. A Naprendszer legfontosabb égitestje a Nap. Tömege 750-szer nagyobb a Naprendszer többi égitestjének együttes tömegénél. A Naprendszer többi égitestjei méretben is eltörpülnek a Nap mellett (1.21. ábra). Így a Naprendszerben lejátszódó folyamatokat a Nap gravitációs tere és sugárzása „uralja”. Naprendszeren a Nap környezetének azt a tartományát értjük, amelyben a Nap gravitációs tere dominál. Ez a tér egy kb. 2×10^{13} km sugarú gömb. Ezen kívül már más csillagok gravitációs hatása „elnyomja” a Nap hatását.



1.21. ábra. A Nap és a bolygók méretarányai

A Naprendszerbe a következő égitesteket sorolják:

- a Nap,
- a 8 nagybolygó (Merkúr, Vénusz, Föld, Mars, Jupiter, Szaturnusz, Uránusz, Neptunusz) és 5 törpebolygó (Plútó, Ceres, Haumea, Makemake, Eris) – törpebolygók és azok mintegy 60 holdja,
- a kb. 100 000 kisbolygó,
- az üstökösök és meteorok,
- a bolygóközi (interplanetáris) anyag.

A nagybolygók, a kisbolygók, az üstökösök és a meteorok mind a Nap körül, Kepler törvényeinek megfelelően keringenek. A kilenc nagybolygó, a kisbolygók mind ugyanabban az irányban keringenek, és ugyanebben az irányban forog a Nap is. A holdak a bolygók körül – néhány kivételtől eltekintve – szintén ugyanebben az irányban keringenek. A Vénusz és az Uránusz kivételével ugyanilyen irányú a bolygók forgása is.

A Naprendszer vizsgálatakor használatos távolságegység a csillagászati egység (CsE vagy A. U.1). Ez megegyezik a Föld Nap körüli ellipszispályája fél nagytengelyének hosszával, amely a közepes Nap–Föld távolságot is jelenti. Ennek értéke: 149 600 000 km. Ezt a távolságot a fény 8 min és 19 s alatt futja be.

A tudósok csak a 20. században jöttek rá, hogy a Naprendszernek nem a Kuiper-övnél van vége, hanem az ún. Oort-felhőnél.

A Nap sugárzása a körülötte levő tartományt felmelegíti. A Föld távolságában minden egyes négyzetméterre másodpercenként 1,37 kJ sugárzási energia érkezik a Napból. Ezt nevezzük napállandónak, melynek értéke tehát: 1370 W/m². A Nap sugárzása az összes bolygók közül csak a Földön teszi lehetővé, hogy a víz hosszú időn keresztül folyékony halmazállapotban maradjon.

A Nap. A Nap, bár a Naprendszer legjelentősebb égitestje, mégis „csak” egy átlagcsillag. A többi csillag közül közelsége tünteti ki. A Nap az egyetlen olyan állócsillag, amely nem fénypontnak látszik távcsöveinkben. A Nap anyaga gáz halmazállapotú, plazma. (Plazmának nevezik az elektromos áramot jól vezető folyadékokat és gázokat.) Kémiai összetétele: kb. 80% hidrogén és 20% hélium. A többi elem legfeljebb nyomokban található benne. A Nap – lévén gáz halmazállapotú – nem merev testként forog, hanem differenciálisan rotál. Az egyenlítőhöz közeli tartományok nagyobb, a pólusokhoz közeleiek pedig kisebb szögsebességgel forognak. A Nap – mint említettük – gáz halmazállapotú égitest, ezért szigorú értelemben nincs felszíne. A szemünkbe érkező napsugárzás több mint 90%-a azonban a Napnak egy igen vékony rétegében keletkezik (reemittálódik). Ennek a rétegnek a vastagsága mindössze 400 km, ami elenyészően kevés a Nap másfélmillió kilométeres átmérőjéhez képest. Ezt a réteget fotoszférának nevezzük. A hőmérséklet itt kb. 6000 K (Kelvin). A fotoszféra legfeltűnőbb jelenségei a napfoltok. A napfoltok csak ritkán láthatók egymagukban, általában foltcsoportokba tömörülnek. A Nap foltokkal való fedettsége nem állandó, hanem időben

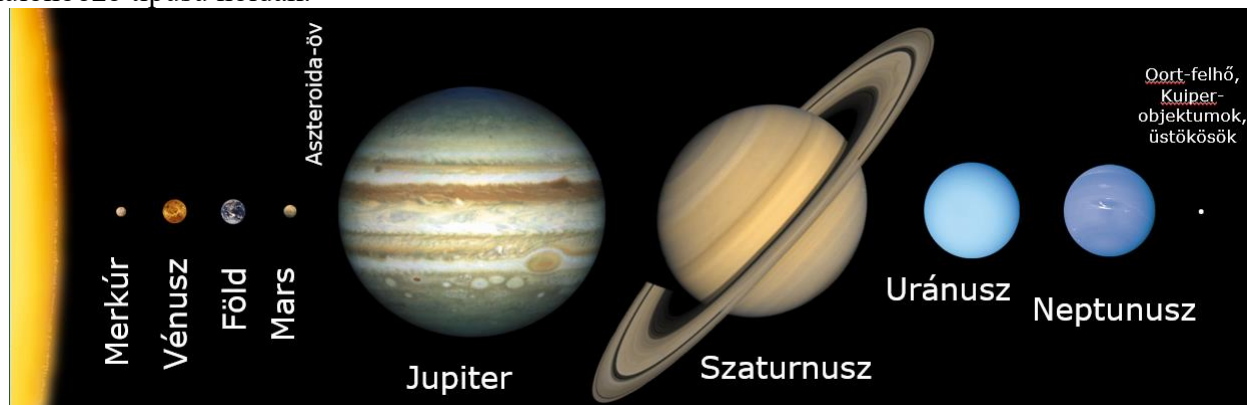
periodikusan változik: vannak napfoltminimumok és -maximumok. Két minimum között eltelt időt napfoltciklusnak nevezünk. A napfoltciklusok átlagos hossza 11,2 év.

A bolygók. A jelenleg ismert valamennyi bolygó a Naprendszer központi tartományában helyezkedik el, hiszen a legkülső Plútó is nem egészen 6 „fényóranyira” van a Naptól, míg a rendszer határai attól kb. 1 fényév távolságban húzódnak. Mint ismeretes, a bolygók mozgását Kepler törvényei írják le. Kiemelkedő közös vonás, hogy valamennyi bolygó direkt irányban kering. Valamennyi nagybolygónak szabad tengelyforgása van, de a rotáció periódusában az egyes bolygók között igen nagy eltérések mutatkoznak (10 órától 243 napig). A direkt (az északi pólus felől nézve az óramutató járásával ellentétes) forgási irány általános, de nem kivétel nélküli.

A bolygók általános tulajdonságaik alapján két, világosan elkülönülő csoportot alkotnak (1.22. ábra):

1. A Föld típusú vagy belső bolygók – Merkúr, Vénusz, Föld, Mars – a Naphoz viszonylag közel vannak (<2 CsE), ennek megfelelően a keringési idejük rövid. Közös vonásuk, hogy viszonylag kis tömegük relatíve nagy sűrűséggel (>3 g/cm³) párosul. Felépítésükben a nehéz elemeknek van döntő szerepe. Holdszegénységük is említésre méltó (a jelenleg ismert 66 holdból csupán 3 tartozik hozzájuk).

2. A Jupiter típusú vagy óriás bolygókra a külső bolygó elnevezés is találó, mert naptávolságuk tekintélyes (>5 CsE). Ennek következtében keringési idejük nagy, pálya menti sebességük pedig kicsi. Jóval nagyobb méretűek a Föld típusú bolygóknál. Bár sűrűségük a víz sűrűségével vethető össze (0,7–1,9 g/cm³), nagy átmérőjük következtében tömegük egy (a Jupiter és Szaturnusz esetében két) nagyságrenddel haladja meg a belső bolygókét. Megfigyelt és számított (modellezett) anyagi összetételük a könnyű elemek nagy gyakoriságára mutat. A Jupiter, Szaturnusz, Uránusz és Neptunusz több mint 60 holddal rendelkezik, s körülöttük valóságos „kis naprendszert” alkotnak a különböző típusú holdak.



1.22. ábra. A Naprendszer bolygói

A bolygók holdjai. A Nap nehézségi erőterében mozgó bolygók környezetében van egy, az illető bolygó tömegétől függő nagyságú térrész, amelyben a bolygó gravitációja uralkodik. A Föld esetében ez egy olyan gömb, amelynek sugara csaknem egymillió kilométer. Ezen a határon belül a bolygó arra kényszeríthet különböző nagyságú testeket, hogy azok kíséreként körülötte keringjenek. Ha ez megvalósul, akkor a bolygó és kísérője (vagy kísérői) egy egységes rendszert alkotnak, amelynek tagjai a rendszer közös tömegközéppontja körül mozognak. Ugyanakkor az egész rendszer részt vesz a Nap körüli mozgásban is. Ez a jelenség a Merkúr és a Vénusz kivételével minden nagybolygónál megvalósult. A jelenleg ismert 66 „mellékbolygó” két, élesen elváló nagyságrendi csoportot alkot. Az 1000 km-t lényegesen meghaladó sugarú, ún. nagyholdak és a többiek között mintegy 20-szoros tömegbeli különbség van. A nagyholdak közé a Jupiter Galilei által felfedezett 4 holdja (Io, Európé, Ganümedész, Kalliszto), a Szaturnusz és a Neptunusz egy-egy holdja (a Titán, illetve a Triton) és a mi Holdunk tartozik. A legkisebb „nagyhold”, az Európé tömege mintegy 21-szer nagyobb a sorrendben utána következő tömegénél. A bolygókhoz igen közel keringő kisméretű belső holdak általában feldarabolt törmelék égitestek, míg a távoli külső kísérek többsége utólagos

befogás után került a bolygó környezetébe. Jelenlegi ismereteink szerint a Naptól távolodva a holdakat felépítő anyagokban fokozatos változás tapasztalható. A belső bolygók holdjai (a Hold, valamint a Phobos és a Deimos) ún. közholdak, viszonylag nagy sűrűséggel. A Jupiter belső holdjai is főleg kőzetekből állnak, de több-kevesebb vízjég is található rajtuk (ill. bennük). A Jupiter többi holdjában már 1:1 arányú lehet a kőzet és a jég mennyisége, a Szaturnusz-holdak pedig főleg jégből épülnek fel (a jeges holdak sűrűsége 1 g/cm^3 körül van). A holdak felszínén is a becsapódásos eredetű formák uralkodnak. Ugyancsak általános holdi jellemvonás a légkör hiánya. E vonatkozásban is van azonban néhány kivétel. Elsősorban a Titán, amelynek több száz kilométer vastag atmoszférája nagyobb részben nitrogénből, kisebb részben metánból áll. Felszíni nyomása mintegy másfélszerese a földinek, hőmérséklete -180°C körül van. Ennek alapján e hold felszínén folyékony metánt sejtene.

A Hold. A Hold a Naprendszer hatodik legnagyobb „mellékbolygója”. Átmérője 3476 km, felülete 38 millió km^2 , tehát valamivel kisebb, mint Ázsia területe. Korongja a 384 000 km-es közepes földtávolság esetén majdnem pontosan akkorának látszik, mint a Nap ($31,5'$). Ellipszis alakú pályán haladva 354 000 km-re is megközelítheti a Földet (perigeum), de 404 000 km-re is eltávolodhat (apogeum). Pályaexcentricitása ezért elég nagy: 0,055.

Mivel anyagának átlagos sűrűsége ($3,34 \text{ g/cm}^3$) lényegesen elmarad a Földétől, tömege csak a Földtömeg 1,2%-át teszi ki (1/81 rész). Felszínén a nehézségi gyorsulás a földinek csupán hatoda.

A Hold a Föld körüli pályáját kereken 1 km/s sebességgel 27,3 nap alatt futja be. Ennek következtében a Földről nézve a Hold estéről estére más-más csillagokat takar el, s 27 nap alatt jut el újra ugyanahhoz a csillaghoz. Ezt nevezzük sziderikus keringési időnek vagy sziderikus hónapnak. Mivel a Hold direkt irányban kering, tehát a Föld forgásával megegyezően, ezért az égbolton a csillagoktól elmaradni látszik. Ez abban mutatkozik meg, hogy naponta mintegy 50 perccel később kel, és havi útvonala az égbolton nyugatról keletre tartó.

A Hold tengelyforgásának ideje megegyezik a sziderikus keringési idővel. Ezt a jelenséget kötött tengelyforgásnak nevezzük. Legnyilvánvalóbb következménye, hogy kísérőnk mindig ugyanazt az oldalát fordítja a Föld felé. A Földről tehát elvileg csak a Hold felszínének fele tanulmányozható (valójában a felszínének 59%-a). A Hold kötött tengelyforgása a Földre vonatkoztatva áll fenn, tehát a Naphoz képest nem. Ezért rajta a nappalok és az éjszakák váltakoznak. Egy holdi nap (a Nap két delelése közt eltelt idő) valamivel hosszabb, mint a sziderikus hónap. Ennek az az oka, hogy miközben a Hold egyszer megkerüli a Földet, a Földdel együtt annak Nap körüli pályáján is előrehalad. A Nap ismételt deleléséhez ezért még egy kis pluszfordulatra van szükség. Ez kb. 2 napnyi időt jelent, s így egy holdi nap 29,5 földi nappal egyenlő hosszúságú. Ez a szinodikus keringési idő. A nappalok és éjszakák időtartama a Holdon eszerint kereken 15–15 földi napnak felel meg.

A Hold fényváltozásai (holdfázisok). A holdkorong formájának 29,5 napos periódusú változása ösidők óta megfigyelt jelenség. Mivel nagyon könnyen észlelhető, s ismétlődéséhez nincs túl hosszú időre szükség, számos népnél az időszámítás legfontosabb bázisa lett. E 29 és fél napos periódusban a telt holdkorong fokozatosan „C” betű formájú vékony sarlóvá fogy (csökken), majd eltűnik. Később nagy „D” alakúra „dagadó” sarlója válik láthatóvá, mely lassan a teljes koronggá nő. A Hold ilyen egyhónapos szakaszosságú fényváltozásai az égitestnek Föld körüli keringése során a Naphoz képest elfoglalt változó helyzetéből adódnak. Ha a Hold a Nap és a Föld között helyezkedik el, akkor felénk néző része árnyékban van, tehát nem látható (újhold). Oppozíció esetén viszont a Föld felé forduló teljes holdkorongot megvilágítja a Nap (holdtölte). Amikor a Hold 90° -ra áll a Naptól, a Földről csak fél tányérja látható. Ha ez növekvő hold esetén következik be, akkor első negyedről, ha fogyó holdnál, akkor utolsó negyedről beszélünk. Az egyes holdfázisok és a Hold napi járásának kapcsolatát az 1.1. táblázat mutatja.

1.1. táblázat: A Holdfázisok

A Hold	kel	delel	nyugszik	láthatósága
újholdkor	a Nappal együtt	délen	a Nappal együtt	nem látszik
első negyedben	délben	napnyugtakor	éjfélkor	
holdtöltekor	napnyugtakor	éjfélkor	napkeltekor	
utolsó negyedben	éjfélkor	napkeltekor	délben	

Újhold körüli napokban, amikor a Hold keskeny sarló formájú, halványan az egész holdkorong is kivehető. Ez a jelenség a hamuszürke fény, amit a Föld megvilágított részéről a Holdra visszaverődő napfény okoz. A hamuszürke fényt használták fel a Föld albedójának meghatározására. Bár igen halványnak tűnő fényjelenség ez, a mérések szerint a hamuszürke fényben sejthető holdtányér összfényessége meghaladja a legfényesebb csillag, a Szíriusz fényességét.

Mivel a Holdnak nincs saját fénye, a bolygókhoz hasonlóan a Napról visszavert fénnel világít. Községe miatt látszik az égbolton a Nap utáni legfényesebb égitestnek. Látszó fényessége a holdfázisok szerint erősen igazodik.

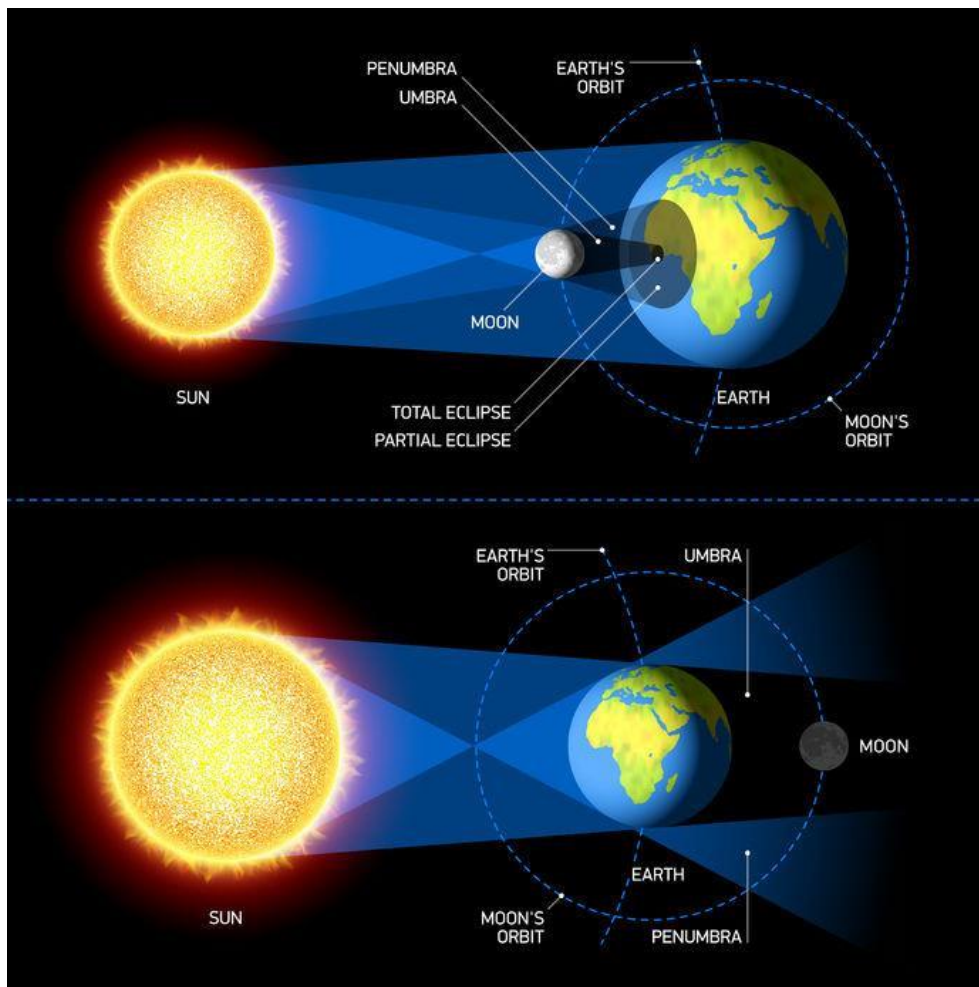
A Hold az egyetlen olyan égitest (a Földön kívül), amelyre az ember személyesen is eljutott (első alkalommal az Apolló-program keretében Neil Armstrong és Edwin Aldrin, 1969. július 20.).

A fogyatkozások. Fogyatkozáson szűkebb értelemben a Nap, a Föld és a Hold olyan kölcsönös helyzetét értjük, amikor vagy a Hold takarja el a Napot, vagy a Föld árnyéka vetődik rá a Holdra. Az előbbi napfogyatkozásnak, az utóbbit holdfogyatkozásnak nevezzük. Az a véletlen, hogy a Nap és a Hold szinte ugyanolyan átmérőjűnek látszik az égen, a napfogyatkozásokat különösen érdekessé teszi.

Az előzőekből világos, hogy nap- vagy holdfogyatkozás akkor következik be, amikor a Nap, a Föld és a Hold csaknem egy egyenesbe kerül. Mivel a Föld Nap körüli keringésének síkja és a Hold Föld körüli keringésének a síkja nem esik egybe, nem minden újholdkor van napfogyatkozás, és nem minden teleholdkor holdfogyatkozás. A nap- vagy holdfogyatkozás bekövetkezésének feltétele, hogy a Hold újholdkor vagy teleholdkor elég közel legyen a Földpálya síkjához. Így évenként csak egy-két napfogyatkozás, illetve holdfogyatkozás figyelhető meg.

Napfogyatkozás alkalmával (1.23. ábra) a Hold a Föld és a Nap közé kerül. Abban az esetben, amikor napfogyatkozáskor a Hold az átlagosnál közelebb van a Földhöz, a Hold árnyékkúpja metszi a Földet. A metszésponton belül teljes napfogyatkozást lehet megfigyelni. A Hold mozgása miatt a teljes fogyatkozás sávja végigvonul a Föld felszínének egy részén, így egy helyen a teljes fogyatkozás csak néhány percig tart. A teljes napfogyatkozás zónájának szélessége kisebb, mint 250 km. Ezen az övön kívül részleges napfogyatkozás figyelhető meg egy néhány ezer kilométer szélességű zónában. Itt a Hold csak a Nap egy részét takarja el. Ha a Hold az átlagosnál távolabb van a Földtől, akkor a Hold árnyékkúpjának csúcsa nem éri el a Föld felszínét. Ilyenkor a Napból egy gyűrűt látunk. Ezt nevezzük gyűrűs napfogyatkozásnak.

A teljes napfogyatkozás bekövetkezésének pillanatában hirtelen sötét lesz, láthatóvá válik a Nap kromoszférája és koronája, továbbá a fényesebb csillagokat is megfigyelhetjük. Magyarország területén legközelebb 1999-ben lesz teljes napfogyatkozás.



1.23. ábra. Részleges és teljes nap- és holdfogyatkozás

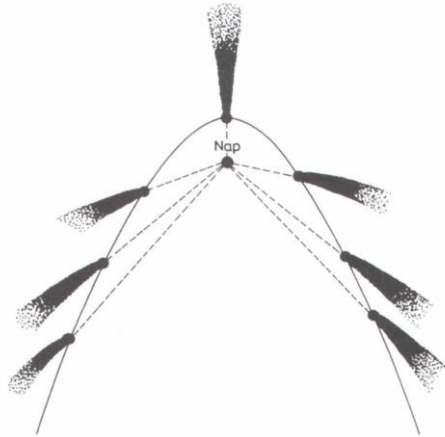
Holdfogyatkozásakor a Hold bekerül a Föld árnyékkúpjába (19. ábra). Ilyenkor a Holdokon levő megfigyelő számára következik be napfogyatkozás. A Föld a fogyatkozás elején csak részben takarja el a Napot, vagy más szavakkal kifejezve: a Hold a félárnyékba kerül. Ahogyan közeledik a Hold a teljes árnyék kúpjához, egyre kevesebb napfény éri, és amikor behatol a teljes árnyék kúpjába, majdnem teljesen elsötétedik, sötétvörös színűnek látszik. Ezt nevezzük teljes holdfogyatkozásnak. A Hold azért nem sötétedik el teljesen, mert a Föld légkörében megtörő fény kismértékben megvilágítja. A Hold színe teljes fogyatkozásakor azért látszik sötétvörösnek, mert a Föld légköre a napsugárzás fehér fényének kék színű összetevőjét szétszórja, és csak a vörös színűt engedi át. Félárnyékos holdfogyatkozás akkor keletkezik, ha a Hold csak a félárnyékba hatol be. Részleges holdfogyatkozás akkor következik be, ha a Hold csak részben hatol bele a teljes árnyék kúpjába. Teljes holdfogyatkozás esetén a Föld teljes árnyékkúpján keresztülhalad a Hold.

Az üstökösök. Az üstökös három fő részből áll. Tömege csaknem teljesen a magban összpontosul. A magot egy ködszerű, ritka gázburok és poranyag veszi körül. Ez az üstök vagy kóma, amit a maggal együtt az üstökös fejének is hívnak. A fejből kilövelt gázsugarak (és por) képezik a hosszú csóvát.

Az üstökösök döntően a Nap tömegvonzása által meghatározott módon mozognak. Többségük a parabolától alig különböző, erősen excentrikus ellipszis alakú pályán halad. Napközelpontban esetleg 1 CsE-nyire is megközelítik a Napot, aféliumban viszont jelentős részük a Plútónál is jóval messzebbre kerül.

Az üstökösök valószínűleg a Naprendszer határvidékén (kb. 1–1,5 fényévnnyire) fekvő, már említett üstökösövezetből (Oort-felhőből) származnak. Magjaik itt keringenek. Mivel ebben a térségben már a szomszédos csillagok gravitációja is elég erősen érvényesül, könnyen megtörténhet, hogy egy-egy keringő tömeg kilendül pályájáról, és a Naprendszer belső térsége felé veszi útját.

Hosszú útjának csak utolsó szakaszán jut olyan közel a Naphoz, hogy megindul a mag anyagának szublimációja s így a kóma- és csóvaképződés. A Naptól távolodva ez a folyamat ismét megszűnik, és csak az újabb visszatérés alkalmával kezdődik újra (1.24. ábra). Ez mindenesetre azt jelenti, hogy az üstökös minden egyes visszatérése alkalmával veszít anyagából. A veszteség főleg az illó anyagot érinti, s így a mag egy idő után már por és kődarabok halmazává zsugorodik. Az üstökös egy szokatlan pályán mozgó kisbolygóhoz lesz hasonló. A pusztulás másik módja a felbomlás és a széthullás. Ez történt 1846-ban a Biela-üstökössel, 1965-ben az Ikeya-Szeki-vel. Magja apró meteorok sokaságára hullott szét. A Shoemaker–Levy viszont a Földről is megfigyelhető felvillanások közepette 1994-ben a Jupiternek ütközött.



1.24. ábra. Az üstökösök csóvainak helyzete a pálya perihéliumhoz közeli szakaszán

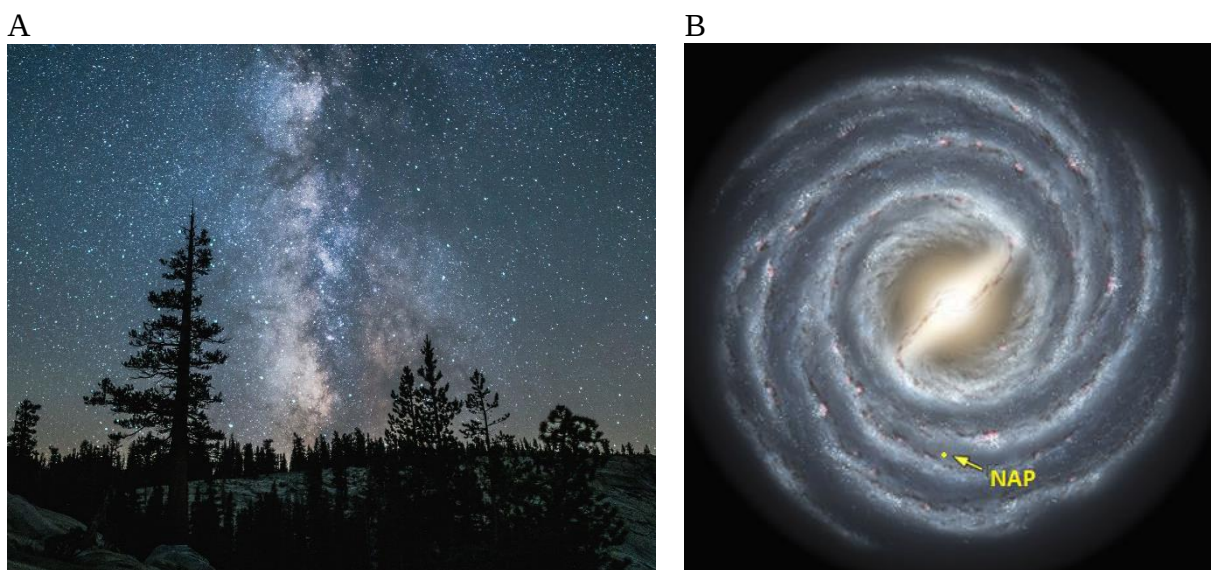
A meteorok. Derült augusztusi éjszakákon igen gyakran tűnik fel a hullócsillagok felvillanó vonala az égbolton. A „csillaghullás” tüneménye általánosan ismert égbolti jelenség. Mégis csak a XVIII. század végén vált elfogadottá, hogy ilyenkor a Naprendszer térségeiben mozgó kozmikus testek (ívben keringő kő vagy homokdarab, ez a meteoroid) jutnak be a Föld légkörébe. A meteoroidok pályája gyakran keresztezheti a Föld pályáját, s ilyenkor találkozhatnak a Földdel és belépnek a légkörbe. Ezek a meteorok. A Földhöz átlag 46–65 km/s sebességgel közeledő meteor a légkörbe érve egyre több molekulával ütközik. Emiatt fokozatosan lefékeződik, mozgási energiája hő- és részben (a felizzás következtében) fényenergiává alakul. A meteorok jelentős része a légkörön való áthaladás közben elhamvad (elpárolog). Sok azonban a Föld felszínét is eléri. Legújabb számítások szerint a naponta Földre jutó meteorok összömege néhány ezer tonna nagyságrendű. A Földre hullott meteort meteoritnak hívjuk (1.25. ábra). A Földre csapódó meteordarabok leérkezésük helyén kisebb-nagyobb gödröket mélyítenek a felszínbe. A robbanás következményeként jelentékeny méretű meteorkráter képződik.



1.25. ábra. 1866. június 9-én Kárpátalja területén becsapódott meteorit, Knyahinya (Csillagfalva) közelében. Jelenleg legnagyobb darabja a Bécsi Természettörténeti Múzeumban látható

A bolygóközi anyag. A bolygóközi anyagot részben poranyag, részben gáz alkotja. A por komponens főleg üstökösök szétszóródásából, kisbolygók feldarabolódásából származik. A gáz anyaga elsősorban a Napból jön a szoláris széllel, de a bolygóléggörök és üstököscsóvák megszökő gázai, sőt a kozmikus sugárzással érkező részecskék is csatlakoznak hozzá.

A Tejútrendszer. Mint tudjuk, Napunk bolygórendszerével együtt egy nagyobb rendszernek, a Tejútrendszernek, más néven a Galaxisnak a tagja. A Naprendszer a Nap gravitációja által egyben tartott bolygórendszer, része a Tejútrendszer milliárd csillagrendszerének, amely galaxisunk Orion spirálkarjának nagyjából a felénél, a galaxis közepe és pereme között is hozzávetőleg félúton helyezkedik el. A Tejútrendszer forgása következtében Napunk 250 km/s sebességgel mozog, úgyhogy 250 millió év alatt tesz meg egy teljes kört a centrum körül. Az éggömbön végighúzódo Tejút a Tejútrendszer nyomvonala az égen. A legszélesebbnek a Nyilas csillagkép irányában látszik, erre van a Tejútrendszer centruma. Ezzel ellentétes irányban a Tejút a leghalványabb. A Tejútrendszerben 200-400 milliárd csillag található. Átmérője (97 800 fényév, azaz $9,5 \times 10^{17}$ kilométer). Vizsgálatát megnehezíti, hogy belülről látjuk (1.26. ábra)!



1.26. ábra. A Tejútrendszer belülről (A) és kívülről (B), utóbbi csak elméleti kép

A csillagok jellemzői. A csillag olyan égitest, amely nukleáris energiát termel, így saját fénnel rendelkezik, szemben a bolygókkal, amelyek központi csillaguk fényét verik vissza, és elenyésző saját sugárzást bocsátanak ki. A csillagok fényesség, felületi hőmérséklet, szín, színekép, átmérő és tömeg alapján különböző csoportokba sorolhatók. Mint már említettük, Naprendszerünk egy nagyobb, 1011 csillagból álló csillagrendszernek, a Tejútrendszernek a tagja. A Tejútrendszeren belül azonban kisebb csillagrendszerek is léteznek. Ilyenek pl. a kettős csillagok olyan két csillagból álló rendszerek, amelyek dinamikailag közös rendszert alkotnak, és a kölcsönös gravitációs vonzás következtében a közös tömegpont körül keringenek, vagy a gömbhalmazok.

A csillagtérképek és csillagképek. Szabad szemmel kb. 3000 csillagot láthatunk a teljes égbolton, de már csupán egy közepes távcsővel szemlélve az eget, számuk felmegy 100000-re. A legnagyobb teleszkópokkal pedig több milliárd objektum észlelhető. Közöttük az eligazodás nem könnyű, s ahogyan a földfelszínen, úgy az égbolton is a tájékozódást, a csillagok, s más égi objektumok feltalálását, azonosítását térképek szolgálják. A csillagtérképek a csillagoknak az éggömbre vetített szférikus helyét mutatják meg, oly módon, hogy valamilyen – legtöbbször szögtartó síkvetületre leképezett – vetületen ábrázolják azokat deklinációjuk és rektaszencenziójuk szerint.

Az égbolton látható több ezer csillag azonosítása, leírása, a közöttük történő eligazodás már korán szükségessé tette csoportosításukat és elnevezésüket. A csillagok csoportosulásai a fantáziadús asztronómusokat különböző élőlényekre, tárgyakra, mitológiai történetekre emlékeztették, így a

csillagképeket (konstellációkat) ezekről nevezték el (1.27. ábra). A csillagképek határait, tartalmát is többször átalakították az idők folyamán. A csillagkép csillagai közel azonos látóirányba esnek, de tőlünk és egymástól a legkülönbözőbb távolságban lehetnek. Ma – az európai tudomány hagyományainak megfelelően – a csillagképeknek a görög és latin nevük használatos, de magyar nevük is van. Ma az égbolton 88 csillagképet tartunk számon, amelyből az éggömbön elfoglalt helyük szerint 26 darab északi, 17 darab egyenlítői és 45 darab déli.



1.27. ábra. A nyári égbolt jellemző csillagképei Beregszász felett (Lant, a Hattyú és a Sas csillagkép és azok legfényesebb csillagai által alkotott Nagy Nyári Háromszög)

A csillagközi anyag. A Tejútrendszer tömegének kb. 5%-a diffúz csillagközi (intersztelláris) anyag formájában van jelen. Ez az anyag igen ritka, sűrűsége átlagosan mindössze 1 atom köbcentiméterenként. Hőmérséklete általában 10 K körül van. A csillagközi anyag két fő összetevőből áll: gázból és porból. A csillagközi gáz 99%-ban H- és He- atomokból áll. A H és He aránya 85:15. A „maradék” 1%-ban az atomos O, Na, N, C, Fe, Mg, Si a további gyakorisági sorrend. A csillagközi gázban molekulákat is ki lehet mutatni. A leggyakoribb molekulák a H₂O és az OH, de bonyolult szerves molekulák is vannak, mint például az etil-alkohol és a szőlőcukor-molekula.

A Tejútrendszer magja. A Tejútrendszer geometriai középpontjában egy rendkívül érdekes objektum helyezkedik el: a mag. Tömege kb. 100 millió naptömegnyi, és úgy tűnik, hogy egy hatalmas méretű szupercsillag alkotja. Tanulmányozása rendkívül nehéz, mert a Tejútrendszer centrumának irányában a sötét ködök eltakarják előlünk a kilátást és így a magot is.

Az extragalaxisok. A mi Tejútrendszerünk egy kisebb galaxiscsoportosulásnak a tagja. Ez azonban nem galaxishalmaz, ezért lokális rendszernek nevezzük. Ebbe a rendszerbe mintegy két tucat extragalaxis tartozik, köztük a Tejútrendszer és az Androméda-galaxis is. Az extragalaxisok egy része nagyobb rendszerekbe tömörül: ezek a galaxishalmazok. A Virgo (Szűz) csillagképben lévő galaxishalmaz irányába beállítva a távcsövet, az extragalaxisok tömegét figyelhetjük meg.

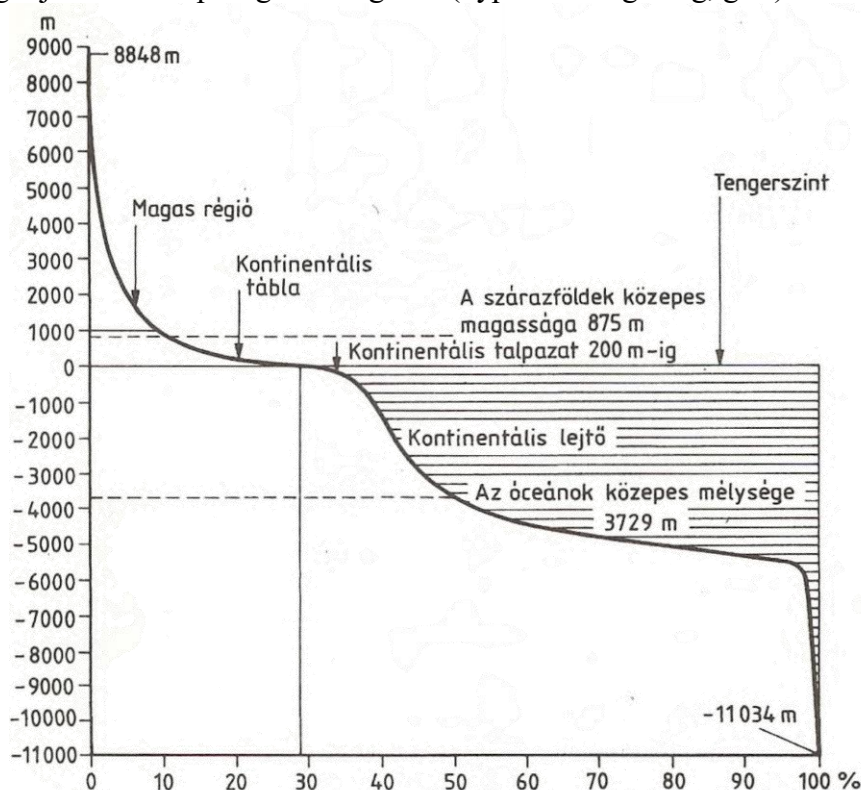
A világegyetem. A világegyetem (latinosan univerzum), minden létező összességét jelenti. Jelenlegi ismereteink – a Planck műhold méréseinek 2015-ben közzétett eredményei – szerint a világegyetem kora 13,8 milliárd év. Az egyik legtávolabbi ténylegesen megfigyelt objektum az UDFj-39546284 galaxis. A világegyetemben a becslések szerint 100-800 milliárd galaxis található.

Az úgynevezett multiverzum-elméletek szerint több különálló világegyetem létezik, az ilyen elméletekben a „világegyetem” szó tehát nem minden létező összességét jelenti.

2. A FÖLD FEJLŐDÉSE ÉS SZERKEZETE (Geológia, geomorfológia: endogén erők hatásai)

A földfelszín vízszintes és függőleges tagozódása. A Föld felülete 510 millió km². Ebből 149 millió km² (29%) a szárazulatok együttes kiterjedése, az óceánoké és a tengereké 361 millió km² (71%). A jégtaakarók és a gleccserek jelenleg 14,9 millió km² területet borítanak, a földfelszínnek tehát csak 3%-át (2.1. ábra).

A földfelszínnek két egymástól határozottan elkülönülő morfológiai szintje van. Az egyik a 0 és 1000 m tszf.-i magasság között elterülő kontinentális tábla és az azt körülvevő 0-200 m mélységben fekvő kontinentális talpazat (a kontinentális self), amelyet sekély tenger borít. A másik szint a mélytengerek 3000-6000 m mélység közötti fenékszintje. A mélytengeri árkokra és az igazi magashegységekre a földfelszínnek alig néhány százaléka jut. A földfelszín magassági viszonyait sematikusn foglalja össze a hipszografikus görbe (hypsos = magasság, gör.).



2.1. ábra: A Föld hipszografikus görbéje

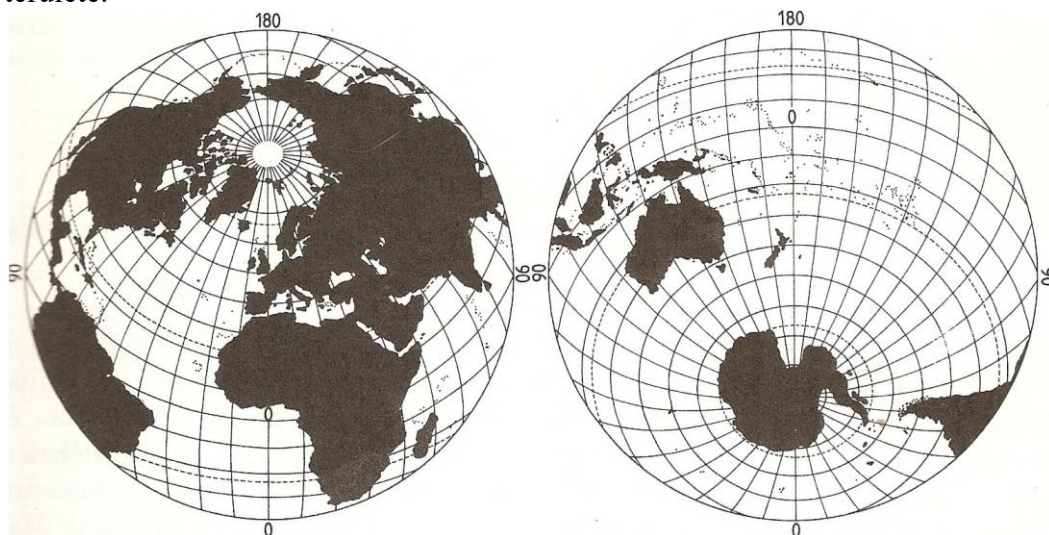
A görbét tartalmazó diagram alapja a földfelszín felületével arányos. A vonal hosszának 1%-a 5,1 millió km²-nek felel meg. A hipszografikus görbe alapján a földfelszínt a következő szintekre oszthatjuk:

- 8% (40 millió km²): +1000 m tszf.-i magasság felett fekvő területek,
- 27% (137 millió km²): +1000 m és -200 m között, kontinentális tábla és kontinentális talpazat,
- 11% (55 millió km²): -200 m és -3000 m között kontinentális lejtő,
- 53% (274 millió km²): -3000 m és -6000 m között mélytengeri fenékszint,
- < 1 % (4 millió km²): -6000 m alatt mélytengeri árkok.

A szárazföldek közepes magassága 875 m, az óceánok közepes mélysége 3729 m. A Föld legmagasabb kiemelkedése és a kontinensek legmélyebb pontja között majdnem 10 km a szintkülönbség. A Föld legmagasabb pontja (Mt. Everest 8848 m), a Mariana-árok (-11 034 m) legmélyebb részeinél majdnem 20 km-rel fekszik magasabban. A szárazföldek legjelentősebb mélyedései: a Holt-tenger a Jordán-árokban (a víz szintje ott -405 m, az árok fenékszintje -798 m), a Tanganyika-tó víztükre 773 m a tsz. felett, talppontja -662 m mélységet ér el. A Föld legnagyobb

mélyedésének, a Kaszpi-tengernek az egyre alacsonyodó vízfelülete 28 m-en húzódik, és a tengerfenék legmélyebb pontjai –995 m-en fekszenek.

A Föld egyes szélességi öveiben a szárazföldek és a tengerek eloszlásának nagyon változó az aránya (2.2. ábra). A szárazföldek 70,5%-a, 100,5 millió km² az északi féltekére esik, és csak 29,5%, 48,5 millió km² jut a délre. Ha a Földet egy legnagyobb körrel úgy osztjuk ketté, hogy az egyik félgömbre a lehető legtöbb, a másikra pedig a legkevesebb szárazföld jusson, akkor az ún. tengeri és szárazföldi féltekét kapjuk. A szárazföldi féltekén 125 millió km² száraz föld terül el. Ez még így is mindössze 49%-a a félteke egész felületének. A tengeri féltekén csak 24 millió km² a szárazföldek együttes területe.

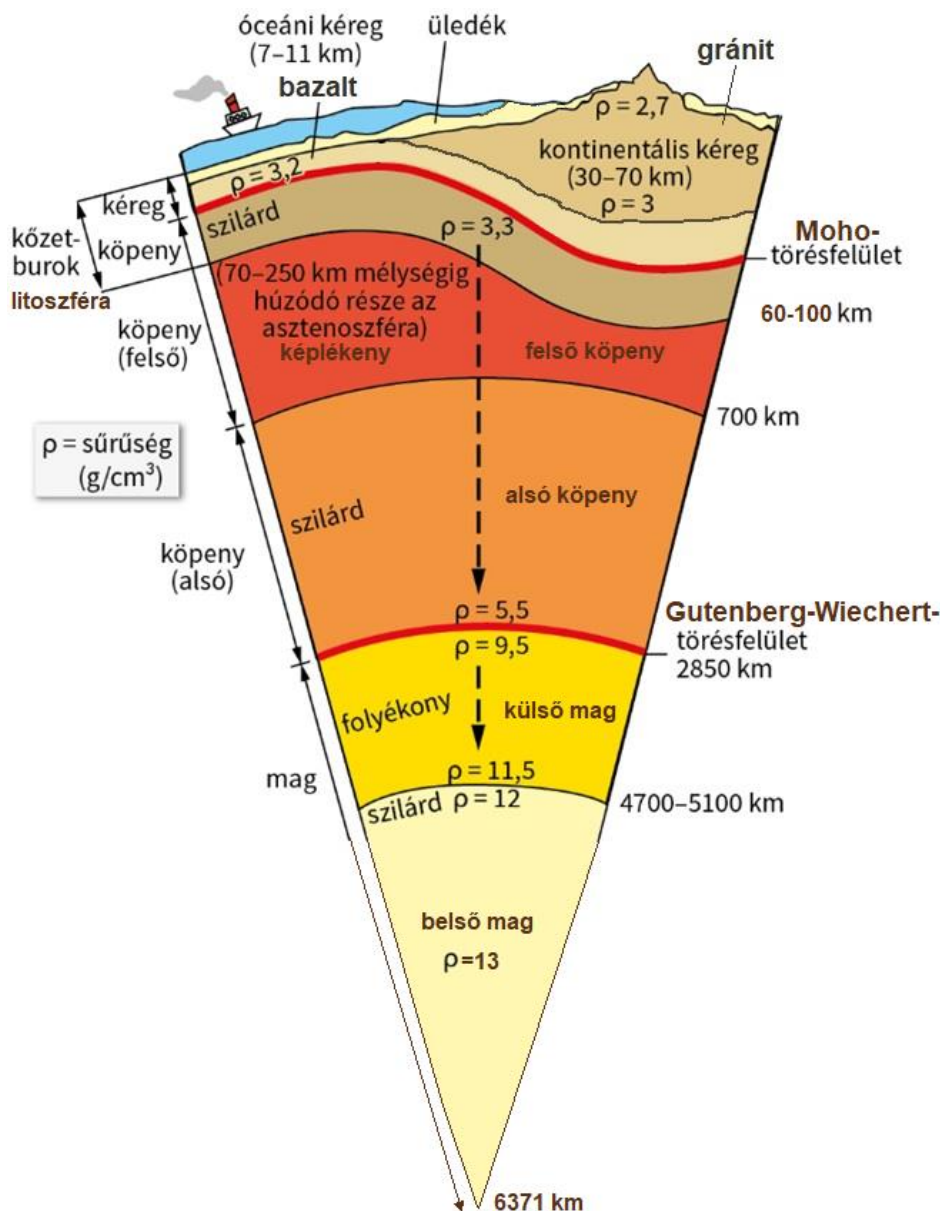


2.2. ábra: A szárazföldi és tengeri félteke

A szárazföldek és tengerek érintkezési vonala, a partvonal nagyon változatos futású. Lehet egyenes, tagoltabb és erősen csipkézett is. Az óceánokból, tengerekből különböző alakú és méretű öblök, esetleg beltengerek ékelődnek be a szárazföldekbe.

A szárazföldekről pedig félszigetek nyomulnak be a tengerekbe, és különösen a jég súrolta tájakon rengeteg sziget tarkazza a part menti területeket. Ezek együttesen alkotják a parttagoltságot, illetve az egyes világrészek horizontális tagozottságát. A világtérkép egyszerű szemléletéből megállapíthatjuk, hogy Észak-Amerikának és Európának erősebben, Dél-Amerikának és Afrikának viszont gyengén tagolt a partvonala. Különösen feltűnő a part tagolatlan volta Afrikában.

A Föld szilárd kéreg és belső szerkezete. A Földet szilárd kéreg övezi. Ez a földrajzi burok alapja. A kontinentális és az óceáni kéreg az alatta fekvő felső köpeny egy vékony rétegével együttesen alkotja a litoszférát (lithosz = kőzet, gör.) (2.3. ábra). Ennek vastagsága 60-100 km között változik. A földkérget a földköpenytől az átlagosan 30–40 km mélységben található Mohorovičić-felület (vagy Moho-felület) választja el. A litoszféra a kontinensek alatt általában vastagabb, mint az óceáni kéreg alatt. A földköpenynek a kéreghez csatlakozó legfelső része lényegesen merevebb, mint az alatta fekvő 150-250 km vastag asztenoszféra (az ún. csökkent sebesség öve), amelyben a földrengéseknél mind a longitudinális (P), mind a transzverzális (S) hullámoknak számottevően csökken a terjedési sebessége. Ebből a tényből egyértelműen arra következtetnek, hogy az asztenoszféra anyaga képlékeny. A későbbiekben látni fogjuk, hogy ennek a kevésbé merev övezetnek nagy a jelentősége a litoszféralemezek mozgásánál.

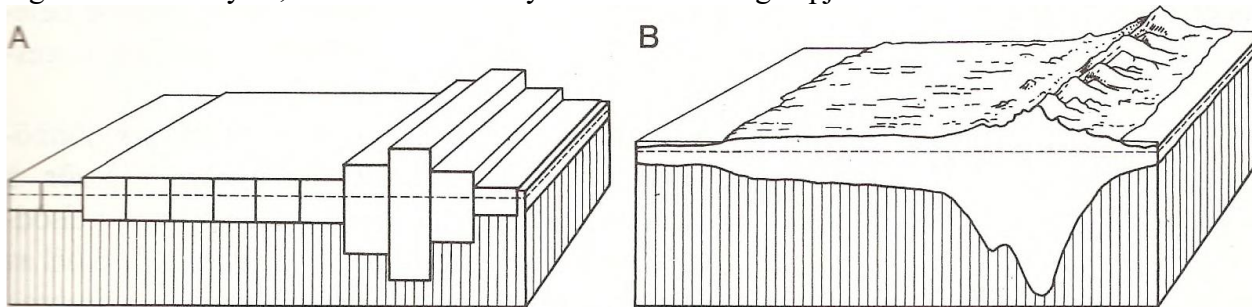


2.3. ábra: A Föld belsejének szerkezete jelenlegi ismereteink szerint

A kontinentális kéreg viszonylag könnyű, túlnyomóan SiO_2 -ben gazdag, tehát savanyú kőzetekből (gránitból, granodioritból, gneiszből) és az azt betakaró üledékes rétegből épül fel. A növekvő mélységgel bázikus (SiO_2 -ben szegény), a gabbrók családjába tartozó kőzetek veszik át az uralmat. A kontinentális kéreg sűrűsége átlagosan $2,7-2,8 \text{ g/cm}^3$, átlagban 30-40 km vastag, a nagy lánchegységek alatt viszont akár 60-80 km-t is elérhet a vastagsága. A selfővezeten túl a kéreg hirtelen vékonyabbá válik. Az óceánok alatt általában 5-8 km a vastagsága. Az óceáni kéreg anyagát bázikus kőzetek, bazaltok és gabbrók alkotják, valamint az azt betakaró üledékes rétegből épül fel. A bazaltos réteg sűrűsége kb. $3,0-3,2 \text{ g/cm}^3$. A köpeny felső részét valószínűleg ultrabázikus kőzetek (peridotitok) építhetik fel. Sűrűségük $3,2-3,3 \text{ g/cm}^3$ lehet. Tehát a kontinentális kéreg szerkezetileg egy bazaltos, egy gránitos és egy üledékes rétegből, az óceáni kéreg egy bazaltos és egy üledékes rétegből tevődik össze.

A köpeny plasztikus volta miatt a litoszféra mintegy úszik a köpenyen, mégpedig az Airy, G. E. angol csillagász (1855) által kidolgozott modell szerint. Airy megállapította, hogy a tengereken a jéghegyek annál jobban kiemelkednek a vízből, minél vastagabbak. Ebből arra következtetett, hogy a hegységek a sziálos kéreg ($\text{Si} + \text{Al}$) kivastagodásai. Szerinte a vastagabb, kisebb fajsúlyú kontinentális tömbök úgy úsznak a szimában ($\text{Si} + \text{Mg}$), mint a jéghegyek a vízben (2.4. ábra). Az előbbiekkal a nagyobb sűrűségű kőzetekből álló vékonyabb mélytengeri medencefenék egyensúlyt

tud tartani. A litoszféra és a köpeny közötti egyensúlyi állapot az izosztázia. A két közeg közötti egyensúlyi állapot a Föld nagyon sok helyén nincs meg. Egyes területek napjainkban is állandóan emelkednek, mások pedig süllyednek. Az izosztatikus mozgásokra a legjobb példát Skandinávia és a Kanadai-pajzs nyújtja. A negyedidőszak nagy eljegesedései idején mindkét területet vastag jégpáncél fedte. Ennek nagy súlya a kérget leterhelte, és lefelé nyomta a köpenybe. A jég elolvadása után megváltozott a helyzet, és a korábban süllyedő felületek még napjainkban is emelkednek.



2.4. ábra: A) A kontinentális tömbök úgy úsznak a szimában, mint a jéghegyek a vízben
B) Airy szerint a hegységek a szialos kéreg kivastagodásai

Bár a Föld belsejébe közvetlenül nem hatolhatunk be, de közvetett úton értékes adatokat lehet szerezni a belső szerkezetéről és anyagának fizikai tulajdonságairól. A földfelszínen észlelhető gravitációs gyorsulás értékéből pl. meghatározták a Föld teljes tömegét. A teljes tömeg és a térfogat hányadosa pedig megadja a Föld átlagos sűrűségét. Ennek értéke $5,514 \text{ g/cm}^3$. Az előbbieken láttuk azt, hogy a kéreg anyagának ennél lényegesen alacsonyabb a sűrűsége. Ha pedig ez így van, akkor egészen nyilvánvaló, hogy a Föld belsejében nagy sűrűségű anyagoknak kell lenni, mert ha ez nem így volna, az egész Föld átlagára nem kaphatnánk $5,514 \text{ g/cm}^3$ -es értéket.

A Föld felszínére minden nap igen sok meteorit érkezik. Ezek között gyakran akad olyan, amelyiknek nikkell és vas az anyaga. Ennek alapján joggal feltételezték a kutatók már régebben is azt, hogy ha a bolygóközi térben ilyen nagy fajtsúlyú anyagok léteznek, a Föld belsejében is nagyobb tömegben kell lenni nehézfémeknek (nikkelnek és vasnak).

A Föld belsejének tulajdonságairól a szeizmológusok a földrengéshullámok értékelése során értékes adatokat tudtak meg. Jelenlegi ismereteink, szerint a Föld belsejét az alábbi övekre lehet osztani. Legkívül a Föld sugarához viszonyítva nagyon vékony szilárd kéreg helyezkedik el. Ezt követi a 2900 km mélységig terjedő köpeny, amelyet felső és alsó köpenyre tagolnak. A köpeny anyaga az asztenoszféra nem számítva szilárd halmazállapotú. A földrengéshullámok haladási sebessége 400 km-től befelé haladva felgyorsul, ami arra utal, hogy az anyag sűrűbbé válik. Úgy vélik, hogy a csökkent sebesség öve alatt a köpeny szilikátos anyagokból épül, ezekben azonban egyre nagyobb a nehézfémek részaránya. A 2900 km mélységben kezdődő éles határú külső mag folyadékszerűen viselkedik, a belső mag viszont ismét szilárd.

A Föld belsejének hőmérséklete. A Föld belső részeinek hőmérsékletére a fizikusok, geokémikusok elméleti számításaiból következtethetünk. Közvetlen tapasztalataink csak mintegy 12-13 km mélységig vannak. A szárazföld felszíne néhány méter mélységig évszakosan változtatja hőmérsékletét. A mi szélességünkön a hasonló éghajlati viszonyoknál kb. 20 m mélységben megszűnik a hőmérséklet évszakos ingadozása. Itt a hőmérséklet egyenlő az illető hely évi középhőmérsékletével. Lejjebb haladva, a fúrásokban, bányákban növekszik a hőmérséklet. A növekedés ütemét a geofizikusok a geotermikus gradienssel adják meg. A geotermikus gradiens világátlaga $0,03^\circ\text{C}/\text{méter}$, ami azt jelenti, hogy a hőmérséklet 100 méterenként általában 3°C -kal növekszik. Ilyen gradiens esetén egy 5000 m mélységre hatoló fúrás talppontján 150°C a hőmérséklet.

A geotermikus gradiens mérésekor az említett átlagtól lényegesen eltérő értékeket is kaptak. A budai hévforrások vonalán pl. 12-15, a Dunántúlon 20-22, Thira-(Santorin) szigetén 7, a Vezúvnál 5-8, a Felső-tótól nyugatra levő vasbányáknál 68, a Dél-Afrikában levő aranybányáknál 138-172 m-

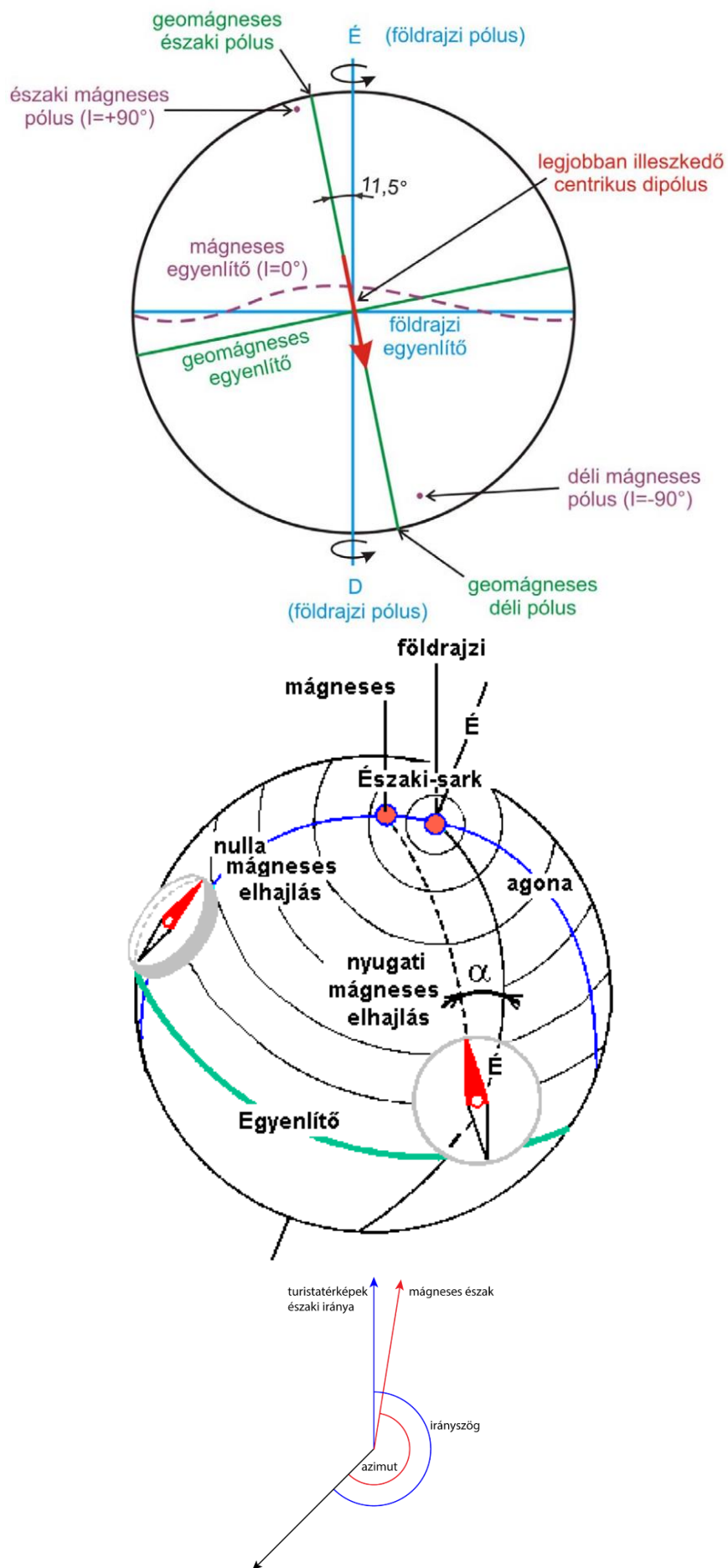
enként emelkedik 1°C -kal a hőmérséklet. A geotermikus gradiens említett értékei legfeljebb a kéreg aljáig érvényesek.

A földmágnesség. A kínai leírások már időszámításunk előtt említést tesznek az iránytűről. Európában viszont csak a XII. század végén történik róla említés, noha a mágnesség jelenségét már az ókorban is ismerték. A mágnesség a nevét a kis-ázsiai Magnesia városáról kapta, amelynek környékén mágneses vasérctelepek vannak. 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 szöget nevezik mágneses elhajlásnak vagy deklinációnak. Ha az iránytűt vízszintes tengelyre helyezünk, 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 (elhajlás) nevezzük (2.5. ábra). A deklináció értékét akkor mondjuk pozitívnak, ha az elhajlás a földrajzi észak-déli iránytól kelet felé mutat. Az inklináció szöge pedig akkor pozitív értékű, ha az iránytű északi vége a vízszintes iránytól lefelé hajlik (az inklináció a mágneses egyenlítőn 0° , a két mágneses póluson 90°). A Föld mágneses terét első közelítésben reprezentáló dipólus úgy helyezkedik el a Föld belsejében, hogy déli mágneszettségű vége az Északi-sark irányába mutat. A mágneses dipólus tengelye nem esik egybe a Föld forgástengelyével, hanem azzal $11,5^{\circ}$ -os szöget zár be. Azt a pontot, ahol a dipólus tengelye dőfi 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 földfelszín különböző pontjain mérésrel pontosan meghatározható a mágneses deklináció értéke. A 0° deklinációjú helyeken az agónvonal azokat a pontokat köti össze, ahol a mágneses és a földrajzi észak nem tér el egymástól.

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 áramlik a külső magon, kölcsönhatásba lép a Föld mágneses mezejével, amely a földtörténet folyamán tulajdonképpen mindig jelen volt. A kölcsönhatás elektromos áramot gerjeszt úgy, ahogy egy tekercsben mozgatott mágnes a tekercs huzaljaiban.

Ha már elektromos áram indukálódott, az maga is mágnesességet 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. Ezért a Föld mágneses terének jellemzésekor csak ugyanazon időpontra vonatkozó adatokat lehet felhasználni.



2.5. ábra: A mágneses dipólus tengelye nem esik egybe a Föld forgástengelyével

A kontinensek és óceánok keletkezése. A lemeztektonika. A kontinenseket és az óceánokat a legtöbb természetbúvár még a XIX. században is kezdettől fogva létezőknek, a mai helyükön meglévőeknek tekintette. Csak a partvonalak eltolódását tartották lehetségesnek transzgresszió (a tenger előrenyomulása) és regresszió útján. Tehát ezek az elméletek a Föld belső szerkezeténél említett izosztázián, a litoszféra és a köpeny közötti egyensúlyi állapoton és az ebből eredő permanencián (állandóságon) alapultak. Mára ismeretes, hogy a két közeg közötti egyensúlyi állapot a Föld nagyon sok helyén nincs meg.

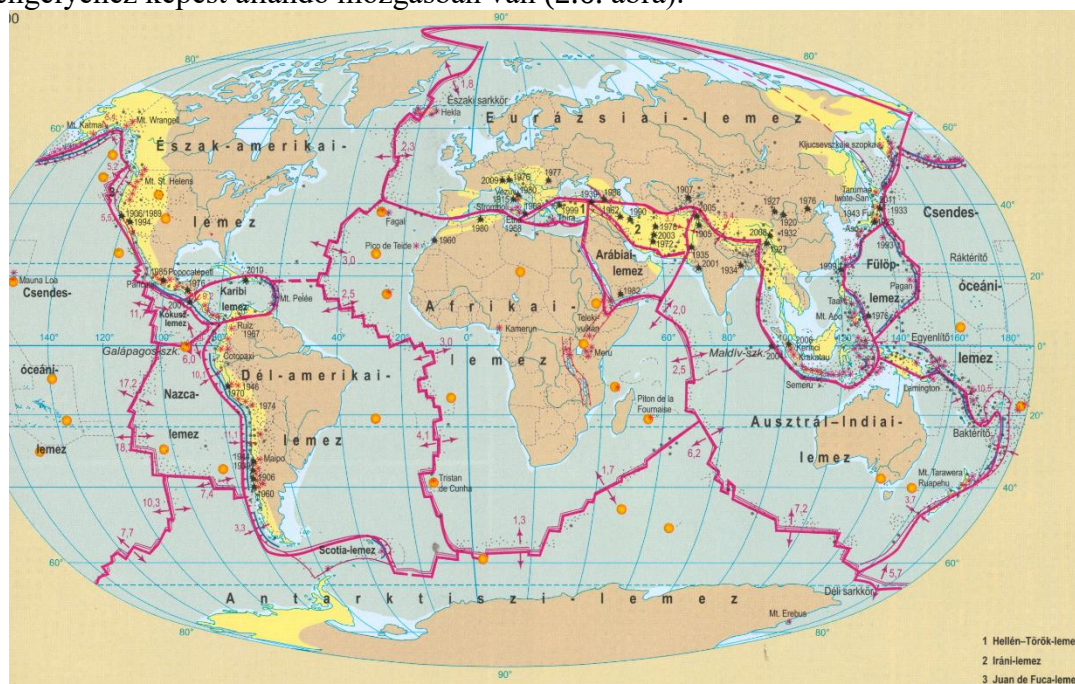
A permanenciatannak és a földhidak elméletének az 1900-as évek elején teljesen ellentéte lett a kontinensvándorlás feltételezése. Ennek az a lényege, hogy a kontinensek földfelszíni helyzete és egymáshoz való viszonya a földtörténet során változott. Ezzel együtt természetesen módosult az óceánok elhelyezkedése és alakja is. A kontinensvándorlás hívei támaszkodhattak az izosztázia elméletére, mert feltételezhető volt, hogy a Föld mélyében fellépő erők hatására a kontinentális (szial) tömbök a plasztikusan szilárd szimában elmozdulhattak. A kontinensvándorlási elméletek közül a Wegener, A. ún. úszási elmélete (a kontinensek úgy úsznak az asztenoszférán, mint a zsír a húsleves tetején) vált legismertebbé. A Wegener-elmélettel többek között meg lehetett magyarázni a nagy hegységrendszerek kialakulását is. A kontinensek csendes-óceáni partvonalát végig hegyláncok kísérik, amelyek erőteljes feltorlódást, illetve kompressziót tükröznek. Wegener úgy vélte, hogy a szialtömbök mozgása során azok homlokrésze a szima ellenállása miatt heves vulkánosság kíséretében feltorlódott hegységgé formálódott. Ezt lehet látni Amerikában és Kelet-Ázsiában is, csak Ázsiában a hegységrendszerek íveltebbek. A közöttük fekvő medencékben tengereket látunk (Ohotszki-, Japán-, Kelet-Kínai-tenger). Kelet-Ázsiában a vulkanizmus különösen heves, gyakoriak a földrengések.

Wegener úgy vélte, hogy a kontinenseknek a földgömbön való eltolódása szükségképpen megváltoztatta a Föld egész egyensúlyi helyzetét, és ezzel kiváltotta a sarkok eltolódását, vándorlását. Tudománytörténeti szempontból igen fontos hangsúlyoznunk, hogy Wegener munkásságával párhuzamosan az 1900-as évek közepén kialakult egy másik tudományos irányzat is, amely a modern lemeztektonika elméletének megalapozásához ugyancsak jelentősen hozzájárult. Ampferer, O. 1906-ban tette közzé „mélyáramlási hipotézisét”. Szerinte a kéreg alatt folyékony zóna helyezkedik el. Ebben a geofizikai és geokémiai folyamatok hatására áramlások jönnek létre, amelyek a merev zónában (kéregben) töréseket, gyűrődéseket, torlódásokat idéznek elő. Schwiner, R. (1920) szerint a mélyben keletkező konvekciós áramlási rendszereket az olvadt zóna hőmérsékleti különbségei idézik elő.

Az angol geológus, Holmes, A. (1931, 1944) ebben a tekintetben még tovább ment. Ő ugyanis a kéregbeli változásokért egyértelműen a mélyáramokat tette felelőssé. Holmes szerint az áramlások felszálló ágánál töréses szerkezetek, árkos törések, óceáni háta, a leszálló övezetben viszont hegységképződések következnek be. A kontinensek elmozdulása pedig az áramlási rendszerek hátán megy végbe. Ez a felfogás már nagyon közel áll a modern lemeztektonika álláspontjához, amelynek megalapozására az 1960-as években kerülhetett sor. Ekkorra már kellő mennyiségű adat gyűlt össze az óceánfenékről, az óceáni hátságokról és azok két oldalán jelentkező paleomágneses zónákról, amelyek végül is az óceánfenék szétterülésének (sea floor spreading) a felismeréséhez, illetve a lemeztektonika elméletének kidolgozásához vezettek. Ez a tény jelentősen megváltoztatta a geológusok korábbi álláspontját az óceánok, szárazföldek, hegységrendszerek kialakulásáról, a vulkanizmusról, a földrengésekről, a Föld paleogeológiai viszonyairól és az üledékképződésről.

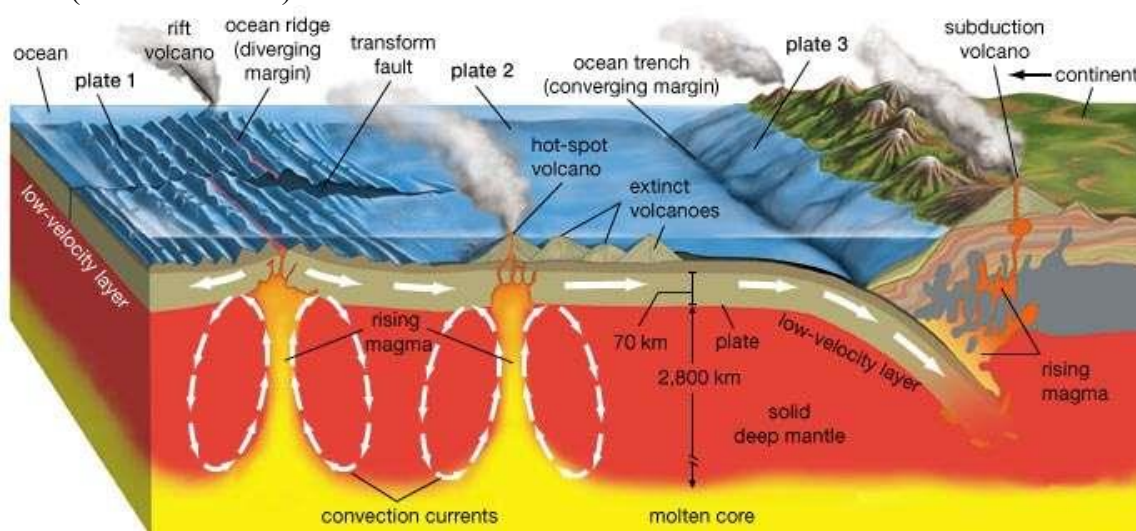
A lemeztektonikai modell az első olyan globális elmélet, amellyel az összes geodinamikai jelenséget (a földrengéshétek helye, hegységképződés, vulkanizmus, mélytengeri árkok képződése, a geoszinklinálisok típusai, az azokban végbemenő üledékképződés módja stb.) viszonylag könnyen lehet magyarázni. A lemeztektonikai modell az aktualitás elvéből indul ki. Messzemenően figyelembe veszi a Föld nagyszerkezeti, morfológiai egységeinek jelenlegi földfelszíni elhelyezkedését, a kontinensek mérhető elmozdulását, a vulkanizmus és a földrengések övezeteit, továbbá azt is, hogy az üledékképződésnek hol vannak a legfontosabb területei. Azt is szem előtt tartja, hogy melyek azok a területek, ahol az erőteljes kiemelkedés és süllyedés a jellemző.

A lemeztektonika megnevezés onnan származik, hogy a Föld legkülső vékony szilárd gömbhéja litoszférolemezekből áll. A lemezek - amelyek között nagyobbak és kisebbek egyaránt előfordulnak - teljesen beburkolják a Földet. A hat nagy és néhány kisebb litoszférolemez egymáshoz és a Föld forgástengelyéhez képest állandó mozgásban van (2.6. ábra).



6. ábra: A Föld litoszférolemezei

A lemezmozgásoknak három típusát különböztetjük meg: az egymástól távolodó (divergáló), az egymáshoz közeledő (konvergáló) és az egymással párhuzamosan elmozduló (konzervatív) lemezeket (2.7. és 2.8. ábra).



2.7. ábra: A lemezmozgások típusai

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

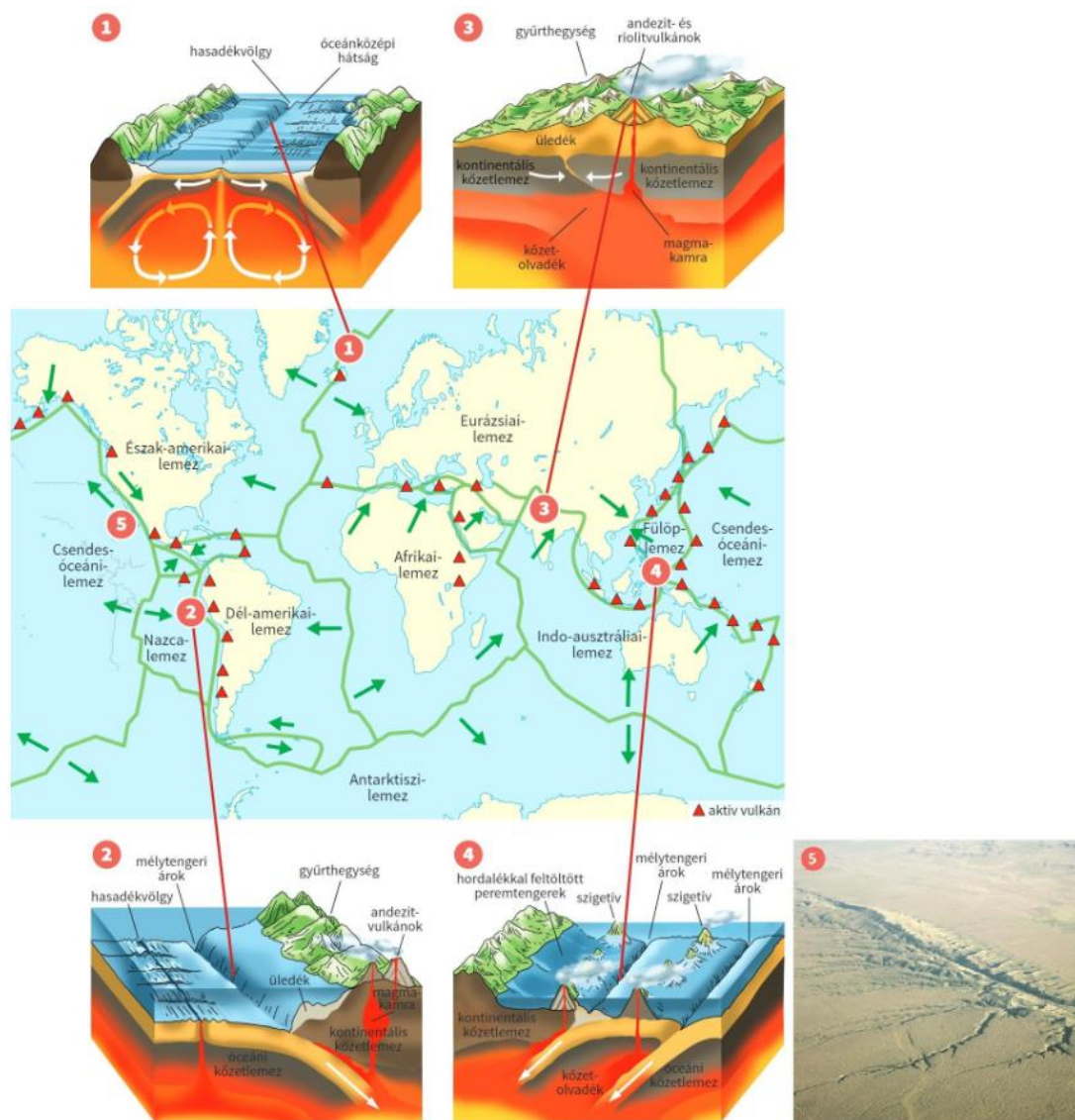
áramlások felszálló ágában - diapirszerűen megemelkedik a köpeny (a diapir földtani test, amely a rátelepülő rétegeket áttöri). Az elmondottak alapján azt mondhatjuk, hogy az óceánközépi hátság az óceánok születésének és gyarapodásának a helye.

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 felemésztydik.
2. Amikor a konvergencia során két kontinentális lemez ütközik, tartós szubdukció nem jöhet létre. A $2,7\text{--}2,8\text{ g/cm}^3$ sűrűségű kontinentális kéregre olyan nagy a $3,3\text{ g/cm}^3$ 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. 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 közetképződés.

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.

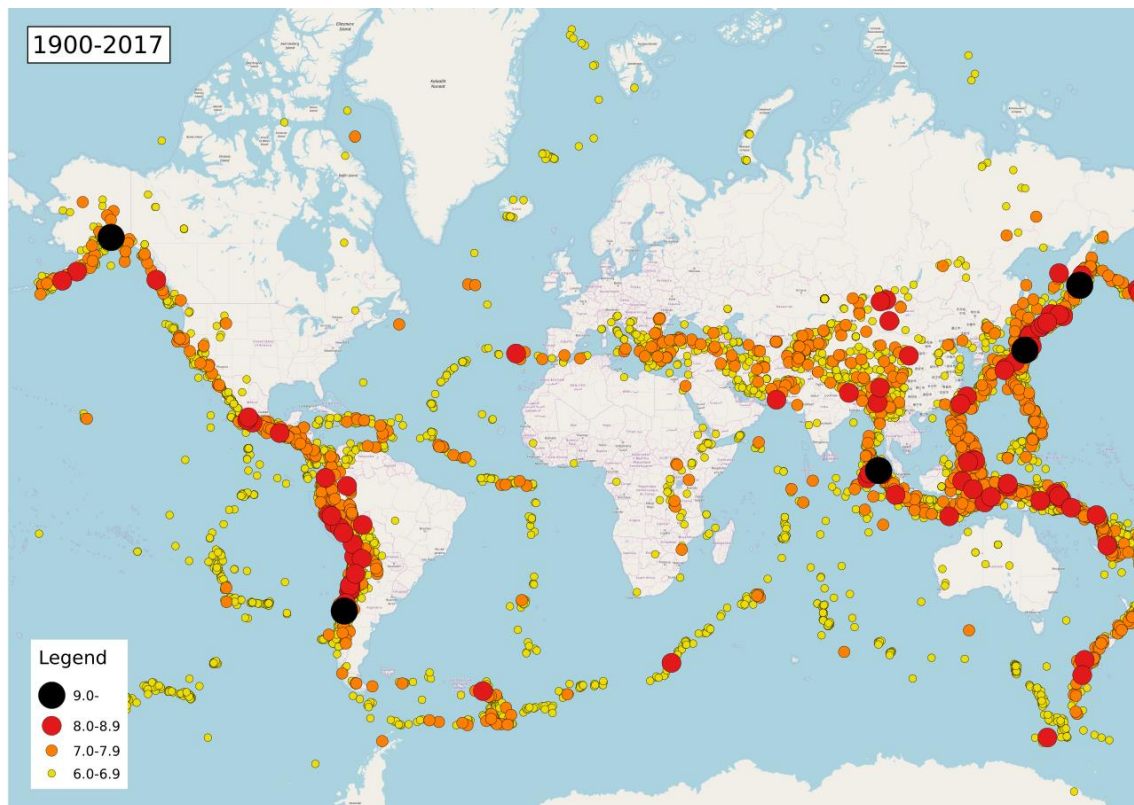
A lemezmozgások kölcsönös kapcsolatban vannak a litosféra alatti köpenyben végbemenő konvekciós áramlásokkal. Bár a földköpeny - mint láttuk - szilárd halmazállapotú, a litoszféralemezek évente több cm-t is elmozdulhatnak. Ez valószínűleg úgy lehetséges, hogy a köpeny közeteiben egy csekély olvadékanyag is van, amely a mélyben uralkodó hatalmas nyomáson vékony filmréteg formájában veszi körül a szilárd ásványokat. A litosféra alatti asztenoszférában - amelynek anyaga viszonylag könnyen elmozdulhat - az olvadt anyagrészt 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. Az még nem ismert, hogy a felső földköpeny konvekciós cellái leérnek-e a Föld magjáig. Tisztázatlan az is, hogy a földmag - amelynek külső gömbhéja folyékony halmazállapotú - gyakorol-e valamilyen hatást a köpenyben végbemenő folyamatokra.



2.8. ábra. A litoszférolemezek mozgása a Föld különböző helyein

A lemezek viszonylagos mozgásai a lemezhatárokon földrengéseket idéznek elő. A bizonyos mértékig elasztikusán viselkedő köztömegekben a csúszási felületek mentén feszültségek halmozódnak fel, amelyek lökésszerűen kioldódnak. Ha egy pillantást vetünk a földrengések epicentrumainak elhelyezkedését ábrázoló térképre, azonnal szembetűnik, hogy azok keskeny, az egész földet átfogó zónákban koncentráálódnak. Nagyon jól kirajzolják a jelenlegi lemezhatárokat (2.9. ábra). A különböző típusú lemezhatároknál a földrengések központjainak eloszlása eltéréseket mutat. Mélyfészű földrengések (100-700 km) csak az alábukó lemezszegélyeknél (a szubdukciós övezetben) fordulnak elő. Száz km-nél kisebb mélységben keletkező rengések viszont minden lemezszegélyen jelentkeznek. Földrengések a lemezek belsőbb részein is bekövetkezhetnek. Ez azt tanúsítja, hogy kéregdeformációk a lemezeken is kialakulnak, sőt a lemezeket hatalmas törésszrendszerek szelhetik át. Ilyen esetben lemezen belüli tektonikáról beszélünk. A lemezeken a kéreg elmozdulásának mértéke kisebb, évente általában nem több néhány mm-nél. A térkép szemléletéből kitűnik (2.9. ábra), hogy a földrengésházak legnagyobb számban a konvergens lemezszegélyeken fordulnak elő, és főképpen a Pacifikum körül.

A rengések epicentrumainak övezete itt viszonylag széles sávot képez. Ennek az az oka, hogy az alábukó lemez mintegy 45° -os szögben nyomul be a kontinentális kéreg alá, akár 400-700 km mélységig is. Ahogy az alábukó lemez egyre mélyebbre nyomul be a köpenybe, a földrengések fészkei is egyre mélyebb szintben vannak. A földrengések a konvergens és az egymás mellett elcsúszó (konzervatív) lemezszegélyeken nagyon erősek lehetnek.



2.9. ábra. Földrengések 1900-tól 2017-ig

Az óceáni háta földrengései gyengébbek. A konvekciós áramlások felszálló ágai az olvadt anyag egészen a földfelszínig emelkedik. Ennek megfelelően a szilárd gömbhéj – amelyben feszültségek alakulhatnak ki – nagyon vékony. A forró, még éppen csak megszilárdult kőzet plasztikusan viselkedik. Ezért itt csak gyenge, sekély fészű földrengések keletkezhetnek. A litoszférolemezek nagyobb része olyan, hogy egyaránt van óceáni és kontinentális kéregrészükhöz. Ezt látjuk az Eurázsiai-, Afrikai-, Indiai-, Ausztráliai-, Amerikai-lemezeknél és több kisebb lemeznél (8. ábra). A hatalmas Pacifikus-lemezen viszont – amely a Kelet-Pacifikus-óceáni-hátságtól a Keletázsiai-szigetívig terjed – csak Kaliforniánál és Új-Zélandnál jelentkezik kisebb kontinentális kéregrészhöz. A Fülöp-szigeti-, a Cocos- és Nasca-lemezek, amelyek a Pacifikum szegélyén terülnek el, tisztán óceánikusak.

Az elmondottakból következik, hogy Földünkre kétféle kontinentális perem jellemző. A kontinenseket szegélyező selfővezet meredek lejtővel megy át a mélytengeri fenékszintbe. Tulajdonképpen ez a lejtő a könnyebb szilárd anyagból felépült kontinentális kéreg pereme. A kontinentális kéreg szorosan kapcsolódik a nagyobb sűrűségű, mélyebben fekvő óceáni lemezhez. A kontinens és az óceáni medence tehát ugyanazon lemezhez tartozik. Az ilyen kontinentális perem nagyon elterjedt az Atlantikum szegélyén, ezért atlanti típusúnak nevezik. Ennél a peremnél nincsenek jelentősebb kéregmozgások, ezért újabban passzív kontinentális peremként szerepel az irodalomban.

Joggal beszélhetünk aktív kontinentális peremről is. Ez a típus azokra a területekre jellemző, ahol az óceáni kéreglemez a kontinentális alá nyomul. A lemezalábukásnál mélytengeri árok képződik. Egy, a tengerfenék domborzati viszonyait is szemléletesen ábrázoló térképen jól látszik, hogy a szóban forgó kontinentális perem, az előtte húzódó árkokkal, elsősorban a Csendes-óceán szegélyén jelentkezik. Ezért nevezik csendes-óceáni vagy pacifikus típusúnak.

A lemezszegélyekre nemcsak a gyakori földrengések, hanem a magmás tevékenység is nagyon jellemző. A magmás kőzetek jelentős része a konvergens lemezszegélyekhez kötődik. Az alábukó lemez a mélyben részben megolvad. Egy nagyon bonyolult, ma még kevésbé ismert folyamatban meghatározott kémiai jellegű magma képződik. Ez benyomul a felette elhelyezkedő lemezbe, és vulkáni láncot táplál (Kelet-ázsiai-szigetívek, Andok).

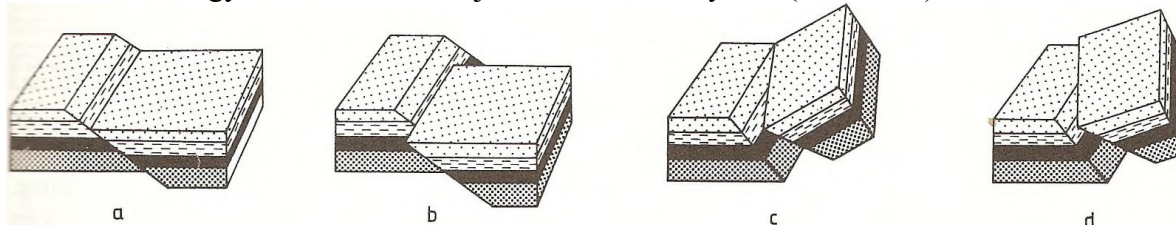
Az egymástól távolodó lemezek szegélyei a bázikus magma fő előfordulási helyei. Ebben az övezetben nagy tömegű bazalt és gabbro keletkezik. A lemezszegélyeken a konvekciós áramlások felszálló ágában az igen magas hőmérséklet és a felszín közelében fellépő nyomáscsökkenés miatt a köpenyanyag 30%-ig megolvad, majd a felszínre jutott differenciált köpenyanyag óceáni kéreggé alakul. Bár a magmás kőzetek főként a konvergens és divergens lemezszegélyeknél fordulnak elő, nem hagyhatjuk figyelmen kívül a lemezek belüli magmás tevékenységet sem. Ez elsősorban a hosszan elnyúló - akár az egész kontinenst átszelő – árkos töréseknél jellemző (Kelet-afrikai-árok). Az ilyen helyeken a törések egészen a földköpenyig lehatolnak, és utat nyitnak a magma számára, hogy az felszínre kerüljön.

Előfordulnak „forró pontok” vagy köpenydiapírok is, amelyeket a köpenyben kialakult „magma-olvadékkamrák” táplálnak. Ezekből a megolvadt könnyű anyag felfelé nyomul, és dómszerű formát hoz létre vulkáni tevékenységgel. Forró pontok az óceáni és szárazföldi területeken egyaránt kialakulhatnak (Massif Central, Tibeszi, Ahaggar és a Hawaii-szigetek).

Mint korábban említettük, tartósan csak az óceáni lemez nyomulhat be a kontinentális kéreg alatti köpenybe. Mivel a kontinentális kéreg könnyebb, nagyobb darabjai nem juthatnak be az asztenoszféra mélységéig. A lemezmozgás tehát főképpen új óceáni kéreg képződését, illetve a már idősebb óceáni kéreg szubdukcióját jelenti.

Mindaddig, amíg az óceáni medence peremén nem alakul ki szubdukciós övezet, az óceáni kéreg területe fokozatosan növekszik. Ilyen ma az Atlanti-óceán, ahol az óceánközépi-hátságon a területgyarapodás sebessége 1-15 cm/év. A szubdukciós övezetben, ahova az idős, lehűlt, tehát viszonylag nehezebb óceáni kéreg érkezik, az alábukás sebessége a 10 cm/évet is meghaladhatja. Előfordulhat, hogy a lemez nagyobb sebességgel nyomul be, mint ahogyan az óceánfenék szétterjed. Ennek az lesz a következménye, hogy az óceáni medence területe csökken, majd teljesen felemészthető. Így két kontinentális lemez ütközik egymáshoz, és a hatalmas nyomóerő hatására az egyik kontinentális perem a másik alá préselődik. Ez történt az Afrikai- és az Európai-lemez ütközésekor, amikor a Tethys-tenger bezáródott. Mivel az alábukó kontinentális lemez anyaga kisebb sűrűségű, nem tud nagyobb mélységre behatolni, viszont megemeli a felette levő lemezt. Az alábukáskor rendkívül erős súrlódás lép fel, emiatt nagyon bonyolult tektonikai szerkezetek jönnek létre gyűrődésekkel, törésekkel és hatalmas áttolódásokkal. A súrlódási hő és a nagy nyomás hatására a tektogenezistől érintett kéregrészekben helyenként megolvad a kőzetanyag. Az előzőekben leírt módon mintegy duplájára megvastagodott kéreg az izosztázia törvényeinek engedelmeskedve emelkedni kezd. A geológiai hegységképződés eredményeként ezáltal létrejön a morfológiai értelemben vett hegység.

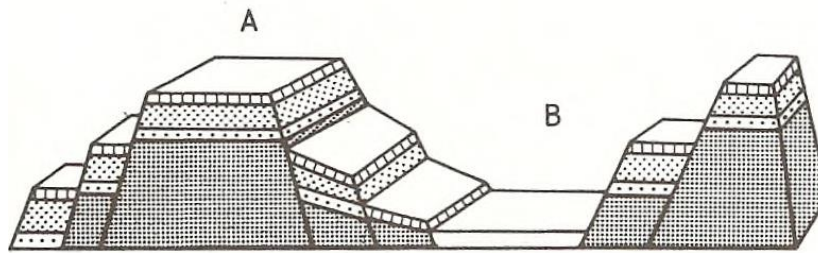
A földkéreg szerkezetét kialakító folyamatok (törések, vetődések, gyűrődések, epirogenézis). A földkéreg kőzetei kialakulásuk után eredeti helyzetükben csak ritkán maradnak meg hosszabb időn keresztül. A különböző típusú kéregmozgások hatására elmozdulnak, szét törve elvetődnek, gyűrődnek, áttolódást szenvednek. Ezt a folyamatot diszlokációnak (dislocare = szét-, elhelyezni, lat.) nevezzük. A kőzetek eredeti vagy megváltozott településviszonyait és a kéreg szerkezetét a nagyobb feltárásokban jól lehet tanulmányozni (2.10. ábra).



2.10. ábra. Elmozdulások a törési síkon: a = lecsúszás, b = lecsúszás oldalirányú elmozdulással, c-d = forgó mozgás

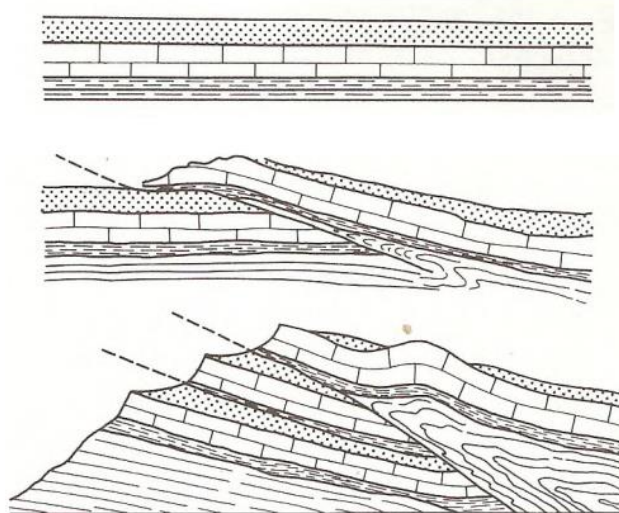
Törések, vetődések. A töréses szerkezeteket főleg oldalirányú húzófeszültség hozta létre, főképpen a merev kéregrészekben. Az ilyen helyeken gyakran egymásra közel merőlegesen húzódó vetőrendszerek jelenlétét lehet megállapítani. A vetők mentén sokféle sakktáblaszerűen darabolódott

fel a kéreg. A környezetéből a vetővonalak mentén magasra kiemelkedő kéregdarabot sasbércnek nevezzük (2.11. ábra). Ennek ellentéte az árok. A töréses szerkezetű hegységekben kisebb-nagyobb medencék is kialakulhattak. Ahol nagyon erős húzóerők léptek fel, ott árok, illetve árokrendszer keletkezett.



2.11. ábra. A = sasbérc, B = árok

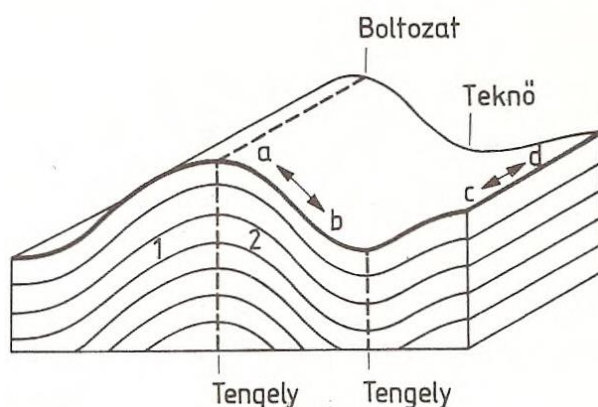
Kemény, ellenálló kőzeteknél az erős oldalnyomás hatására a törésvonal mentén rátolódás következett be. Ilyenkor az elmozduló kéregrész a törés síkja mentén felfelé mozgott. A rátolódási sík eléggé lapos (2.12. ábra).



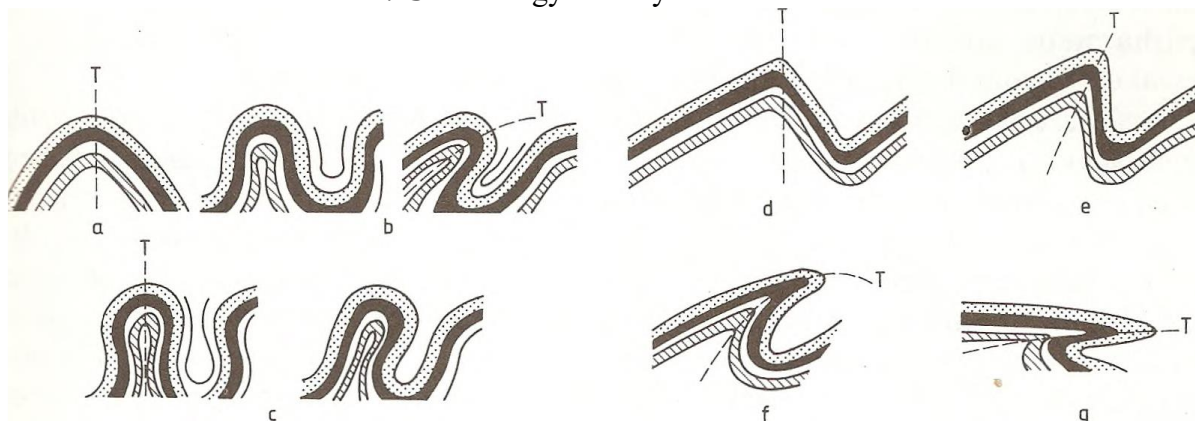
2.12. ábra. Egyszerű és kettős töréses rátolódás rideg és képlékeny rétegek összletében

A törések a földkéreg egyes részeit ugyanúgy jellemezhetik, mint a gyűrődések. A földfelszín korábban már megszilárdult merevvé vált övezetei a későbbi kéregmozgások hatására nem gyűrődtek, hanem rögzösen feldarabolódtak. A függőleges elmozdulás nyomán jelentkező rétegzavarok egyik sajátos formája jött létre akkor, amikor a kéregmozgás hatására a rétegek nem a vetősík mentén szakadtak el, hanem csak meghajlottak, s a meghajlás következtében elvékonyodtak, elvonszolódtak. Ez a szerkezeti forma átmenet a törések és gyűrődések között. A neve réteghajlás vagy térdránc (flexura). Morfológiai következménye a flexuralépcső. Jó példái láthatók a Colorado-fennsíkon.

Gyűrődések. A viszonylag plasztikus kőzetek az összenyomás hatására nem törtek, hanem gyűrődtek. A kéreg gyűrődése során keletkező szerkezeti alapforma a redő. Ennek felemelkedő íve a redőboltozat vagy antiklinális (anti = ellen, clino = hajlok, lat.), a homorú hajlatát pedig redőteknőnek, szinklinálisnak (syn = össze, gör.) nevezzük. A redő lehet álló, ferde vagy fekvő redő. Az álló redő tengelye függőleges, a fekvőé pedig vízszintes vagy közel vízszintes (2.13. és 2.14. ábra). A gyűrődést létrehozó erők a redőzött kőzeteket gyakran elszakították a gyökerüktől, és tekintélyes távolságban (több tíz vagy száz km-re) rátolták a helyben maradt autochton (autochton = eredeti, ősi, gör.) kőzetekre. Az ilyen ún. takarókat alkotó kőzetek a nagy erejű oldalnyomás hatására új környezetbe kerültek. A rétegeknek ilyenkor is megváltozott az eredeti települési sorrendje. A Földön egyaránt előfordulnak gyűrű- és takaróhegységek.



2.13. ábra. Egy szabályos redő részei



2.14. ábra. A redők típusai. Szimmetrikusak: a = álló, b = izoklinális álló és ferde redő, c = álló és ferde legyező redő.

Aszimmetrikusak: d=álló, e = ferde redő, f= átbukó, g = fekvő redő, T = a redő tengelye

A Földön szép számmal fordulnak elő olyan hegységek, amelyekben a törések és a gyűrődések egyenlő mértékben érvényesülnek. Az ilyen hegységeket többnyire lankás hajlású, gyengén gyűrt rétegek jellemzik, a széleken jobban fejlett redőkkel, feltolódott vagy mélyebbre vetődött részletekkel. A töréses gyűrthegegre jó példákat lehet látni a Sziklás-hegység egyes vonulataiban.

Nagyméretű térrövidülésnél takaróshegységek alakultak ki. A takaró mozgása egyoldali erőhatásból ered, ami ívelt vonulatoknál a homorú oldalról a domború rész felé irányul. Takaróredős szerkezetet mutattak ki a Pireneusokban, az Appenninek vonulataiban, a Zagrosz-hegységben és a Himalájában is.

A gyűrt- és takaróshegységek keletkezését gyakran orogenezisnek nevezik, ami nem szerencsés. Haarmann, E. (1927) felfogását követve különbséget kell tennünk a tektogenezis - gyűrt, takarás szerkezetek kialakulása - és az orogenezis - vagyis az említett szerkezetek kiemelkedése - között. Az orogenezis tulajdonképpen egyfajta izosztatikus mozgás, amelynél a tektogenezis által megbomlott egyensúlyi állapot helyreáll. Amikor egy 3000 m vastag takaró tolódott rá valamely kéregrésze (ha a takaró sűrűsége $2,7 \text{ g/cm}^3$ és a köpeny $3,3 \text{ g/cm}^3$ volt), akkor a litoszféra mintegy 2400 m-t süllyedt be a köpenybe. Ez azt jelenti, hogy a felszín csak 600 m-rel lett magasabb. Tízezer méteres kéregvastagodás tehát csak 2000 m magasságú hegység kialakulását eredményezhette. Az elmondottak alapján könnyű belátni, hogy ha egy hegység területéről az erózió átlagosan 1000 m vastag anyagot pusztít le, a hegység mindössze 200 m-rel lesz alacsonyabb. A kéreg vékonyodásával ugyanis megindul a lassú kiemelkedése.

Epirogenézis. A kőzetburok nagy területeket érintő izosztatikus mozgásait epirogenézisnek nevezzük. Stille, H. (1919) szerint az epirogenetikus mozgások nagyon lassan mennek végbe, és kontinens nagyságú területeket érinthetnek. A folyamat a szilárd kéreg szerkezetét alapvetően nem változtatja meg. A hosszú ideig tartó epirogenetikus süllyedés következtében nagy tengermedencék képződhetnek, majd egy következő fejlődési szakaszban a kiemelkedés hatására szárazulattá

válhatnak. Bár az epirogenezist is izosztatikus mozgásnak tartják, nem tudjuk pontosan megmondani azt, hogy ezeket a nagy területeket érintő süllyedéseket és kiemelkedéseket milyen okok idézik elő. A kérdésre a lemeztektonikai elmélet sem tud megnyugtató választ adni. A lemeztektonikai elmélet szerint az óceánközépi hátságok növekedése általános tenger-előrenyomulást idéz elő. Viszont, ha a térfogatuk csökken, a tengerek visszahúzódnak. Úgy vélik, hogy ha a szubdukciós övezetben az óceáni kéregnek olyan ütemű a felemésztődése, mint a távolodó lemezszegélyeknél a területgyarapodás sebessége, akkor a tengerszint nem változik. Ez azonban csak akkor lehetséges, ha a Föld térfogata változatlan marad. Újabban viszont több kutató ismét azon a véleményen van, hogy a Föld átmérője a földtörténet során növekedett.

A hegységképződés. Az elmúlt több mint 150 évben sokan foglalkoztak a hegységek kialakulásával. Az eddigiekben a Föld hegységrendszereinek kialakulását általában kétféle módon igyekeztek magyarázni: 1. oldalirányú nyomással (ez az ún. satuelmélet) és 2. nagyobb területek függőleges kiemelkedésével, felboltozódásával. A hegységek kialakulását vizsgálva figyelembe kell venni a Föld átmérőjének lehetséges változását is, hiszen ez befolyásolhatta a hegységképződés menetét.

A hegységképződés elméletei.

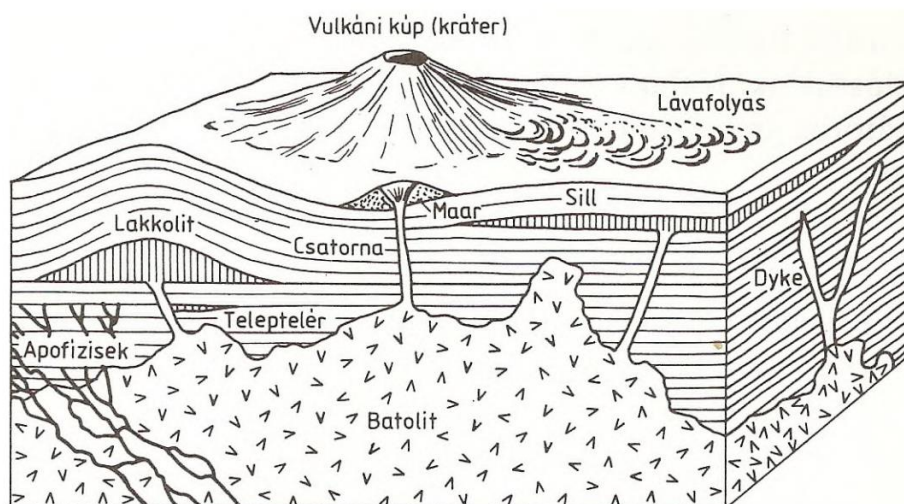
1. **A geoszinklinálisok a hegységképződések helyei.** Az üledékgyűjtőre Dana, J. D. (1879) használta először a geoszinklinális megnevezést. Szerinte a hegységképződést megelőző hosszabb időszakban a kontinentális kérgen vagy annak peremén hosszan elnyúló süllyedék alakult ki. A besüllyedés azon a helyen keletkezett, ahol a kéreg alatt lefelé irányuló áramlások jöttek létre. A geoszinklinálisban felhalmozódott üledékek egyre jobban leterhelték a kérget, és lejjebb nyomták a köpenybe. Emiatt a korábban közel vízszintes vagy enyhén hajlott rétegek egymáson lecsúsztak, majd a geoszinklinális további süllyedésével gyűrődtek, áttolódást szenvedtek. A későbbiekben a kéregvastagodás miatt szükségképpen megkezdődött a meggyűrt áttolódást szenvedett övezet kiemelkedése, a hegységgé válás folyamata.
2. **A konvekciós áramlások hatására a földkérgen geoszinklinális keletkezett,** amelyben - minthogy az fokozatosan mélyült - nagy mennyiségű üledék halmozódott fel. A konvekciós áramlások gyorsulása a kéreg erőteljes süllyedéséhez, a lerakodott üledékek gyűrődéséhez vezetett. Garrels és Mackenzie úgy véli, hogy a geoszinklinális nagymértékű besüllyedése miatt a mélyre került üledékekkel együtt a kéreg is megolvadt, és ez hatalmas gránitplutonok kialakulását tette lehetővé.
3. Az elméletek egy része **a függőleges mozgásokat teszi felelőssé a hegységek kialakulásáért.** Többek között ilyen Haarmann, E. (1930) oszcillációs elmélete, amelyben elveti a Föld zsugorodását és mindenféle tangenciális (oldalirányú) hegységképző erőt. Haarmann szerint a Föld belső magmája változó mozgásban van. Ennek következtében a földkéregnek hol egyik, hol másik helyén keletkeznek kidudorodások, geotumorok, szomszédságukban bemélyedésekkel, geodepressziókkal. A hegységek képződését a nehézségi erőre vezeti vissza, olyanformán, hogy a felboltozódott geotumorok oldalán az üledékes kőzetek lecsúsznak és összetorlódnak. Akkor még természetesen alacsonyabbak a tumor közepénél, amely idő múltán besüllyed, és a helyén medence keletkezik. Ezt a törésvonalakon felnyomuló magmából keletkezett vulkánoszor választja el a távolabbi gyűrt hegyláncoktól, a kristályos, mészkő- és homokkővonulatoktól. Haarmann felfogásában ez a sorrendje az eurázsiai lánchegységek felépítésének, és ez egyúttal megfelel az egyes hegységeket felépítő kőzetek korának is.
4. Az elmúlt időszakban akadtak olyan kutatók is, akik **a hegységképződést földtágulással igyekeztek magyarázni.** Jordan, P. (1971) érdekes felfogása szerint a táguló Földön csökken a kontinentális kéreg görbülete, és ez szükségképpen a rétegek átbukását, illetve hegységek képződését eredményezi.
5. **A lemeztektonikai modell új lehetőségeket nyújt a hegységképződések magyarázatára is,** miszerint a hegységképződésnek a lemezalábukás a fő hajtóereje. Ahhoz, hogy ez

létrejöhessen, feltétlenül szükséges az óceáni kéreg. A szigetív típusú hegységképződés. Ennél egy nagy óceán külső övezetében a hosszasan tartó lemezalábukás következtében vulkáni szigetívek és peremi medencék képződnek, mint ahogyan az a Csendes-óceán nyugati részén látható. A lemezalábukás általában az idősebb, nagyobb sűrűségű óceáni litoszféralemeznél következik be (ez az ún. szabad szubdukció). Ha a folyamat hosszabb ideig tart, a peremi medencék óceáni kérge fokozatosan felemésztyődik, és az üledékes kőzetekkel is gyarapodott szigetív a passzív kontinentális peremnek ütközik, majd rátolódik. Az Andokhoz és az Észak-amerikai-Kordillerákhoz hasonló típusú hegységek képződésének is fontos előfeltétele a hosszú ideig aktív kontinentális perem. Az alpi típusú hegységrendszer kialakulását legjobban a Wilson-ciklussal (1965) lehet magyarázni. Az elmélet szerint a hegységképződés folyamata egy nagyobb kontinentális kéreg szétszakadásával kezdődik, amely végül is óceán kialakulásához vezet. A létrejövő óceán azonban nem lesz túlságosan nagy, úgyhogy idő múltán bekövetkezhet a záródása. Abban az esetben, ha az óceán megfelelően kinyílt, szigetívek keletkezhetnek. Amennyiben erre nem kerülhet sor, a kontinensnek kontinenssel való ütközésekor csak kisebb mértékű a kontinentális kéreg gyarapodása. A kéreg szétnyílásakor a kontinentális lemezről kisebb kéregdarabok szakadhatnak le. Ezek az óceánfenék záródásakor az egymáshoz közeledő két szialos kéreg közé ékelődnek, és nagyon bonyolulttá tehetik az ütközés folyamatát. 80 Két kontinentális lemez ütközésénél általában nagyarányú áttolódások, kéregdeformációk következnek be, a mélyben erőteljes metamorfózissal. Mennél hevesebb az ütközés, annál szélesebb a kéregátalakulás és a kéregvastagodás övezete. A kéreg nagyarányú vastagodásának többek között az az egyik fő oka, hogy a szialos kéreg kisebb sűrűsége miatt nem tud mélyebbre benyomulni, hanem csak alápréselődik a másik kontinentális lemeznek. Ez szükségképpen az érintett övezet kiemelkedéséhez, a geomorfológiai értelemben vett hegységképződéshez vezet.

A magmatizmus és vulkanizmus földrajzi jelenségei. A Föld belső (endogén) erői állandó működésének egyik leglátványosabb (és legrettegettebb) megnyilvánulási formája a vulkanizmus. Már régóta ismeretes volt az emberiség előtt, hogy a Föld egyes helyein időnként izzón folyós kőzetolvadékok törtek és törnek a felszínre, amelyek tüzes folyamként a lejtőkön szétfolynak, mindent felperzselnek, majd kihűlve kemény kőzetekké szilárdulnak. Nemegyszer óriási nyomású forró gáztömegek robbannak ki a földkéregből, amelyek hatalmas erővel szilárd kőzettörmeléket és poranyagot szórnak szét a tájban, más esetekben pedig az izzón folyós olvadékok foszlányait is a magasba ragadják, és ezekkel nagy körzeteket egetnek fel. Az előbbi jelenségeket olykor a mélyből származó gyilkos gázfelhők szétáramlása is kísérheti. Lakott települések, virágzó városok pusztulhatnak el percek vagy órák alatt.

A vulkánosság a Föld bonyolult belső mozgásfolyamatainak egyik empirikusan is tanulmányozható megnyilvánulásformája a földkéreg mobilis zónáinak területén. A vulkanizmus során a szilárd kéreg belsejének magmaanyagai cseppfolyós, gáznemű, kisebb részben szilárd halmazállapotban a nehézségi erő hatásával ellentétes irányban, azaz felfelé törekedve mozognak. Mozgásuk során vagy eljutnak a Föld felszínére, vagy már előbb megrekednek a szilárd kéreg belsejében. Első esetben felszíni vagy effuzív (kiömléses) és extruzív (kinyomulós) vulkánosságról, utóbbi esetben pedig mélységi (plutonikus) vagy rejtett magmatizmusról (kriptovulkanizmus, beszélünk. Közvetlen földrajzi jelentősége és szerepe a felszíni vulkánosságnak van. A kriptovulkanizmus földrajzi hatása ugyanis csak közvetett, mert csupán utólagosan és csakis ott van jelentősége a felszín arculatának alakításában, ahol az általa létrehozott mélységbeli képződményeket a letárolás a napvilágra hozta. Mind a felszíni vulkánosság, mind a mélységi magmatizmus tehát a magma mozgásjelensége. Magmának azt az izzón folyó szilikátolvadékot nevezzük, amely a köpeny felső vagy a kéreg alsó zónáiban keletkezik. Mint folyadék, a nyomás hatására felfelé törekszik a kéregben, és annak magasabb régióiban vagy a Föld felszínén kihűlve megmerevedik, kikristályosodik. A kihűlt magmából keletkezett kőzetek a magmatitok. Ha a magma a Föld felszínét eléri, akkor felszínre lépési pontján vulkán képződik, a felszínre ömlő magmának pedig láva a neve.

A vulkáni tevékenység során keletkeznek a vulkáni kőzetek vagy vulkánitok. Ha a magma tömege a kéregben megreked, nem éri el a felszínt, akkor a lassú kihűlése és megszilárdulása nyomán kialakul: kőzettömeget plutonnak nevezzük. A pluton keletkezésével kapcsolatos folyamatokat plutonizmus néven foglaljuk össze, a plutont felépítő kőzetek a mélységi (intruzív) kőzetek vagy plutonitok. A felfelé törekvő magmának a kéregbe való benyomulásait, ha azok nem jutnak el a felszínre, hanem a kőzetek közt megrekednek, intrúzióknak nevezzük. Az intrúziókból kiinduló, túnyomórészt a repedéseket kitöltő képződmények neve pedig a magmás injekció. Az intrúziók közül a batolit és a tömzs igazi plutonok. A lakkolit, teleptelér és a magmás injekciók viszont a felszínhez közelebb eső szubvulkáni képződmények (2.15. ábra).



15. ábra. A plutonizmus és a vulkanizmus kapcsolata

A szubvulkáni formák. A legtipusosabb szubvulkáni forma a lakkolit. E fogalom alatt olyan - legfeljebb néhány km átmérőjű - gomba vagy esernyő alakú felszín alatti magmatikus származású kőzettömeget értünk, mely a felette lévő rétegeket benyomulásakor nem beolvasztotta, hanem megemelte, felboltozta. A lakkolit (magyar neve kölencse, lencsekő) tehát leginkább abban különbözik a batolittól, hogy sokkal kisebb tömegű és térfogatú, anyaga csak részben kristályos. Lakkolit leginkább akkor keletkezik, ha a kőzetolvadék sűrű, azaz nagy a viszkozitása. Amikor azonban az olvadt kőzetanyag hígán folyós, akkor a rétegek közé nyomulva nem boltozza fel azokat, hanem az olvadék vékony rétegben bepréselődik az üledékes kőzetek közé. Az ilyen módon keletkezett kriptovulkáni képződmény a sill (küszöb). A szubvulkáni kőzetekkel kitöltött telérszerű kőzethasadékokat dyke (dákj)-oknak mondjuk, míg az egykori vulkáni kürtőben megszilárdult kőzet neck (nekk)-et alkot. A lakkolitok, sillek, neckek és dyke-ok már átmeneti képződményeknek számítanak a felszíni vulkáni alakzatok felé (2.15. ábra).

A vulkanikus kúpot a magma származáshelyével, az ún. magmatűzhellyel vagy magmafészekkel csatorna (kürtő) köti össze. A csatorna a vulkáni kúpban tölcéserszerűen kitágul. A tölcéséres 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 lávafolyás leginkább egy meglevő állandó nyíláson, a kráteren át történik, magas vulkánoknál azonban a vulkáni kúp oldalajtóin 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 (lávavögek) nagy tuskók, több méter átmérőjűek is lehetnek. Az ökölnyi, hordónyi nagyságú kidobált és megszilárdult lávacseppek a vulkáni bombák. A bombákat a belőlük kiszabaduló gázok gyakran habosra fűjják fel. Nagy likacsstérfogatuk és kicsiny fajsúlyuk miatt a vízben is úsznak. Az ilyen lávadarab neve horzsakő. A bombánál kisebb (borsó, dió nagyságú) megszilárdult lávacseppek elnevezése lapilli (rapilli). Ezek a kövecskék gömb, lencse vagy szögletes alakúak, és a vulkáni gázok

üregeitől többnyire salakosak, a viszkózus láva cseppjei viszont szivacsosak. A szivacsos lapillik is könnyűek, és a víz felszínén úsznak, mint a horzsakő. A felszínre dobott anyagok 0,2-4 mm átmérőjű finom törmeléke a vulkáni homok. A legapróbb szemű vulkáni törmelék a mikroszkopikus méretű, finom por. Tévesen vulkáni hamunak nevezik.

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) hóesésszerűen hull vissza a vulkán oldalaira. Heves vulkáni kitörések a légkörből vagy a gőzfelhőkből nagy mennyiségű lecsapódásokat is okoznak (iszapeszők). A kráterkitöltésben összevegyült vagy a megolvadt hótakarókból származó víztömeg vulkáni porral keveredve iszapár alakjában zúdul le, s pusztító áradatként borít el nagy területeket. A kidobott laza anyag fölhalmozódásából diagenezissel (az üledékből összenyomódás és/vagy összecementálódás folytán üledékes kőzet válik) a vulkáni tufa (kőzet) keletkezik.

Funkcionális és morfológiai vulkántípusok. A felszíni vulkáni működés különböző típusait háromféle nézőpont szerint szokás osztályozni.

1. A kitörés helyének alakja szerint felületi (areális), rés- vagy hasadék- (labiális) és csatornás (központos, centrális) kitörésről, illetve vulkáni működésről lehet szó.

2. A vulkáni működés időbeli lefolyása szerint állandóan és időszakosan működő vulkánokat különböztethetünk meg.

3. A kitöréssel felszínre hozott anyag minősége, halmazállapota szerint vannak vulkánok, amelyek túlnyomóan csak lávát, mások leginkább gázokat és vulkáni hamut és végül olyanok is, amelyek lávát, finom port és gázokat egyaránt bőven termelnek.

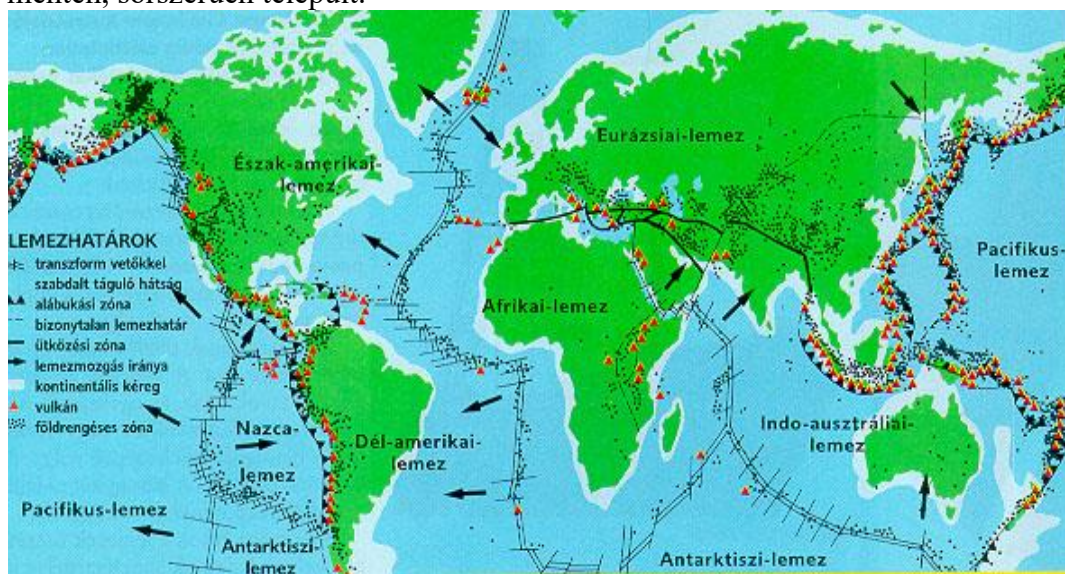
Areális erupciók csak a földtani régműltból ismeretesek. Ma ilyen vulkánok nincsenek. Az archaikus időben a szilárd kérget időnként áttörték a felnyomuló magmatömegek, és ezekből hatalmas lávatakarók keletkeztek a felszínen. Az újabb kutatások alapján az areális vulkanizmust impakt vulkánosságként értelmezik. A lineáris vagy labiális vulkanizmus (résvulkán) a húzó igénybevétellel keletkezett repedési vonalak mentén aktivizálódik. A repedésvulkánoknak nincsenek nagy gázrobbanásos és törmelékszórásos működési tünetei, hanem csaknem mindig és mindenhol hígan folyós (bázisos) lávát termelnek. A repedésből kiömlő híg láva a lejtőkön szétterül, és kisebb-nagyobb lávatakarókat alkot. A lineáris vulkanizmus ma főleg az óceáni hátságok repedésvölgyeinek tenger alatti vulkáni működését jellemzi, a kontinenseken és egyéb szárazulatokon csak néhány aktív hasadékra korlátozódik, mint pl. az Izland-szigeti Laki-hasadék vagy az újjélandi vulkanizmus. A hasadékvulkánok leginkább bázisos lávát termelnek.

A vulkáni működés mai uralkodó formája a csatornás vagy centrális vulkanizmus. Neve arra utal, hogy a vulkáni kitörés egy központból, kürtőből történik. Az, hogy egy adott centrális vulkán megjelenési formája miként alakul, továbbá, hogy a vulkáni működés explóziós (robbanásos) jellegű lesz-e vagy effúziós (aránylag csendes magmaömléses), az a magma hőmérsékleti viszonyaitól és elsősorban vegyi, valamint fizikai tulajdonságaitól függ. Ha a láva savanyú, azaz sűrű és alacsony hőmérsékletű, a fölvezető csatorna és a kürtő könnyen elzáródhat. Ekkor nagy tömegű gáznak kell összegyűlnie, hogy szabaddá tegye a kürtőt a magma számára. Ilyenkor explóziós, azaz robbanásos jellegű lesz a kitörés (explodál = robban). Ha viszont a láva bázikus, azaz híg, és a hőmérséklete is magas, akkor robbanás nélkül is könnyen a felszínre juthat. Ebben az esetben a vulkáni tevékenység fő jellege a magmaömlés. Ez az effúziós vulkáni működés (effúzió = kiömlés, lat.). Sok vulkán az explóziós és effúziós működés sajátosságait együttesen mutatja. Eszerint a centrális vulkanizmusnak több típusa különböztethető meg:

- robbanásos (explóziós) vulkántípusok
- kiömlési (effúziós) vulkántípusok
- vegyes típusok (réteges, ún. sztratovulkánok)
- monogenetikus (egyetlen kitöréses) és poligenetikus (sorozatos kitöréses) vulkánok
- iszapvulkánok (meleg – a vulkáni kénes gázok feltörése okozza; hideg – a talaj szerves anyagainak elbomlásából származó gázok feltörése okozza, nincs köze a vulkánossághoz)
- tenger alatti vulkánosság

A vulkánosság földrajzi területi rendje és kapcsolata a lemezszegélyekkel. A Földön ma működő vulkánok számának megállapítása nem könnyű feladat. Ennek két oka van. Egyik az, hogy nincsenek a Föld felszínének minden részletéről évszázadokra visszamenőleg pontos vulkanológiai adataink. A nehezen elérhető távoli vidékeket ugyanis csak mindössze száz-kétszáz év óta ismerjük. A másik ok pedig az, hogy nehéz eldönteni, vajon egyes területeken a vulkáni tevékenység ténylegesen megszűnt-e, vagy csak pihen, „alszik” a vulkánosság. A Vezúv vagy a Bandaiszan példája mutatja, hogy évszázadok óta kialudtnak vélt, valójában azonban csak pihenő tűzhányók máról holnapra tevékenyvé válhatnak.

A jelenleg is aktív, valamint a geológiai múlt egy adott időszakában működött földfelszíni vulkánok földrajzi előfordulása egyaránt egy jól kirajzolódó területi rendet mutat (2.16. ábra). 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.



2.16. ábra. A litoszféalemezek a vulkánosság és a földrengések földrajzi területi rendje és kapcsolata

Ha a sorszerű vonulatokba települt aktív tűzhányókat térképre visszük, kitűnik, hogy öt vulkáni övezetet alkotnak (2.16. ábra). Közülük kettő a Pacifikus- (keletázsiai, 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 Mayentől 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-afrikaiárok területe.

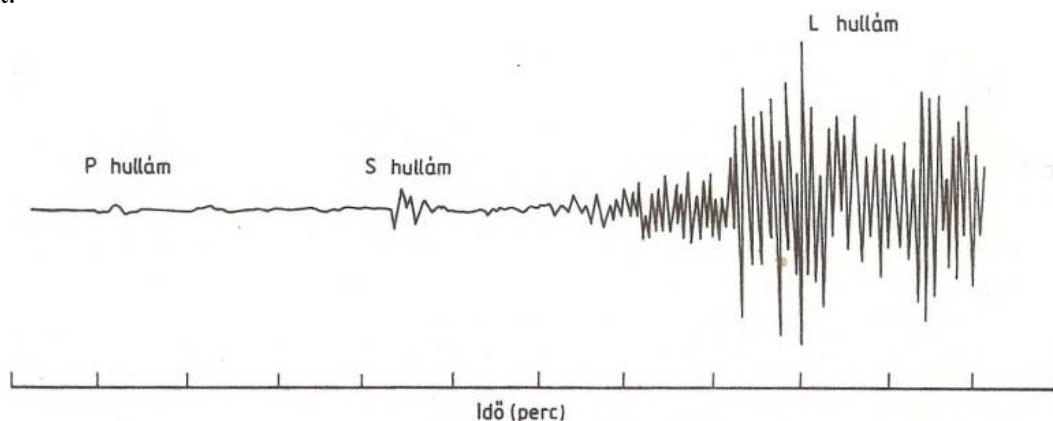
Az aktív vulkánosság területi előfordulási helyeit ábrázoló térképen (15. ábra) szembejött, hogy mennyire egyenlőtlen Földünkön a vulkánosság térbeli megoszlása. Holmes (1978) szerint a szigetívekhez és a recens hegységképződési vonalakhoz kapcsolódik a működő vulkánok 80%-a, 20%-a pedig az óceánok medencéihez, éspedig 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 szembejűnően 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 litoszféalemezeinek táblahatáraival.

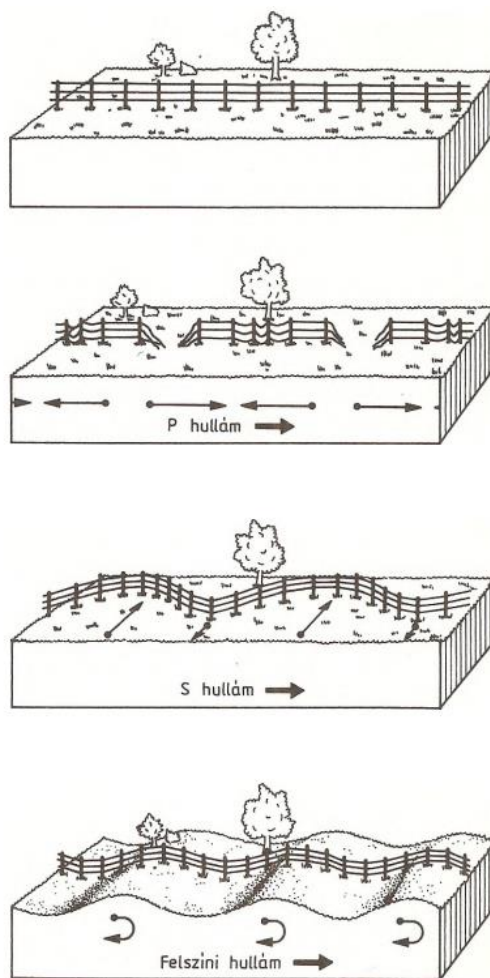
Földünkön ma összesen 122 olyan „forró pontot” ismerünk, amelyek a földtörténet legutóbbi 10 millió éve folyamán aktív vulkanizmust produkáltak. Ezek közül 53 az óceáni medencékben helyezkedik el, messze a litoszféalemezek szegélyeitől. 15 kapcsolódik az óceáni hátságok, illetve repedésvölgyek valamely szakaszához. Az egyes litoszféalemezek közül az Afrikát hordozón legnagyobb a forró pontok koncentrációja. Itt 25 magán a kontinensen jelentkezik, és 18 olyan óceáni területen, amely még szintén ehhez a lemezhez tartozik.

A földrengések. A Föld szilárd kérge sehol nincs nyugalomban, azt valahol mindig megmozgatják a földrengések. Földünkön egyetlen nap sem telik el földrengések nélkül. A földrengés a földkéregnek a mélyből a felszín felé ható lökésszerű rázkódása. Kipattanását a földszerkezeti mozgások váltják ki, és a földkéregben, illetve a felső köpenyben felhalmozódó mechanikai feszültségek felszabadulása okozza. A földi földrengésjelző állomáshálózat évente több mint tízezer rengést észlel. A rengéshullámokat a megfelelőhelyre telepített állomásokon szeizmográfokkal vizsgálják. A műszer által készített szeizmogramok adatait részletesen feldolgozzák. Megállapítják a földrengés során keletkezett különböző hullámok pontos beérkezési idejét és a földrengésre jellemző egyéb fontosabb adatokat. A Föld belsejéről a földrengéshullámok értékelése során már a múlt század végén is értékes adatokat tudtak meg a szeizmológusok.

A földrengés helyétől (epicentrumából) a különböző helyeken fekvő észlelőállomásokra először a P vagy longitudinális hullámok (undae primae = elsődleges hullámok) érkeznek be. Ezenél az anyagi részecskék elmozdulása a hullám terjedésének irányában történik. Az észlelőhelyre másodikként az S (undae secundae) hullámok érkeznek be. Az S hullámban a részecskék a terjedés irányára merőlegesen (transzverzálisan) mozognak. Az S hullám csak szilárd közegben terjed, folyadékban vagy gázokban nem. A harmadik típusba az L hullámokat soroljuk. 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. Az L a long (hosszú) szó kezdőbetűje, és arra utal, hogy a hullám hosszú, periódusideje nagy. plitúdóval és a leghosszabb periódussal a felületi (L) hullámok érkeznek be (2.17. ábra). Bár ezek haladási sebessége még az S hullámokénak is csak mintegy a fele, nagy amplitúdójuk miatt ezek idézik elő a legnagyobb pusztítást.



2.17. ábra. Jellegzetes részlet egy szeizmogramból. P, S, L hullámok



2.17. ábra. A földfelszín elmozdulása a különböző típusú földrengéshullámok hatására

A földrengésekről műszerek nélkül is sok mindent meg lehet állapítani. A rengések látható hatása olykor jobban jellemzi a terület geológiai felépítését, mint a műszeres észlelések alapján kiértékelt földrengésértékek. A földrengések hatása a közvetlenül nem érzékelhető elmozdulástól az emberi létesítmények teljes elpusztulásáig nagyon különböző lehet. A rengéshullámok hatása gyakran csak pillanatnyi, múltó 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. E földrengés-erősségi 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.

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.

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 utó rengések még hosszabb ideig tanúsítják, hogy a kéreg nem jutott teljesen nyugalomba. A földrengések - mint azt korábban láttuk - túlnyomórészt a lemezhatárokhoz kötődnek, és főképpen tektonikus eredetűek.

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. A földrengések alkalmával a változatosabb felszínű dombsági és főleg hegyvidéki területeken nagyméretű tömegmozgások, csuszamlások következhetnek be. A csuszamlásokhoz igen gyakran törmelék- és sárfolyások társulnak.

Tengerrengés. Az erős földrengések pusztító tengerrengést (cunami) válthatnak ki (2.18. ábra). 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. A tengerrengéssel kapcsolatos szökőárnak a lazább kőzetekből (üledékekből) felépült partokon a partformáló hatása is jelentős, hiszen partomlásokat és parteltolódást idéz elő.



2.18.ábra. A cunami kialakulása

3. A FÖLD LÉGKÖRE (Meteorológia és klimatológia)

A légkör. Légkör (atmoszféra) a bolygót (adott esetben a Földet) körülvevő gázburrok, amely a bolygó gravitációja folytán részt vesz annak napi és éves mozgásában.

A légkör összetétele.

Az atmoszférát állandó és változó összetételű gázok, cseppfolyós és szilárd anyagok alkotják. A szilárd- és cseppfolyós anyagokat aeroszol részecskének nevezzük. A levegő összességéhez mérten mennyiségük azonban igen csekély. A szakemberek a gázokat két fő szempont szerint csoportosítják: a légkörben való tartózkodási idejük, mennyiségük és térfogaton belüli arányuk szerint.

Azokat a gázokat, amelyek mennyisége hosszú távon változatlan marad állandó gázoknak nevezzük.

Azokat a légköri gázokat pedig, amelyek viszonylag rövid időn belül, néhány hónap/év vagy évtizeden belül változnak, azokat változó gázoknak hívjuk. Erősen változó gázok pedig néhány nap alatt is képesek változtatni mennyiségükön.

A változó gázok tartózkodási ideje a légkörben hozzávetőlegesen 4 hónaptól 15 évig terjedhet. Az erősen változó gázok jelenléte a légkörben nem tart tovább 14 napnál.

A levegőtér fogat 99,998%-át az alábbi fő összetevők alkotják (3.1. ábra):

- Nitrogén (N_2) – 78,084%
- Oxigén (O_2) – 20,946%
- Argon (Ar) – 0,934%
- Szén-dioxid (CO_2) – 0,032% (2022-ben már 0,040%)

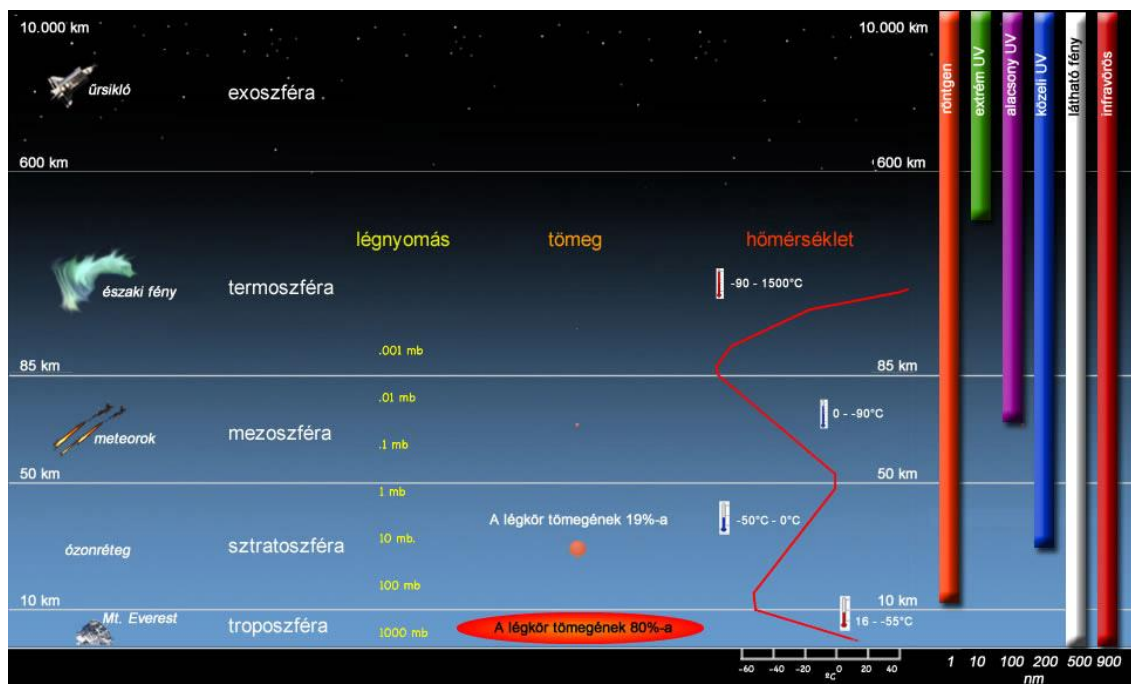
A légkör összetételének fennmaradó százaléktörtekét az aeroszol részecskék és a nyomgázok alkotják. A változó összetevő gázok kis mennyiségük ellenére igen fontos szerepet játszanak a légköri folyamatok kialakításában. Az ózon kis mennyiségben van jelen, mégis életfontosságú szerepet tölt be. A légköri aeroszokok gyengítik a Föld felszínére érkező sugárzást.

Gáz		mennyiség	τ
Állandó			
nitrogén	N_2	78,084 %	$\sim 10^6$ év
oxigén	O_2	20,946 %	$5 \cdot 10^3$ év
argon	Ar	0,934 %	
neon	Ne	18,18 ppm	
hélium	He	5,24 ppm	$1 \cdot 10^7$ év
kripton	Kr	1,14 ppm	
xenon	Xe	0,087 ppm	
Változó			
szén-dioxid	CO_2	390 ppm	(10 év)
metán	CH_4	1,8 ppm	(7 év)
hidrogén	H_2	0,5 ppm	6,5 év
dinitrogén-oxid	N_2O	0,3 ppm	(110 év)
ózon	O_3	$(1-5) \cdot 10^{-2}$ ppm [#]	~ 2 év [#]
Erősen változó			
víz	H_2O	$(0,4-400) \cdot 10^2$ ppm	~ 10 nap
szén-monoxid	CO	0,05-0,25 ppm	0,2-0,5 év
nitrogén-dioxid	NO_2	$(0,1-5) \cdot 10^{-3}$ ppm	8-10 nap
ammónia	NH_3	$(0,1-10) \cdot 10^{-3}$ ppm	~ 5 nap
kén-dioxid	SO_2	$(0,03-30) \cdot 10^{-3}$ ppm	~ 2 nap
kén-hidrogén	H_2S	$(<0,01-0,6) \cdot 10^{-3}$ ppm	$\sim 0,5$ nap

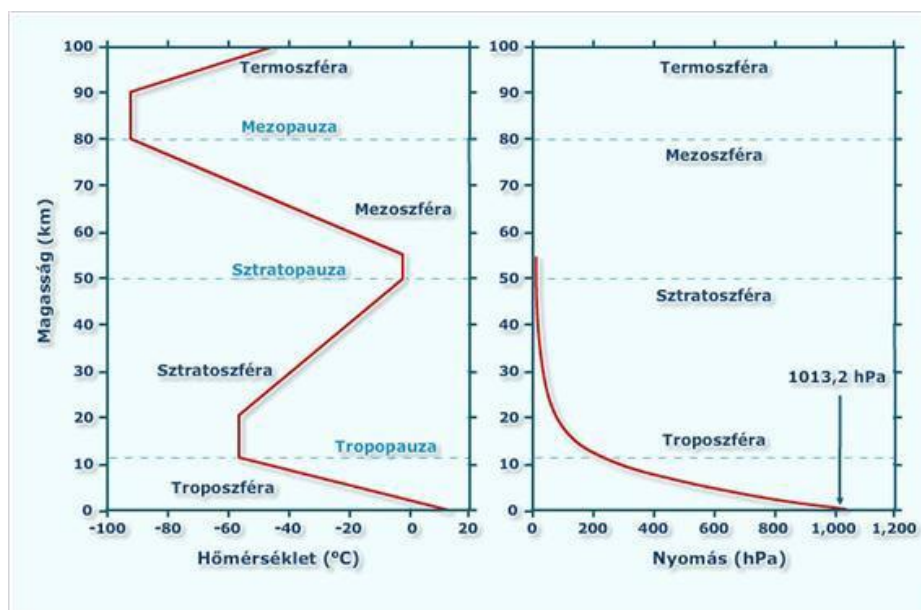
3.1. ábra. A légkör összetevői

A légkör szerkezete.

A földi légkör a felszíntől több mint 560 km-ig terjed, s négy különböző rétegre oszthatjuk fel, elsősorban a hőmérsékleti tulajdonságok alapján (3.2. és 3.3. ábra).



3.2. ábra. A légkör szerkezete



3.3. ábra. A hőmérséklet és légnyomás változása a magassággal

Az átlagos tengerszinti légnyomás 1013,2 hPa, mely a magassággal felfelé haladva exponenciálisan csökken. Az 5,5 km-es magasság alatt helyezkedik el a légkör tömegének a fele, ebben a magasságban az átlagos légnyomás 500 hPa. A földfelszín legmagasabb pontja a Himalájában található Mount Everest (8850 m) felnyúlik a légköri össztömeg kétharmadának magasságáig, itt már nagyon ritka a levegő, s ezért van szüksége a legtöbb hegymászonak oxigénpalackra a hegycsúcs megmászásához. A légköri tömeg 99%-a az alsó 30 km-es légrétegben található.

A földfelszínhez legközelebbi, legalsó réteg a troposzféra, ahol a légkör össztömegének mintegy 80%-a található, valamint ez az időjárási események fő színtere is. A beérkező napsugárzás

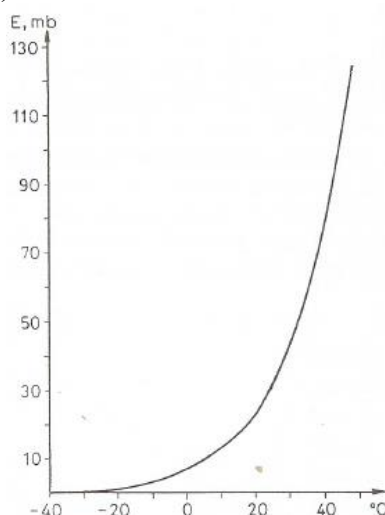
felmelegíti a felszínt, mely alulról melegíti a légrétegeket. Ezáltal a troposzférában a hőmérséklet a magassággal felfelé haladva csökken: átlagosan $0,65\text{ }^{\circ}\text{C}$ -kal 100 méterenként. Ez a réteg a tropopauzánál ér véget, mely a földrajzi szélesség függvényében mintegy 8–16 km-es magasságban található: a Föld tengely körüli forgásából adódó lapultság miatt az Egyenlítő közelében magasabban, a pólusok környékén alacsonyabban helyezkedik el. A tropopauzánál a léghőmérséklet átlagosan $-50\text{ }^{\circ}\text{C}$ és $-60\text{ }^{\circ}\text{C}$ közötti.

A légkör állapotjelzői. A sűrűség, mértékegysége kg/m^3 . A légnyomás, pascal (Pa). A hőmérséklet, Celsius-skála ($^{\circ}\text{C}$). Az állapotjelzők között szoros összefüggés van.

A 15°C hőmérsékletű 1 atmoszféra nyomású levegő sűrűsége $1,225\text{ kg/m}^3$.

A tengerszinti légnyomás (a 45° szélességi körön) 1 atmoszféra (atm) = 1013,25 hPa (mbar) vagy 760 mm higanyoszlop (mmHg) nyomása.

A légkör vízgőztartalmának jellemzői. Abszolút nedvességnek a térfogategységnyi nedves levegőben levő vízgőz tömegét nevezzük, mértékegysége g/kg. A levegőben levő vízgőz parciális nyomását gőznyomásnak vagy párányomásnak nevezzük. A telítettségi gőznyomás (E, mbar) a hőmérséklet függvénye (3.4. ábra).



3.4. ábra. A telítettségi gőznyomás (E, mbar) a hőmérséklet függése

A relatív nedvesség – a jelenlevő gőznyomás hány százaléka (%) az észlelt hőmérséklethez tartozó telítettségi gőznyomásnak.

A harmatpont – az a hőmérséklet, amelyre a vízgőzt tartalmazó telítetlen levegőt állandó nyomáson le kell hűteni, hogy elérje a telítettséget.

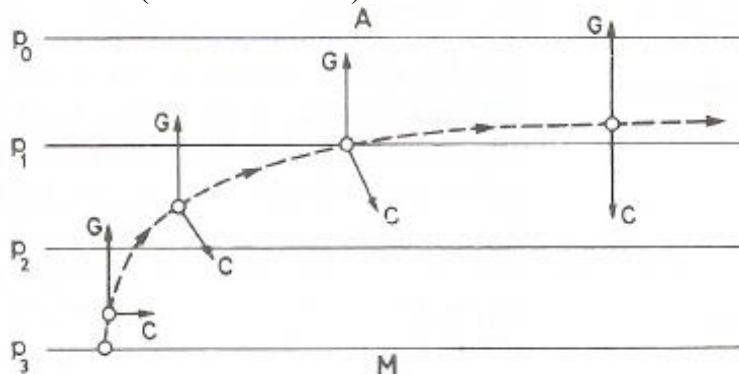
A légkör mozgásjelenségei. A függőleges légáramlásokat a földfelszín okozhatja: a földfelszín egyenetlen felmelegedése (konvektív feláramlás, konvekció), hegyrajzi (orográfiai) akadályok, turbulencia, a különböző hőmérsékletű és sűrűségű levegőtömegek találkozása.

A levegő vízszintes irányú összetevőjét szélnek nevezzük. A szél vektormennyiség, amit az irányával és nagyságával (sebességével) határozunk meg. A szél irányát a meteorológiában azzal az égtájjal jelöljük meg, ahonnan levegőt szállít a megfigyelőhely felé (3.1. táblázat).

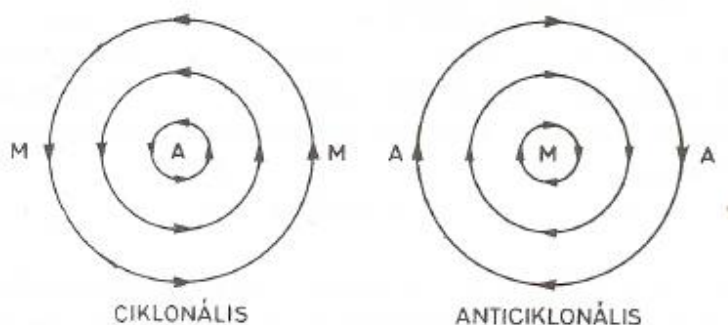
3.1. táblázat: A szélirányok kijelölése

A szélirány meghatározása	Égtáj rövidítése magyarul	Égtáj rövidítése angolul	Szélirány fokokban
	É	N	0 vagy 360
	ÉÉK	NNE	22,5
	ÉK	NE	45
	KÉK	ENE	67,5
	K	E	90
	KDK	ESE	112,5
	DK	SE	135
	DDK	SSE	157,5
	D	S	180
	DDNy	SSW	202,5
	DNy	SW	225
	NyDNy	WSW	247,5
	Ny	W	270
	NyÉNy	WNW	292,5
	ÉNy	NW	315
	ÉENy	NNW	337,5

A szél létrehozója a légnyomás vízszintes síkban tapasztalható egyenlőtlen eloszlása. A légnyomás egy adott vízszintes síkban tapasztalható egyenlőtlen eloszlásának mértékét a bárikus gradiens fejezi ki. A bárikus gradiens által meghatározott erő a gradiens erő. Az azonos légnyomású pontokat összekötő térképi vonalakat izobároknak nevezzük. A gradiens erő (a szél) iránya az alacsony nyomású területről az izobár vonalakra merőlegesen a magas nyomású terület felé kellene, hogy mutasson és haladjon, de a talajközeli súrlódás és a Föld forgása miatt (Coriolis-erő – 1. témakörnél említettük) iránymódosulást szenved. Az eltérítő erő miatt a valóságban a szélirány az izobárokkal párhuzamosan fut (3.5. és 3.6. ábra).



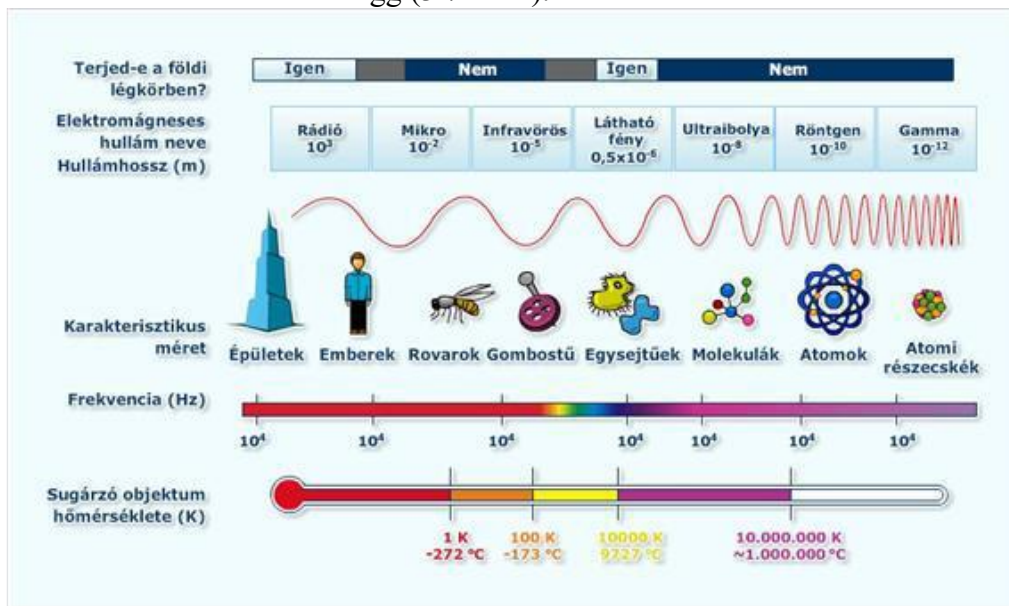
3.5. ábra. A geosztrófikus légáramlás kialakulása (az északi féltekén) (p_0 = alacsony nyomás, p_3 = magas nyomás, G = gradiens erő, C = Coriolis-erő)



3.6. ábra. Ciklonális és anticiklonális forgás az északi félgömbön

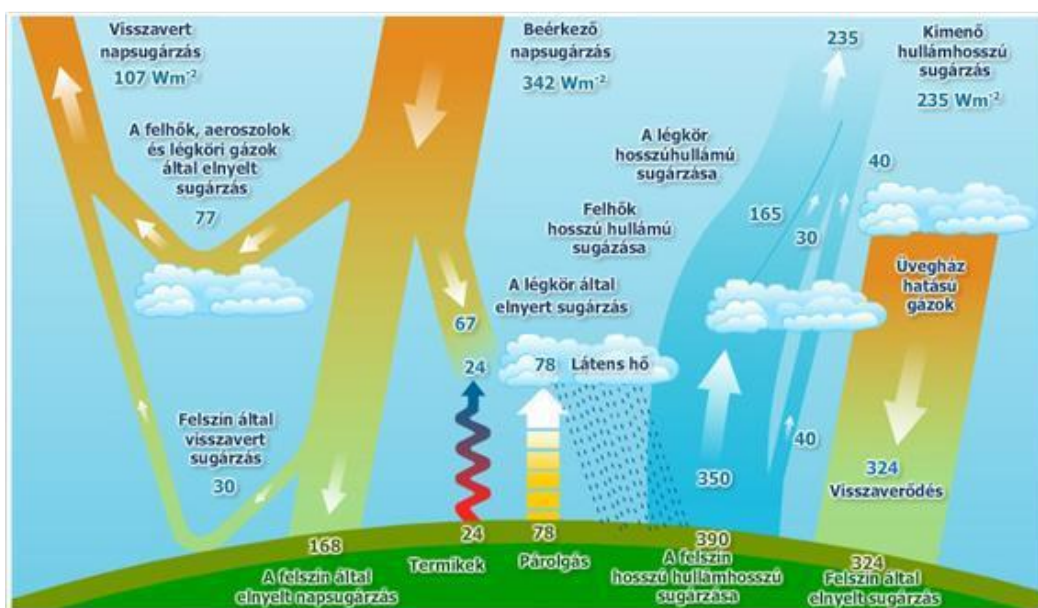
Mivel a valóságban általában az izobárok görbült, esetenként kör alakúak, ilyenkor a gradiens erő és Coriolis-erő mellett a centrifugális erő is fellép.

Az elektromágneses sugárzás. A Naptól érkező sugárzási energia vagy sugárzás elektromágneses hullámok formájában terjed, és csak akkor alakul hőenergiává, amikor elnyeli egy tárgy. E hullámoknak tovaterjedésükhöz nincs szükségük közegre. Vákuumban (légüres térben) állandó (300 000 km/s) sebességgel haladnak. A sugárzási energia és a hullámhossz egymással fordítottan arányos, azaz minél kisebb a sugárzás hullámhossza, annál nagyobb az általa hordozott energia mennyisége. A bejövő napsugárzás jelentős hányada tehát nem a légkörben nyelődik el, hanem a Föld felszínén (talaj, óceán, jégtakaró). Minden test, amelynek hőmérséklete az abszolút nulla fok ($-273\text{ }^{\circ}\text{C}$) felett van, energiát sugároz ki elektromágneses sugárzás formájában, melynek hullámhossza a test hőmérsékletétől függ (3.7. ábra).



3.7. ábra. Az különböző elektromágneses hullámok tulajdonságai

A légkör sugárzási egyenlege. Annak ellenére, hogy egy helyszínen a hőmérséklet jelentős mértékben változik évről évre, ha az egész földi légkört tekintjük, akkor sugárzási szempontból a beérkező és a Földet elhagyó sugárzás hosszú idő átlagában egyensúlyban van (3.8. ábra).



3.8. ábra. A légkör sugárzási egyenlege

Kondenzációs folyamatok a légkörben. A légkörben a víz gáz, folyadék és szilárd halmazállapotban egyaránt előfordul. A teljes légköri vízkészlet 99%-a a légkör alsó részében a troposzférában foglal helyet. A víz légkörünkben állandó fázisátalakulásban van (3.2. táblázat).

3.2. táblázat: A víz fázisátalakulásai

Milyenből	Milyenbe	Folyamat
folyékony	gőz	párolgás
folyékony	szilárd	fagyás
gőz	folyékony	kondenzáció (kicsapódás)
gőz	szilárd	gőzdepozíció
szilárd	folyékony	olvadás
szilárd	gőz	szublimáció

A levegőben levő vízgőz kondenzációja kétféle módon megy végbe:

- felületen
- térfogaton belül

A felületi kondenzáció során jön létre a cseppfolyós halmazállapotú harmat, a szilárd halmazállapotú dér és zúzmara.

A térfogaton belüli kicsapódás alkalmával nagyobb kiterjedésű levegőtömegben egyszerre igen sok apró vízcsepp vagy jégkristály válik ki, ezek látható formája köd és a felhő. Felhő (köd) a légkörnek olyan összefüggő része, amelyben igen kis vízcseppek vagy jégkristályok annyira nagy számban lebegnek, hogy a fény útjában akadályt jelentenek.

A felhőfajták. A felhőket több szempont szerint osztályozhatjuk. A felhő alakja a létrehozó fizikai folyamatokra utal. A felhők magassága szoros kapcsolatban áll anyagukkal (csak vízcseppeket tartalmazó meleg felhők, vegyes halmazállapotú felhők, jégkristályokból álló felhők).

A felhőket alakjuk és szerkezetük szerint két csoportba soroljuk:

- réteges (sztrátusz- típusú) felhők – vízszintes kiterjedésükhöz képest vastagságuk kicsiny, és rostos, fonalas szerkezetűek.
- gomolyos (kumulusz-típusú) felhők – egyedülálló halmok vagy rögök formájában mutatkoznak, vízszintes méretükhöz viszonyítva vastagságuk is jelentős.

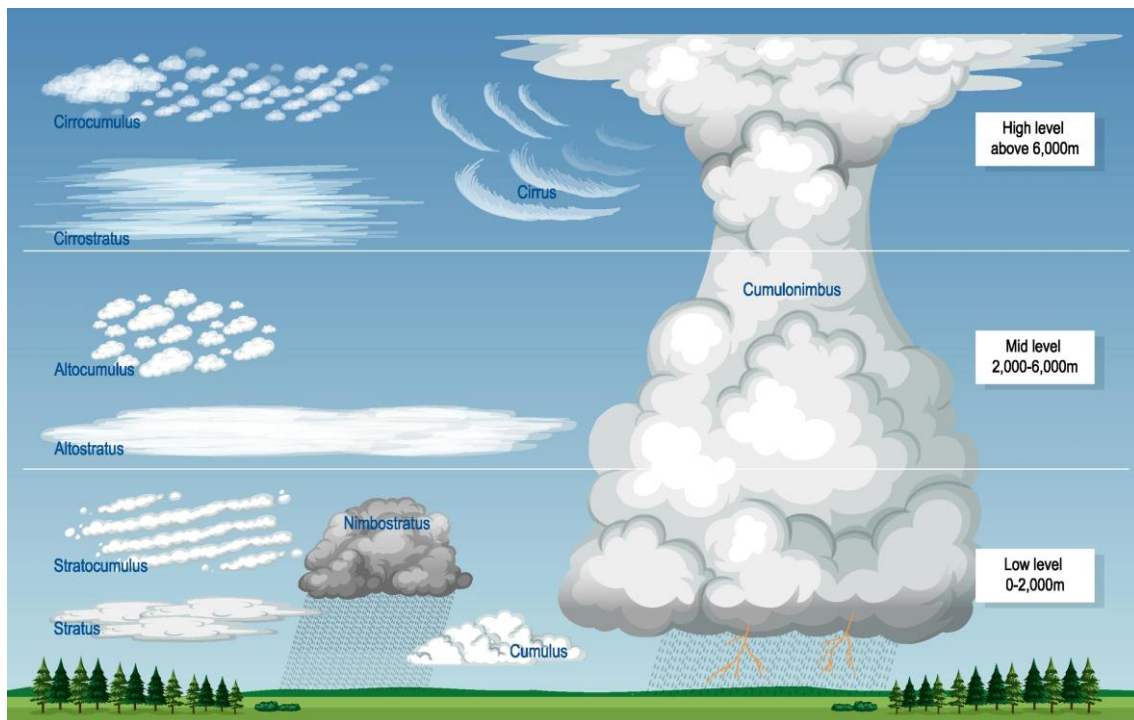
A felhők magasságát a felhő alsó felületének, a felhőalap magassága szerint osztályozzuk (a földrajzi szélességtől függ):

- alacsony szintű felhők – talajszint és 2 km között, túlnyomórészt vízcseppekből állnak
- közép magas szintű felhők – 2-6 km között, vegyes halmazállapotúak
- magas szintű felhők – 6 km fölött, kizárólag jégkristályokat tartalmaznak

Külön említendők a függőleges kiterjedésű felhők – ezek alapja alacsonyan van, de nagy magasságokig terjedő feláramlás van bennük, a cseppképződés szempontjából ezek a leghatékonyabbak.

A fő felhőfajták (3.9. ábra):

- alacsony szintű rétegfelhő (stratus = St)
- alacsony szintű réteges gomolyfelhő (stratocumulus = Sc)
- közép magas szintű rétegfelhő (altostratus = As)
- közép magas szintű réteges gomolyfelhő (altocumulus = Ac)
- magas szintű felhők (cirrostratus = Cs)
- magas szintű gomolyos rétegfelhő (cirrocumulus = Cc)
- pehelyfelhő (cirrus = Ci)
- függőleges felépítésű gomolyfelhő (cumulus = Cu)
- függőleges felépítésű zivatarfelhő (cumulonimbus Cb)
- függőleges felépítésű esőréteg felhő (nimbostratus = Ns)



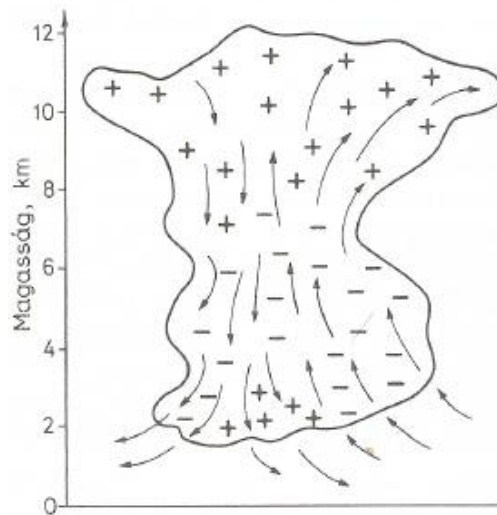
3.9. ábra: A fő felhőfajták

Csapadékképződés és csapadékformák. A csapadék a légkör vízgőztartalmából származó folyékony vagy szilárd halmazállapotú víz, amely a földfelszínre kerül. Felszíni vagy mikrocsapadék – a harmat, dér és zúzmara. Hulló vagy makrocsapadék – A Kárpát-medencében az átlagos évi csapadékmennyiség 95%-át a hulló csapadék adja. A csapadékképződés kedvező feltételeit olyan felhőkben találjuk meg, amelyekben a felhőcseppecskék mérete széles spektrumon oszlik meg, s megvan a lehetőség nagyobb felhőelemek keletkezésére is. A cseppképződést elősegítik az ún. kondenzációs magvak (por, sókristályok, stb.), amelyek túlhűlt felszínén könnyebben kicsapódik a víz.

A csapadékmennyiségen azt a számot értjük, amely megmutatja, hogy valamely időtartam során a vízszintes sík 1 m²-re mikrocsapadék kiválásából vagy makrocsapadék hullásából hány liter vízmennyiség jutott. A csapadékmennyiség egysége: mm, amely azt fejezi ki, hogy a felszínre került csapadék (szilárd halmazállapot esetén az elolvadás utáni víz mennyisége) hány mm magas vízréteget képezne a vízszintes felszínen, ha nem folya el, nem szivárogná be a talajba és nem párologna el.

Hulló csapadékformák: szitálás, eső, havazás, záporos csapadékok, havas eső, jégdara, jégeső, ónos eső.

A zivatarelektromosság. A légkörben található legnagyobb elektromos töltésfelhalmozódások a zivatarokban jön létre. A nagy magasságokig (sokszor 10-14 km) felnyúló tornyos zivatarfelhőkben jelentős pozitív és negatív elektromos töltések elkülönülése figyelhető meg. A töltések kiegyenlítődése elektromos kisülések formájában történik meg. Ez a villámlás jelensége. A villámcsatornában a levegő több ezer fokra felmelegszik és a kisülés megtörténte után robbanásszerűen kitágul. Ez a hirtelen kitáguló levegő idézi elő a mennydörgést, amelynek hanghatását a felhő és a talaj közötti többszörös hangvisszaverődés fokozza. Léteznek felhő-föld és felhő-felhő villámok (3.10. ábra).



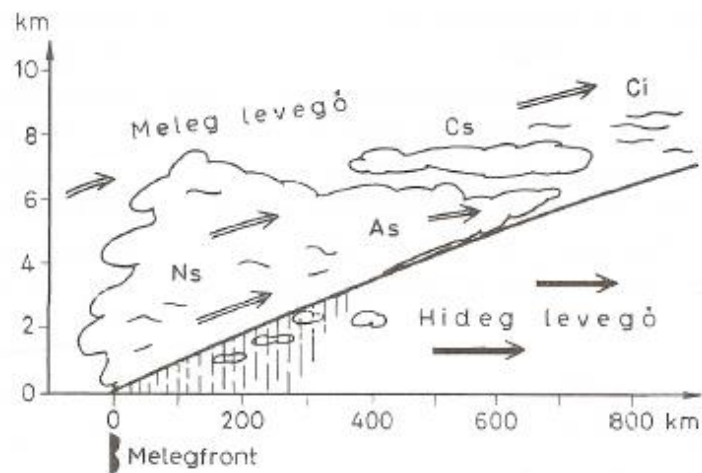
3.10. ábra. Zivatarfelhő elektromos töltésének megoszlása

A légtömegek. A Föld légkörében mozgó levegőrészecskék esetenként hosszabb-rövidebb ideig nyugalomba kerülnek. Ha ez a nyugalmi vagy csekély mozgással járó állapot fizikai-földrajzi szempontból egynemű terület fölött következik be és legalább 4-5 napig eltart, a levegő felveszi a környezetére jellemző fizikai állapotot. Ilyen módon kialakulnak a légkörben olyan több százezer km^2 kiterjedésű és néhány ezer méter vastagságú légtestek, amelyeken belül nincsen lényeges eltérés a legjellemzőbb fizikai tulajdonságokban (hőmérséklet, vízgőztartalom, szennyezőanyagok mennyisége, a levegő átlátszósága). Ezeket a nagy kiterjedésű, fizikai jellemzőiket tekintve közel egynemű légtesteket légtömegeknek nevezzük.

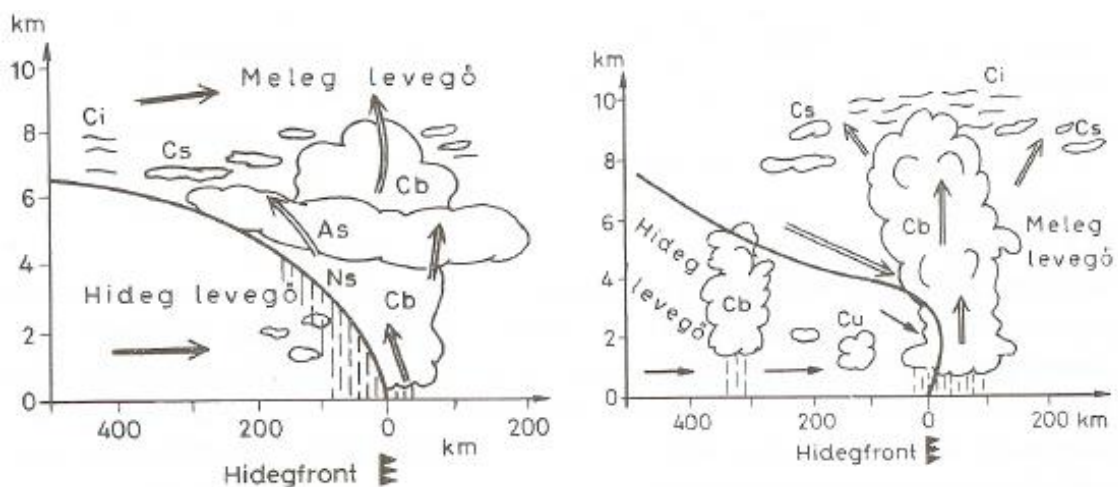
Ha egy adott hely fölé az évszaknak megfelelő ottani egyensúlyi hőmérsékletnél hidegebb levegő kerül, termodinamikai szempontból hideg, az egyensúlyi hőmérsékletnél melegebb levegő esetén pedig meleg légtömegről beszélünk. A légtömegeket az alapvető termodinamikai osztályozás mellett kialakulásuk helye, földrajzi származása szerint csoportosítjuk:

- sarkvidéki légtömeg (AM)
- mérsékelt övi tengeri légtömeg (mPM)
- mérsékelt övi szárazföldi légtömeg (cPM)
- szubtrópusi légtömeg (TM)
- egyenlítői légtömeg (EM)

Az időjárási frontok. A légtömegek vándorlásuk során egymással találkoznak. Két különböző légtömeget a levegő fizikai tulajdonságaiban éles ugrásszerű változást mutató zóna az időjárási frontfelület választja el. A frontfelületnek a földfelszínnel való metszévonalát az időjárási front. Az időjárási frontra tehát a levegő fizikai állapotjelzőinek éles szakadásszerű változása jellemző. Minthogy a légtömegek túlnyomórészt mozgásban vannak, a frontfelületek is mozognak. Egyes légtömegek sebessége azonban nem egyforma, így azok egymáshoz és a frontfelülethez képest is elmozdulnak. A frontfelület mentén emelkedő, illetve süllyedő légmozgások alakulnak ki. Ha a frontfelület a melegebb légtömeg felé mozog, azaz a hideg levegő az aktív, hidegfrontot, ha pedig a meleg levegő hódít teret a hideg rovására, melegfrontot különböztetünk meg (3.11. és 3.12. ábra).



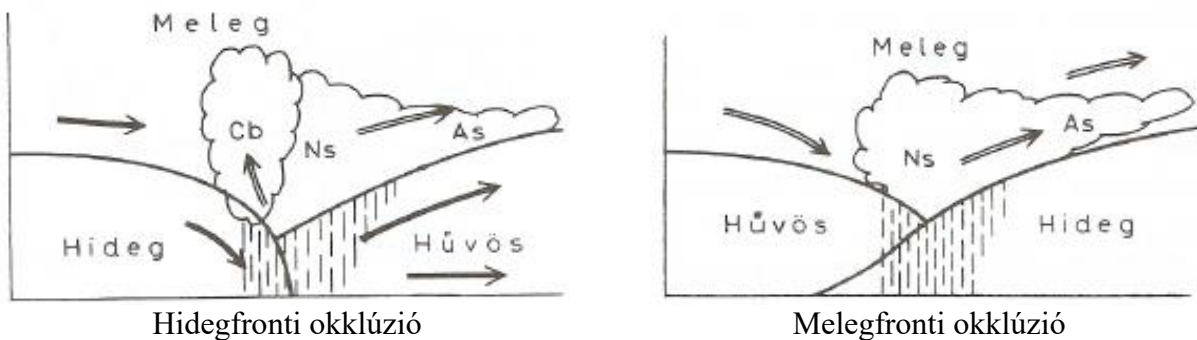
3.11. ábra. Melegfront szerkezete és felhőtípusai



3.12. ábra. Elsőfajú és másodfajú hidegfront szerkezete és felhőzete

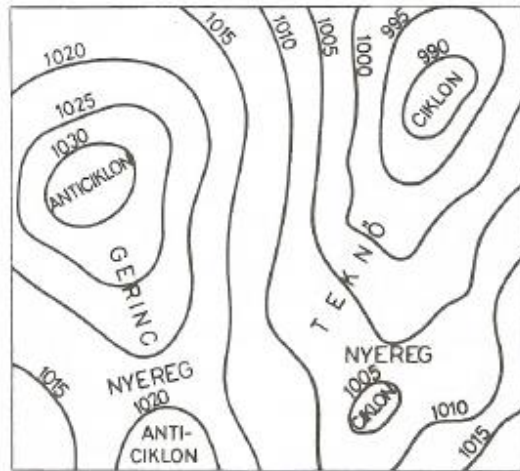
Ha az általában gyorsabban mozgó hidegfront utoléri az előtte haladó melegfrontot, akkor a két frontfelület összeér, és a meleg levegőt elzárja a felszíntől (3.13. ábra). Az így kialakult frontot ezért záródott vagy okklúziós frontnak nevezik. Az okklúziós frontnál voltaképp három légtömeg játszik szerepet:

- a hideg levegő, amely a melegfront előtt visszavonul
- a meleg levegő, amely az előző hideg levegőre felsiklik
- a második hideg levegő, amely a meleg levegő alá benyomul



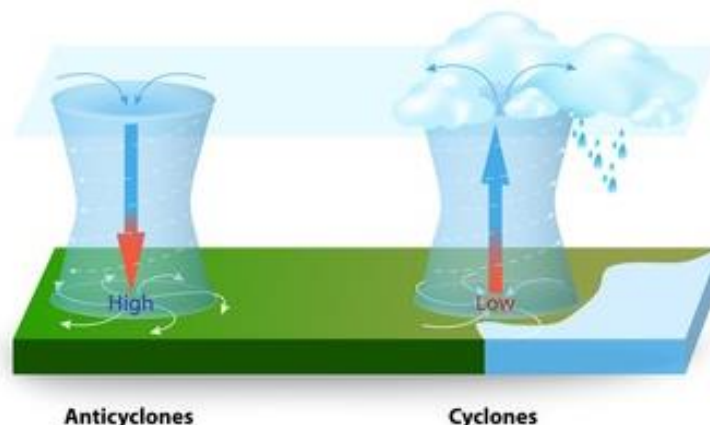
3.13. ábra. Hidegfronti és melegfronti okklúzió

Ciklonok és anticiklonok. A légnyomási (bárikus) mezőt ábrázoló izobár térképeken a légnyomás egyenlőségi görbéinek (izobárok) legjellegzetesebb alakzatai a zárt koncentrikus izobárokkal körülhatárolt alacsony, illetve magas nyomású területek. Az ilyen alacsony nyomású területek elnevezése a ciklon, a magas nyomású területé az anticiklon (3.14. ábra).



3.14. ábra. Bárikus képződmények

A szél (az északi félgömbön) a ciklon középpontja körül az óramutató járásával ellentétesen fúj az izobárok mentén, az alsóbb szinteken azonban a talajközeli súrlódás miatt a légáramlás spirálisan a ciklon belseje felé tart (3.15. ábra). Ennek következtében a ciklon centrumában összeáramlás (konvergencia) és emelkedő légmozgások alakulnak ki, ezek kedveznek a felső- és csapadékképződésnek. Az anticiklon nyomáseloszlása a ciklonéval ellentétes, a légnyomás maximum a középpontban van és az anticiklon szegélye felé csökken, úgyhogy a bárikus gradiens a centrumból a szélek felé irányul. A szél (az északi félgömbön) az anticiklonban az óramutató járásával megegyezően fúj az izobárok mentén. Az alsóbb szinteken a talajközeli súrlódás miatt a légáramlás az anticiklon centrumából spirálisan kifelé tart, tehát ott szétáramlás (divergencia) lép fel, s ezért az anticiklon belsejében leszálló légmozgások keletkeznek, amelyek a felhőzet feloszlását eredményezik.

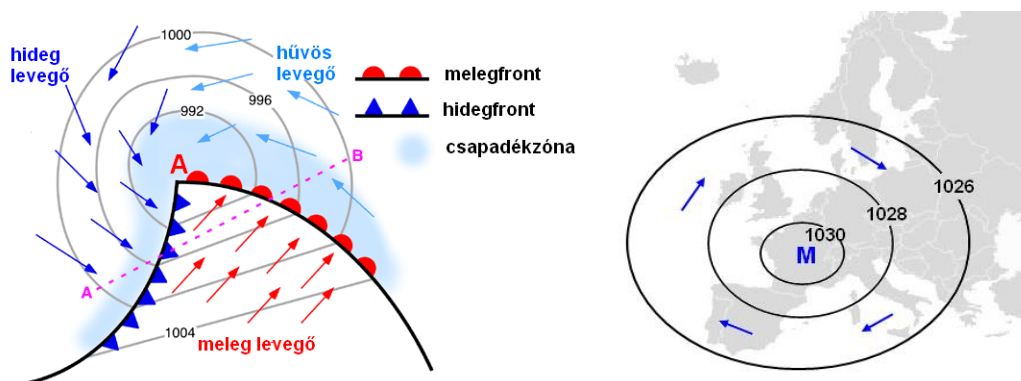


3.15. ábra. A ciklon és az anticiklon sajátossága (az északi félgömbön)

A ciklonoknak két fajtáját különböztetjük meg: a mérsékelt övi és a trópusi ciklonokat. A két fajta ciklon között keletkezésükben, méretükben és a bennük kialakuló bárikus gradiens nagyságában lényeges különbségek vannak.

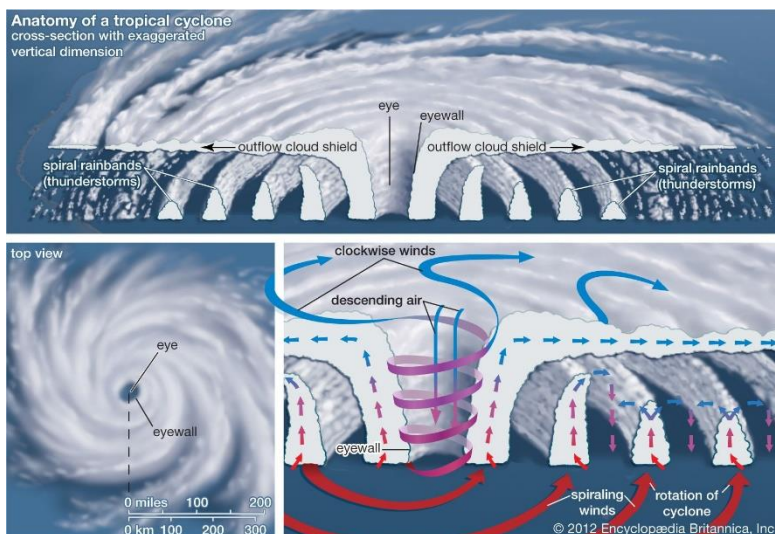
A mérsékelt övi ciklonok voltaképpen azokból a nagyméretű horizontális hullámzásokból erednek, amelyek különböző hőmérsékletű (sűrűségű) légtömegek határán alakulnak ki, e légtömegek ellentétes irányú mozgása miatt. A mérséklet öv ciklonjai leggyakrabban a sarkvidéki (arktikus) és a mérséklet övi (poláris) légtömegek határán, ritkábban a mérséklet övi és szubtrópusi légtömegek

határán képződnek elsősorban tengerek fölött. A mérséklet övi ciklonok (az északi félgömbön) többnyire nyugatról kelet felé haladnak (a földi légkörzés sajátosságai miatt) (3.16. ábra).



3.16. ábra. Mérséklet övi ciklon és anticiklon

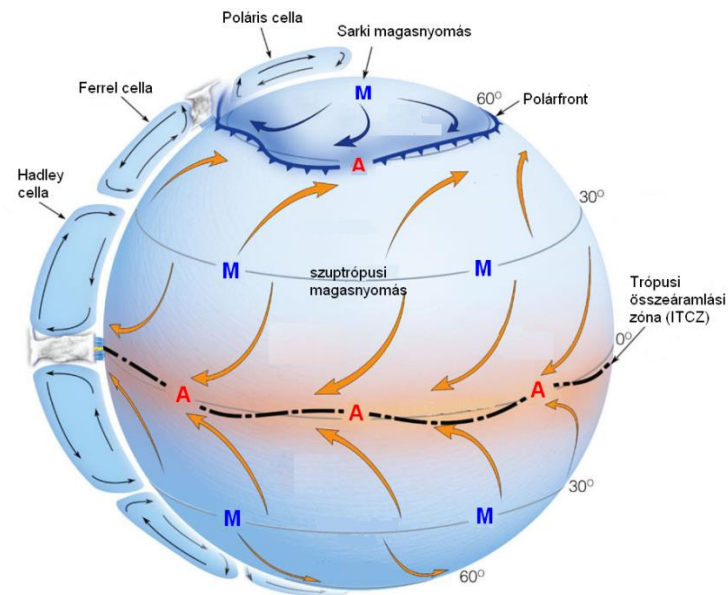
A trópusi ciklonok szerkezetükben és kialakulásukban eltérnek a mérsékelt égöviekétől (3.17. ábra). Az utóbbiak két légtömeg határán jönnek létre. A trópusi ciklonok viszont a trópusi égöv egységes légtömegein belül fejlődnek ki. Létrejöttükben a trópusi meleg-nedves légtömegekben kialakuló erős termodinamikai instabilitás a döntő, amelynek energiája heves feláramlásban szabadul fel, és a trópusi ciklon középpontja körül a légrések gyors forgását idézi elő. A trópusi ciklonok átmérője csupán néhányszor 10 km, szemben a mérséklet övi ciklonok több száz, esetenként ezer km-es átmérőjével. Nagyon jellegzetes a trópusi ciklon szerkezete. A trópusi ciklonok az egyenlítői övezet tengerei fölött keletkeznek, s többnyire a kontinensek keleti partjai előtt a sarkok felé elkanyarodó parabola íven mozognak. A trópusi ciklonok elnevezése helyenként változik: hurrikán, tájfun, willi-willi.



3.17. ábra. A trópusi ciklon szerkezete

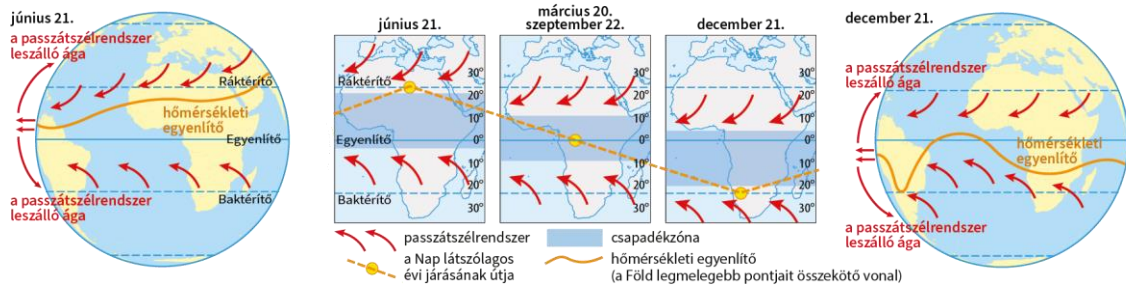
A légkör általános cirkulációja. A Föld légkörébe soha sincsen nyugalom, az atmoszférát alkotó levegőrészecskék állandó mozgásban vannak. A légáramlások uralkodó sajátosságainak nagy méretű összefüggő rendszerét a légkör általános cirkulációjának nevezzük. Az általános cirkuláció tanulmányozásánál a troposzféra és a magasabb légköri rétegek uralkodó szeleit különböztetjük meg. A felszínhez közeli, a troposzférában uralkodó általános légcirkuláció átlagos állapotát a nyugatias és keleties szelek földövenként váltakozó eloszlása jellemzi. A troposzférában három jellegzetes szélvezetet különböztetünk meg (3.18. ábra):

- a trópusi övben a keleties szelek
- a mérsékelt övben a nyugatias szelek
- a poláris területeken ismét a keleties szelek jellemzők



3.18. ábra. A légkör általános cirkulációja

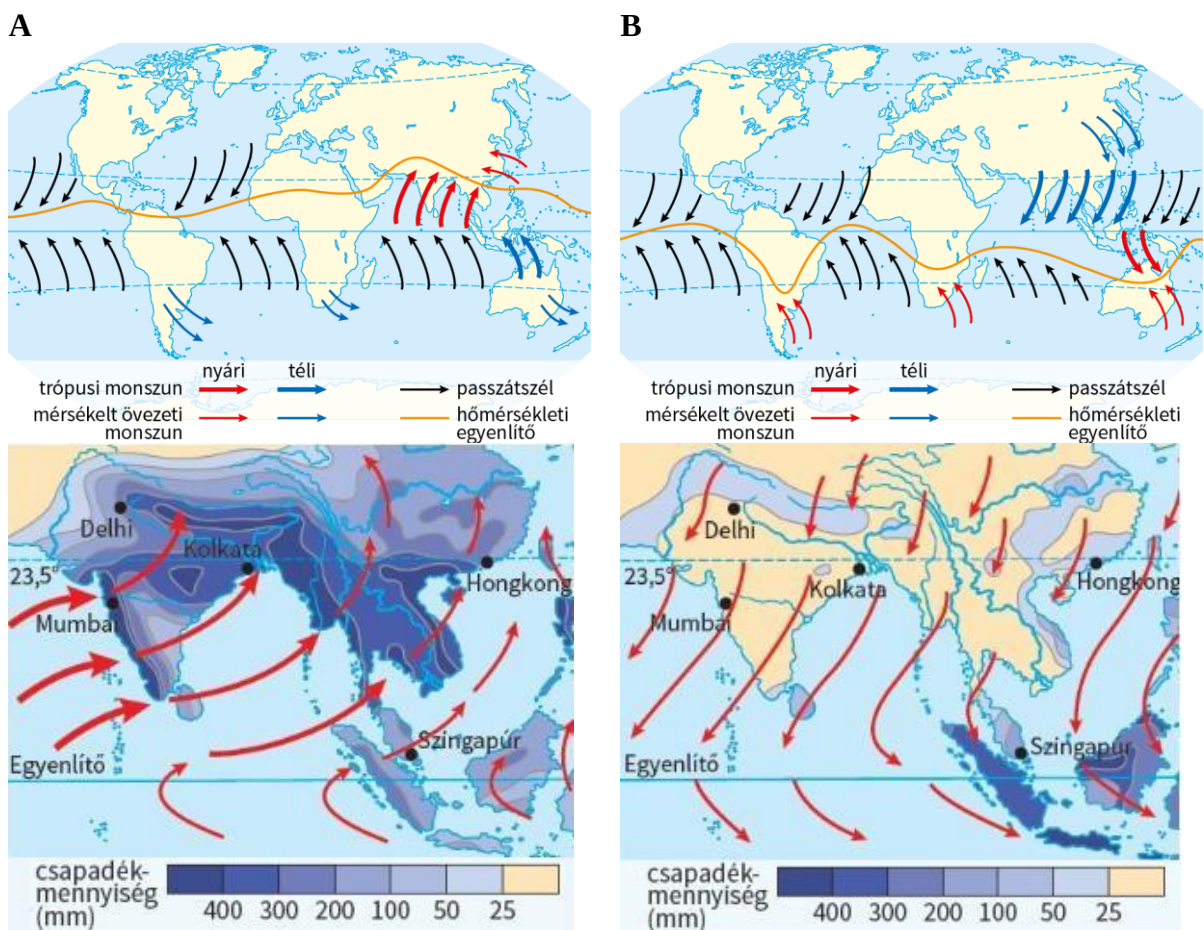
A passzátszeleket irányító légnyomásövek az évszakok váltakozásának megfelelően észak–déli irányban eltolódnak. Az északkeleti és a délkeleti passzátszél a felszín közelében valójában nem az Egyenlítő, hanem a legmagasabb hőmérsékletű és így legalacsonyabb nyomású térség felé fúj. Ezt a vonalat, a hőmérsékleti egyenlítőt (trópusi összeáramlási zóna, ITCZ) a Föld mindenkor legmelegebb pontjait összekötve kapjuk meg (3.19. ábra).



3.19. ábra. A hőmérsékleti egyenlítőt (trópusi összeáramlási zóna, ITCZ) futása az év folyamán

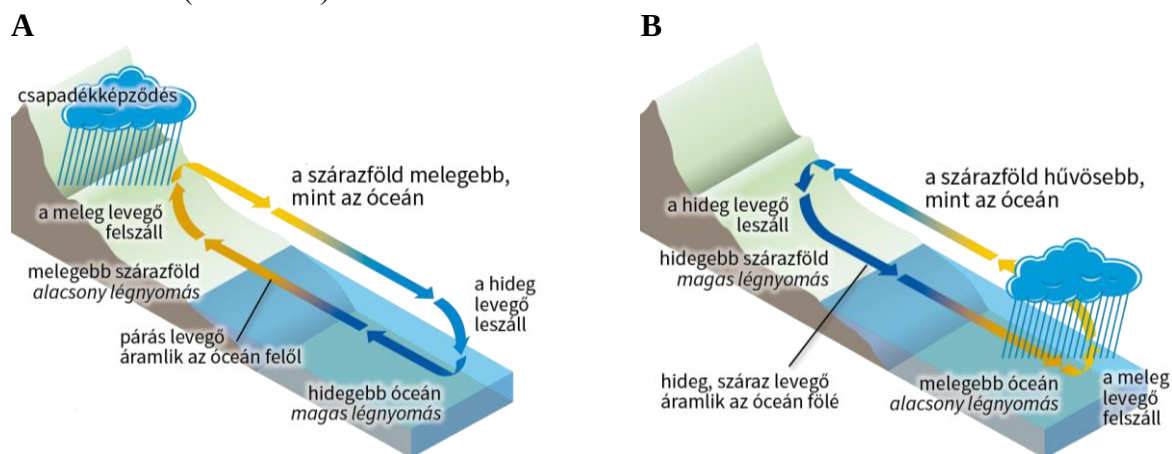
Az évszakonként ellentétes (legalábbis erősen eltérő) irányból fújó szeleket monszunnak nevezzük. A forró övezetben a hőmérsékleti egyenlítő évszakos eltolódása miatt alakul ki. Az északi (illetve a déli) félgömbön a trópusi téli monszun az illető félgömb passzátszelével azonos északkeleti, illetve délkeleti irányú szél. Az északi (illetve a déli) félgömb trópusi nyári monszunja a másik félgömből átlátogató passzátszél, a földforgás hatására eltérített délnyugati (illetve délen északnyugati) irányú szele.

A hőmérsékleti egyenlítő futása a tengerek és a szárazföldek különböző mértékű felmelegedése miatt még csak nem is párhuzamos a szélességi körökkel. Így például a déli félgömből induló és a hőmérsékleti egyenlítő felé fújó délkeleti passzátszél az északi félgömb nyarán átlépi az Egyenlítőt, és útját az északi félgömbön folytatja. Mivel a Föld forgása az északi félgömbön jobb kéz felé téríti el az áramló levegőt (Coriolis-erő), a déli félgömb délkeleti passzátszélje az Egyenlítő felé húzódik az északi félgömbön mint délnyugati szél folytatja útját. Az északi félgömb telén viszont a déli félgömbre húzódik a hőmérsékleti egyenlítő, és így utat enged az északkeleti passzátszélnek. Ellentétes előjellel hasonló folyamat játszódik le a földrajzi Egyenlítő felé is. A földrajzi Egyenlítő felé és délre (pl. Afrikában a Guineai-öböl vidékén, Elő-Indiában, az Indonéz-szigetvilágban) tehát évszakos váltakozással majdnem teljesen ellentétes irányú szelek fújnak (3.20. ábra).



3.20. ábra. A passzát és monszunszelek iránya júliusban (A) és januárban (B) és azok hatása a csapadékképződésre

Évszakosan változó irányú monszunszél kialakul a mérsékelt övezetben is. A mérsékelt övezeti (szubtrópusi) monszun kialakulását a kontinensek és az óceánok évszakosan eltérő hőmérséklete határozza meg. Nyáron a szárazföld erősebben melegszik fel, mint a tenger vize, ezért a szárazföld fölött felszálló, a tenger fölött leszálló légmozgás alakul ki. A szél így az óceán felől fúj, és csapadékot szállít a szárazföld fölé. Télen fordított a helyzet, a tengervíz a melegebb, így a szárazföldek belseje felől száraz levegő áramlik a tenger felé. Ez a jelenség a szárazföldek keleti peremén alakulhat ki, e területekre ugyanis a kontinensen átkelő nyugati szél már száraz légtömegként érkezik, illetve nyáron a kontinens belső területein az erős felmelegedés miatt kialakult alacsony nyomás vonzza az óceáni légtömegeket. A legszabályosabban Ázsia keleti partvidékén alakul ki, de megfigyelhető Észak-Amerikában is (3.21. ábra).



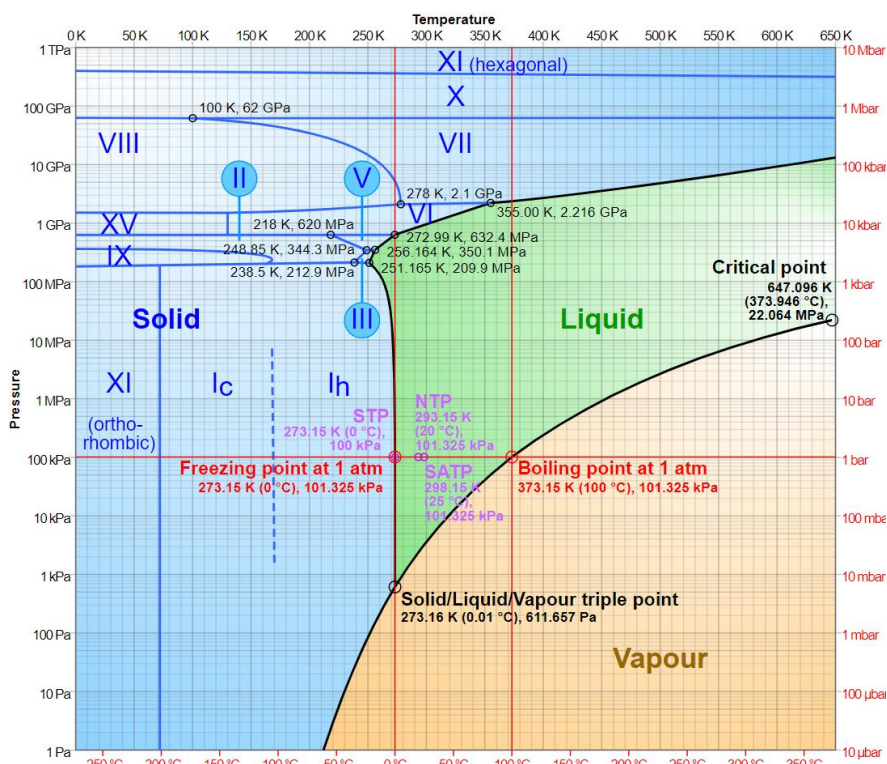
3.21. ábra: A mérsékelt övezeti monszunszél-rendszer működése és iránya júliusban (A) és januárban (B)

4. A VÍZ FÖLDRAJZA (Hidrogeográfia)

A vízföldrajz (hidrogeográfia) tárgya és célkitűzései alapján az általános természetföldrajz egyik fejezetének tekinthető. Megkülönböztethetünk a felszín alatti, a felszíni és a légköri vizekkel foglalkozó tudományágat. A felszíni vizek tana pedig az előforduló fő vízcsoporthoznak megfelelően tengertanra (óceanológia), folyótanra (potamológia) és a tavak tanára (limnológia) bomlik. Negyedik, külön ágazatnak szokták tekinteni a szilárd halmazállapotú vízzel, a jéggel foglalkozó részt (glaciológia). Megkülönböztetését elsősorban a jég - fizikai tulajdonságaiból eredő - sajátos viselkedésmódja indokolja.

A víz fizikai tulajdonságai. E tulajdonságok egyik fontos csoportja olvasható le a víz halmazállapot-változásait a nyomás és hőmérséklet függvényében bemutató ún. fázis- vagy állapotdiagramról (4.1. ábra).

A diagramról világosan látszik, hogy a víz csak meghatározott hőmérsékleti és nyomásviszonyok között létezhet folyékony halmazállapotban. Ennek alsó határértékeit ($\pm 0,01^\circ\text{C}$ hőmérséklet és 6,1 hPa nyomás) a hármaspont (triple point) mutatja. Itt az olvadás- és forráspont egybeesik, tehát ennél alacsonyabb hőmérséklet és nyomás esetén a jég közvetlenül gőzzé válik (érdekes véletlen, hogy a Mars légköri nyomása éppen 6,1 hPa). Mivel a földrajzi burookban a légnyomásértékek ezt csaknem mindenütt meghaladják, így a cseppfolyós víz megfelelő hőmérsékleti intervallumban mindenütt megjelenhet. Átlagos tengerszinti légnyomáson erre 0 és 100°C között van lehetőség.



4.1. ábra. A víz fázisdiagramja

Az olvadáspont (freezing point) meglehetősen széles nyomástartományban (néhány hPa-tól néhány százezer hPa-ig) 0 °C körül van. A nyomás növekedésével lassan csökken – mintegy 13 MPa nyomásnál éri el a -1 °C-ot -, de néhányszor tíz MPa felett a csökkenés felgyorsul, s pl. 107 MPa esetén már -20 °C. A földrajzi burokokban főleg a sarkvidéki jégtakarók és a vastag gleccserek alján léphetnek fel olyan körülmények, ahol ez az olvadáspont-csökkenés bekövetkezik, és hatással van az ott végbemenő folyamatokra (pl. a jégmozgás mechanizmusára). Az antarktiszi jégsapka vastagsága nagy területeken meghaladja a 4000, a grönlandié a 3000 métert, s ez azt jelenti, hogy ott a jég alján

a nyomás néhányszor tíz MPa, tehát a jég az alacsony hőmérséklet ellenére akár olvadáshoz közelálló állapotban lehet.

A forráspont (boiling point) a nyomás növekedésével megszakítás nélkül emelkedik egészen a kritikus pontig (K). A kritikus pontnál (4.1. ábra) nagyobb nyomás- és hőmérsékletértékek a földrajzi burokokban egyidejűleg gyakorlatilag nem fordulnak elő, így annak a ténynek, hogy 374 °C felett a víz már nem lehet folyékony, csak a földi nagyszerkezeti formákat létrehozó geofizikai folyamatokban van jelentősége. Mindenképpen számolni kell azonban azzal, hogy a nyomás kisebb mértékű növekedése is olyan forráspont-emelkedést okoz, amely sajátos természeti jelenségek kiváltója lehet (ezen alapszik pl. a gejzírek működése). Arra is gondolni kell, hogy a magassággal csökkenő légköri nyomás a Föld számos területén (pl. magashegységekben, magasra kiemelt fennsíkokon) a víz forráspontjában és párolgási viszonyaiban olyan változásokat eredményez, amelyek nemcsak természeti jelenségeket befolyásolnak, de a gazdasági életnek is számolnia kell velük. A tengerszinti légnyomás kb. 5500 m-en (az emberi települések felső határa) csökken a felére, itt a víz forráspontja már csak 82°C. A víznek a legkülönlegesebb tulajdonsága, hogy sűrűsége az anyagok nagy többségétől eltérően nem növekszik folyamatosan a hőmérséklet csökkenésével. Maximális sűrűségét (1 g/cm³) 4°C-nál éri el, és a további hőcsökkenés már sűrűségcsökkenést okoz (4.1. táblázat). Ezért valamely víztömegben csak akkor helyezkedik el a leghidegebb víz legalul, illetve a víz hőmérsékletének csökkenésével a hidegebb víz csak addig száll le a fenékre, amíg ott a hőmérséklet nem csökken +4°C alá. Ennél alacsonyabb hőmérsékletek esetén a víz fordítva rétegződik. Alul van a 4°-os, felül az annál hidegebb víz, tehát a 0°-os is. Ezért a befagyás a felszínen kezdődik. A képződött jég továbbra is a felszínen marad, hiszen az ábra és táblázat is mutatja, hogy a 0°-os jég sűrűsége kereken 9%-kal kisebb, mint az ugyanolyan hőmérsékletű vízé.

4.1. táblázat: A víz sűrűsége és a hőmérséklet közötti összefüggés

Hőmérséklet	Sűrűség
0 °C jég	917 kg/m ³
0 °C-os víz	999,8 kg/m ³
+ 2 °C	999,96 kg/m ³
4 °C	1000,00 kg/m ³
10 °C	999,60 kg/m ³
20 °C	998,26 kg/m ³
30 °C	995,6 kg/m ³
40 °C	992,2 kg/m ³

A jég már „normális” anyagként viselkedik, és hőmérsékletének csökkenésével sűrűsége lassan növekszik. A víz sűrűségcsökkenése 4°C felett gyorsabb, mint 4°C alatt, és a magasabb hőmérsékletek felé egyre gyorsul. Pl. a 24°-ról 25°C-ra melegedő víz sűrűségcsökkenése 30-szor nagyobb, mint ha 4°-ról 5°-ra változik hőmérséklete. Ezért a felmelegedő vizekben a magasabb hőmérsékletű tömegek igen stabilan foglalják el a felszíni rétegeket.

A víz viszkozitása is hőmérsékletfüggő. A hideg víz viszkózusabb, mint a meleg. 0°C-on a viszkozitás kereken kétszer nagyobb, mint 25°C-on. A változás elég jelentős ahhoz, hogy a sarki tengerek viszkózus vizében az élőlények nehezebben mozogjanak, mint a meleg trópusi tájakon. (Az eltérő sűrűség miatt a lebegés tekintetében viszont fordított a helyzet.)

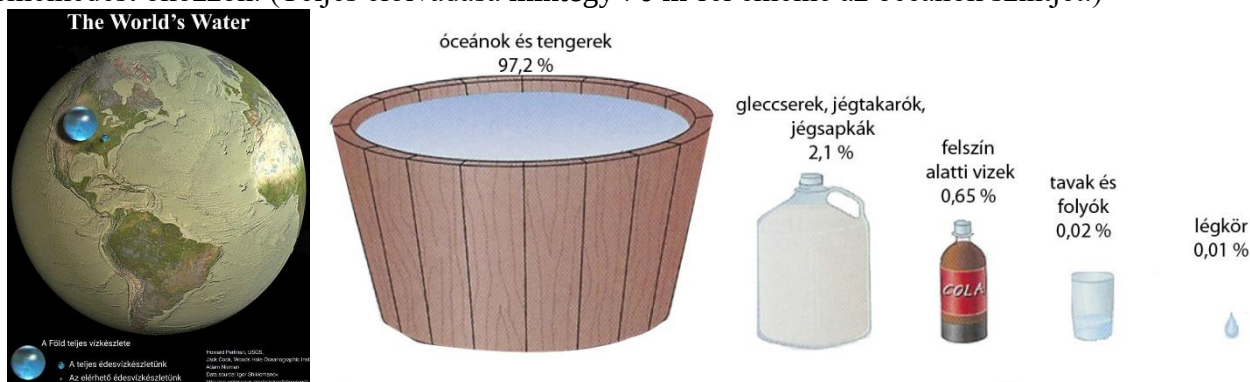
A leggyakoribb anyagok közül a víznek a legnagyobb fajhője (4183 J/kg°C). Ennek legfontosabb következménye, hogy nehezen, késleltetve veszi át a környezet hőmérsékletét. Lassan melegszik fel, lassan hűl le.

A kémiaiilag tiszta víz tekintélyes vastagságban is átlátszó, s mivel legkevésbé a kék sugarakat nyeli el, nagy tömegben kékes árnyalatú.

A víz a legközönségesebb, egyetemes oldószer. Kisebb-nagyobb mértékben oldja mind a litoszféra kőzetanyagait, mind a légkör gázösszetevőit. Így a természetben a kémiaiilag tiszta víz ritka

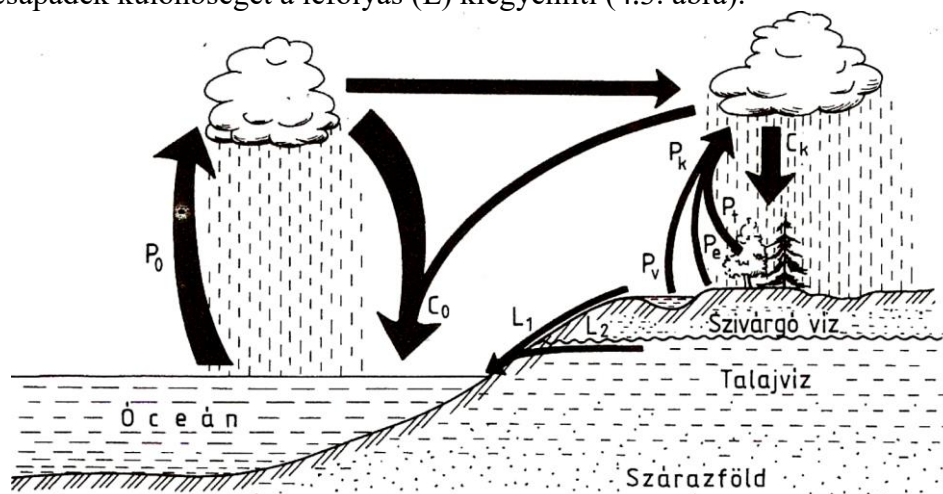
- még leginkább bizonyos csapadékvizek közelítik meg ezt az állapotot. A víz tehát különböző töménységű oldatok - leggyakrabban sóoldatok - formájában van jelen. Oldó hatását az is fokozza, ha meghatározott anyagok (pl. CO_2) felvételével híg savvá - esetleg lúggá - alakul, így mint oldat is töményebbé válhat. Az oldatként megjelenő víznek megváltoznak a fizikai tulajdonságai. A változásra vonatkozó, földrajzi szempontból is igen fontos törvény Raoult összefüggése. Ez azt mondja ki, hogy híg oldatok esetén az oldat moláris (súly) koncentrációjával arányosan emelkedik a forráspont, és csökken a fagyáspont. Ennek egyik következménye, hogy világóceán átlagosan 35,0%-os sókoncentrációja mellett a fagyáspontja $-1,91^\circ\text{C}$, valamint a sós vizek $+4^\circ\text{C}$ -nál alacsonyabb hőmérsékleten érik el maximális sűrűségüket.

A Föld vízkészlete. A fő arányok mindenképpen világosak (4.2. ábra): a földi vízkészlet túlnyomó része az óceánokban hullámszik, s emellett csak a litoszféra kötött, a körforgásból kieső vize képvisel jelentékeny hányadot. Ez utóbbi bizonytalan ismeretét jelzi, hogy vannak becslések, amelyek mennyiségét a táblázatban közölnél mintegy háromszorta többre teszik. A jég zöme az antarktisi és grönlandi jégtakaróban van; s jóllehet ez az óceán vizének csak 2%-a, ahhoz mégis elég tekintélyes mennyiségű, hogy jelentékeny olvadás esetén észrevehető általános tengervízszint-emelkedést okozzon. (Teljes elolvadása mintegy 70 m-rel emelné az óceánok szintjét.)



4.2. ábra. A Föld vízkészlete

A víz körforgása. A Föld egészének vízháztartása kiegyenlített. Ez más szavakkal azt jelenti, hogy bolygónk vízkészletét hosszabb időszakon át változatlanoknak tekintjük. Ebből az is következik, hogy a párolgás (P) évi összege megegyezik a csapadék (C) évi mennyiségével. Ez utóbbi kijelentés azonban csak a Föld egészére nézve igaz. Az óceánok, illetve a szárazföldök esetében a párolgás és a csapadék mennyisége eltérő, s vízháztartásukat csak azért tekinthetjük egyensúlyban lévőnek, mert a párolgás és csapadék különbségét a lefolyás (L) kiegyenlíti (4.3. ábra).



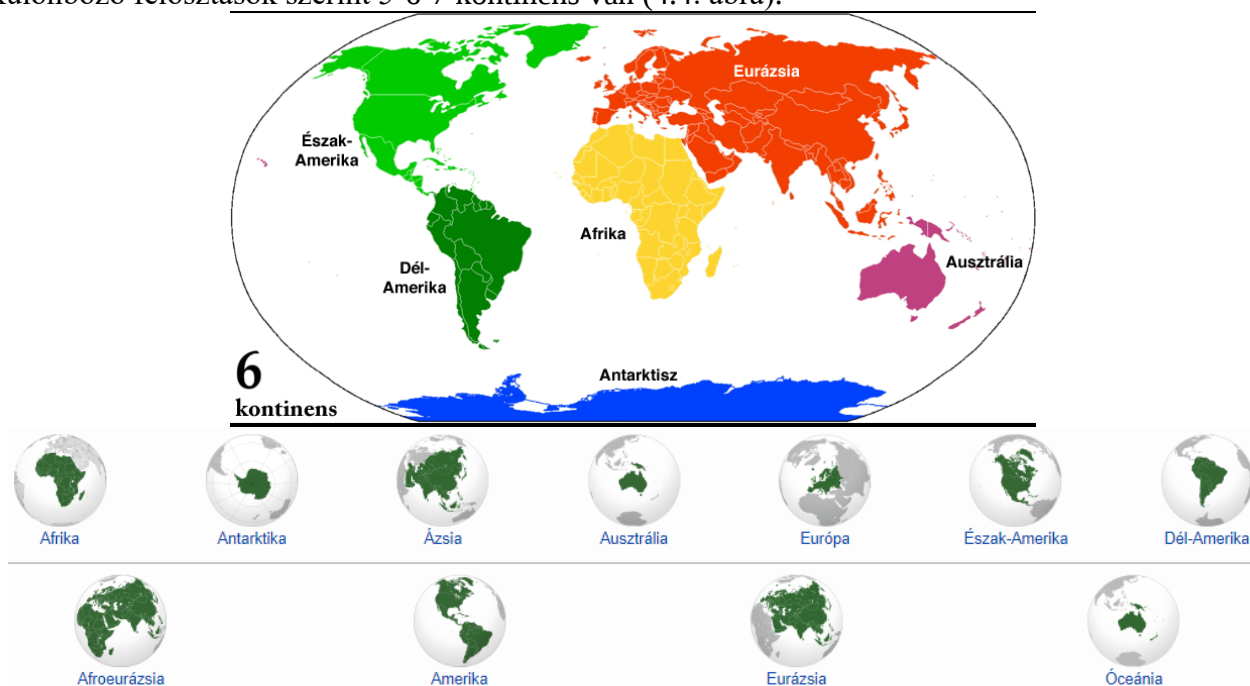
4.3. ábra. vízkörforgás sémája. P_0 = óceáni párolgás, C_0 = óceáni csapadék, C_k = szárazföldi csapadék, P_k = a szárazföldek teljes párolgása ($P_k = P_v + P_e + P_t$), P_v = szabad vízfelszín (tavak, folyók) párolgása, P_e = talajpárolgás (evaporáció), P_t = a növényzet párologtatása (transzspiráció), L_k = felszíni lefolyás, L_2 = felszín alatti lefolyás

Az évi körforgás közel félmillió km^3 -nyi víztömege teljes egészében megfordul az atmoszférában. Ezt az adatot a légkörben egyidejűleg jelen lévő vízmennyiséggel ($12\,300\,\text{km}^3$) összevetve megállapítható, hogy az atmoszféra vize évente 40-szer (mintegy 9 naponként) megújul. Ez a megújulási idő más víztárolók esetében rendszerint jóval hosszabb. Az előzőhöz hasonló gondolatmenettel kiszámítható, hogy a világtengerek vize pl. közel 3200 év alatt cserélődhet ki.

A világtenger horizontális és vertikális tagozódása. A földi vízkészlet több mint 80%-át magába foglaló világóceán mintegy 2430 m vastagon borítaná be a teljesen egyenletes - kiemelkedésektől, bemélyedésektől mentes - földfelszín. Földünkön azonban 20 km-t megközelítő magasságkülönbségek vannak, így a felszín borító vízréteg mélysége nemcsak változatos, hanem tükrét helyenként szárazulatok is megszakítják. A világtenger jelenleg kereken 361 millió km^2 -t fed a Föld 510 millió km^2 -es felületéből, ami az összterület 70,8%-a. Más szóval a tengerek és szárazföldek földi aránya 2,42:1. A szárazulatokkal meg-megszakított világóceán részei összefüggnek, így a szárazföldeknek tulajdonképpen szigetjellege van.

Az összefüggő világtengert a közbeékelődő kontinensek révén szokás önálló óceánokra osztani. A három nagy óceán (Csendes-, Atlanti-, Indiai-) és az olykor mellékük negyedikként besorolt Északi-Jeges-tenger természetes határai nem jelölhetők ki mindenütt egyértelműen.

A kontinens, avagy földrész, világrész, a Föld szárazföldjeinek nagy egysége. A kontinensek közös tulajdonsága az, hogy valamely kontinentális kéreg részei (2. témakör). Az egyes kontinensek elkülönítése azonban inkább hagyományon alapul, mintsem valamilyen szigorú feltételen. A különböző felosztások szerint 5-6-7 kontinens van (4.4. ábra).



4.4. ábra: A világóceán által körülvevett kontinensek

Az egyes óceánok nem tekinthetők teljesen egységes vízfelületeknek. Szorosabb értelemben vett törzsterületükből - zömmel a kontinensek szomszédságában - szigetívek, szigetcsoporthoz, félszigetek többé-kevésbé különálló tengereket, olykor öblöket választanak le. Számos esetben mélyen a kontinensek testébe vagy a kontinensek közé ékelődő, a nyílt óceánokkal csak keskeny szorosokon át érintkező tengerek is kialakultak. Az óceánoknak ezeket a szárazföldekhez szorosabban kapcsolódó részeit nevezzük geográfiai értelemben tengereknek.

A tengereket két nagy csoportra: a beltengerekre és a mellék- vagy peremtengerekre osztjuk. (Az öböl megjelölés nem tekinthető földrajzi szakkifejezésnek. Mindkét említett tengertípusnak vannak olyan tagjai, amelyeket öbölnek nevezünk. Még a méret sem döntő, mert jó néhány olyan öblöt ismerünk, amelyek területe számos tengerét felülmúlja.)

A beltengerek egyik alapjellemezője nagyfokú zártságuk. A beltengerek „klasszikus” esetben különböző litoszféralemezek határövezetében jönnek létre, így földrészek között helyezkednek el. Ezek az interkontinentális beltengerek (pl. a Földközi-tenger, Amerikában a Karib-tenger és a Mexikói-öböl, sőt az Északi-Jeges-tenger is).

Az intrakontinentális beltengerek viszont egyetlen lemez, egy földrész többé-kevésbé megsüllyedt részletét foglalják el, annak testébe ékelődnek. Többnyire nincs külön medencéjük, sekélyek, de óceáni kapcsolatuk gyengesége mégis beltenger jelleget ad nekik (Balti-tenger, Hudson-öböl stb.).

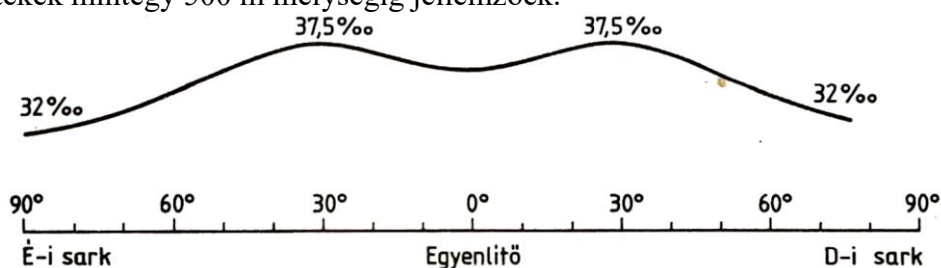
A peremtengereket az óceántól rendszerint csak szigetsorok választják el, tehát nyitottabbak, ezért nincs önálló vízháztartásuk. Köztük a Kelet-kínai-tenger a legtipikusabb. Európában az ír- és az Északi-tenger említhető legjobb példaként.

A világtenger két terjedelmes, egyenletes fenékszintű sávja, függőleges övezetei:

- self övezet - 200 m-nél kisebb vízmélységű, a kontinentális kőzetlemezek, talapzat peremi részei;
- mélytengeri fenékszint - átlag 4000-6000 m vastag vízréteggel borított óceánfenék.

Az óceánok legmélyebb részei, a mélytengeri árkok csak jelentéktelen kiterjedésűek (kevesebb mint 1%) miatt nem tekinthetők önálló mélységi szintnek. A több száz (olykor néhány ezer) km hosszú, átlagosan 100 km-nél nem szélesebb árkok ugyanis általában 2500-5000 m-rel mélyebbek, mint a környező mélytengeri fenékszintek, és ma úgy tudjuk, hogy a litoszféralemezek mozgása révén változó földfelszín kiemelkedően fontos övezetei. Az óceánokban 26 mélytengeri árok található.

A tenger vize. A tengervíz legismertebb alapvető tulajdonsága jelentékeny sótartalma. Sótartalmának nagyon fontos sajátossága, hogy a regionálisan ingadozó koncentráció ellenére az egyes összetevők aránya stabil: kloridok 88,64%, szulfátok 10,8%, karbonát 0,34%, egyéb 0,22%. A Világóceán átlagos sótartalma kereken 35‰. A világtenger felszínközeli zónájának sótartalma döntően a nem sósvíz-bevétel (csapadék, édesvizek) és a párolgás viszonyát, annak övezetességét tükrözi (4.5. ábra). Az Egyenlítő vidékén a bő csapadék és a sűrű felhőzet miatti csekélyebb párolgás eredményeként a felszíni sótartalom átlag körüli. A téritők, ill. a szubtrópusi magas légnyomás területe felé haladva a sótartalom nő, és mintegy 37,5‰-es értékkel. A mérsékelt szélességeken fokozatosan helyreáll a csapadék és a párolgás egyensúlya, ami átlag körüli sótartalmat eredményez. A poláris területek felé a csökkenő párolgáshoz növekvő édesvízbevitel (csapadék, olvadó szárazföldi jég) társul, s így a sótartalom átlag alá csökken (~32‰). A felszínen mért sótartalomértékek mintegy 500 m mélységig jellemzőek.



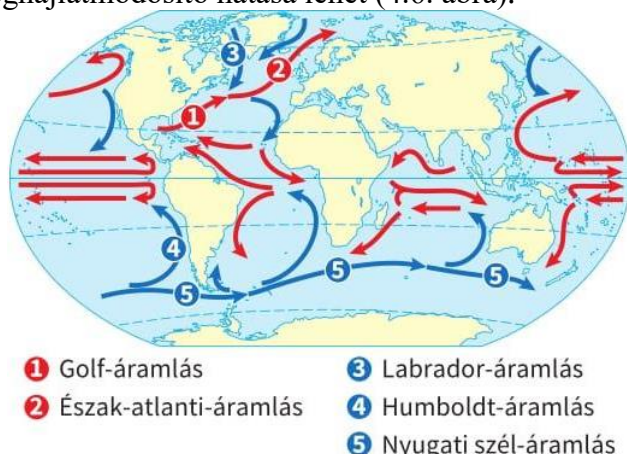
4.5. ábra. A tengerfelszín sótartalom-változásának általános görbéje

A tenger hőbevitelének túlnyomó többsége a nap- és égboltsugárzás elnyeléséből, illetve a légkör hőjének közvetlen átvételéből származik. Más energiaforrások szerepe - így pl. a vízpára kondenzálódásakor felszabaduló hő, a mozgó víz részecskéi közti súrlódásból vagy a biokémiai folyamatokból származó hő - szerepe alárendelt. A Föld belső hője is csak minimális mértékben melegíti a tenger vizét, hiszen a besugárzásból eredő napi hőbevitel a világtenger átlagában mintegy 1235 J/cm², a Föld belsejéből viszont mindössze 0,38 J/cm² hőmennyiség érkezik. A kiadási oldalon a kisugárzás, a párolgás és a légkör felé irányuló közvetlen hőátadás a legfontosabb összetevők. A tengervíz lehűlésében a párolgásnak van legnagyobb szerepe. A hőleadás 53 %-a párolgás révén következik be. A kisugárzás hatása is fontos, így a víztömeg hőenergiája átkerülhet a levegőbe, ami azután származási helyéről elsodródva nagy területek éghajlatára gyakorol jelentős hatást. A nyílt

óceánok vizének hőmérséklete a levegő kis ingadozással párosuló magas évi középhőmérséklete miatt az egyenlítői vidékeken éri el maximális értékeit (26-27°C-ot, sőt tekintélyes területeken 28-29°C-ot). A partközeli víz – főleg zártabb öblökben (beltengerekben) - ennél melegebb is lehet. A Perzsa (Arab)-öböl vize nyáron 36,5 °C-ra is felmelegedhet. A pólusok felé a hőcsökkenés nem egyenletes. A meleg és hideg tengeráramlások széles folyamai meglehetősen tarkává teszik a közepes, sőt a magasabb szélességek hőmérséklet-eloszlását. A tenger hőmérsékletének lassú változása miatt a felszínközeli vizek hőmérsékletingása nem éri el a levegőét. A trópusi területeken az évi ingás nem több 2°C-nál, a napi pedig 0,5°C körül van. A közepes szélességek felé az évszakok ellentétének fokozódásával a víz hőingása is nő, de rendszerint ott sem több 4-8°C foknál

Mint már ismertettük, a lehülő tengervíz jelentékeny sótartalma miatt 0°C alatt fagy meg. A jégképződés szempontjából az is lényeges körülmény, hogy a 24,7%-nál sósabb tengervíz legnagyobb sűrűségét fagyáspontja alatt éri el. Ezért a lehülő vízre jellemző függőleges hőcsere nem szűnik meg +4°C körül - mint az édesvizekben -, hanem a fagyás megindulásáig tart. Ez a folyamat késlelteti a befagyást, hiszen a 0 vagy -1°C hőmérsékletű felszíni víz is lesüllyed, s helyére alulról valamivel melegebb víz érkezik. A befagyás késése miatt a víz jelentős hőmennyiséget adhat át környezetének, így még a 0°C-nál hidegebb tenger fűtő hatása is komoly lehűlésmérséklő tényező. Ez a hatás a befagyást követően lényegében megszűnik, hiszen a jég igen jó hőszigetelő, s a befagyott tenger fölött a lehűlés üteme felgyorsulhat. A jég szigetelő hatása ugyanakkor az alatta lévő víz hőcsökkenését akadályozza, így a jég csak lassan „hízhat”, s ez az oka annak, hogy a tengeri jég vastagsága még a sarki tengereken sem több 2,5-3,5 m-nél. A tengeren megfigyelhető jég egy része nem a tengeren képződik, hanem a szárazföldről kerül oda jéghegyek, jégrogók formájában. Az északi félteke fő jéghegytermelői a tengerbe szakadó („borjadzó”) grönlandi gleccserek. A tengeri jég az északi féltekén március-április hónapokban éri el maximális kiterjedését, ilyenkor mintegy 16,4 millió km²-t borít. Nyáron ennek kerekén fele elolvad, s ilyenkor még az Északi-Jeges-tenger központi részének jégpáncélja is fellazul, összetöredezik. Peremi részein, főleg az ázsiai oldalon a jég jórészt eltűnik vagy zajlik, s a híres-hírhedt Északkeleti-átjáró rövid időszakokra - részben jégtörők segítségével - hajózhatóvá válik.

Tengeráramlások. A tengeráramlás a tengervíz jellegzetes mozgásánál, a hullámozásnál kevésbé látványos, de olykor kontinens méretű területek természeti viszonyaira különlegesen nagy hatást gyakorló mozgásforma. A tengeráramlásoknak két alapvető kiváltó oka van. Az egyik a tengervíz horizontális sűrűségkülönbségeiből (a sótartalom és a hőmérséklet differenciái) adódó horizontális nyomáskülönbség, a másik pedig a (tartós egyirányú) szélnek a felszíni vírzecsécskékre ható vonszoló ereje. Planetáris méretekben a nagy földi légkörzés állandó szeleinek hatása a fontosabb. Az áramlások irányának és terjedelmének meghatározásában az előbbiek mellett döntő szerepet játszik a súrlódási erő (főleg az áramlás kiterjesztésében) és az eltérítő Coriolis-erő. Mindezek együttes hatására alakulnak ki a világóceán nagy áramlási rendszerei. Az áramlás környezetéhez képest hidegebb vagy melegebb vizet szállíthat, ennek jelentős, olykor egész kontinensekre kiterjedő éghajlatmódosító hatása lehet (4.6. ábra).



4.6. ábra. Meleg és hideg tengeráramlások

A tengerjárás (árapály). Tengerjárás alatt a tengerszint fél- vagy egynapos ritmusú ingadozását (apálydagály), valamint az ahhoz kapcsolódó áramlásokat értjük. A színtingadozás és az áramlás valójában egy és ugyanazon jelenség - a tengerjáráshullám - két különböző megjelenési formája (csillagászati magyarázatát az 1. témakörnél tárgyaltuk). Az árapály különösen a dagályhullámmal szembenéző, elkeskenyedő öblökben, folyótorkolatokban érhet el extrém értékeket. A dagálymagasságot a part felé fújó erős szél is növelheti, ami az erős hullámmal párosulva egyes partszakaszokon árvízveszélyes helyzetet teremt (vihardagály). A mérsékelt övben főleg a kontinensek nyugati partjait veszélyeztetik vihardagályok. Ha lapos (esetleg süllyedő) partok néznek szembe a vihardagállyal, azok pusztítása jelentékeny területekre terjedhet ki. Ez a helyzet Nyugat-Európa számos vidékén, főleg a holland, észak-német, dán partokon. A tengerjárás amplitúdója a nyílt tengereken jellemző néhány dm-ről, alkalmas partokon több méterre nőhet. Földi viszonylatban a maximális árapályértékeket a kanadai Fundy-öbölben mérik (98. ábra), amelynek belső szögletében a szökőár kedvező esetben 21,3 m-rel haladja meg az apály szintjét.

A vízfolyások jellemzői. A világtenger veszteséges vízháztartását a szárazföldekről évente lefolyó mintegy 40 000 km³-nyi víztömeg hozza egyensúlyba. Ennek túlnyomó többsége a lejtős térszíneken a gravitáció hatására kialakuló vízfolyások révén jut el a tengerekbe. A vízfolyások kialakulásának tehát alapvető feltétele, hogy valamely területen a vízbevétel legalább időlegesen haladja meg a párolgásból és elszivárgásból adódó vízvesztéseket. Ebből következik, hogy a vízfolyások legegyszerűbben a vízszállítás időbeli változásai szerint osztályozhatók. Két alaptípusuk:

1. az állandó (permanens)
2. az időszakos vízfolyás
 - periodikus vízfolyások - a vízvezetés több-kevesebb rendszerességgel történik,
 - epizodikus vízfolyások - a vízvezetés ritka, alkalmoszerű

A különböző típusok elsősorban az éghajlattól függően alakulnak ki. Egy egész évben csapadékos, óceáni klímaterületen nyilvánvalóan az állandó vízfolyások a jellegzetesek. Az évszakosan nedves éghajlati tartományokban (pl. a trópusi nyári esők övében, monszunvidékeken, mediterrán tájakon) gyakoriak a száraz évszakban rendszeresen kiszáradó folyók. Vannak a két típus határeseteként megjelölhető vízfolyások is: a csapadéknak megfelelő szélsőséges vízhozam-ingadozás esetenként a víz teljes eltűnéséhez vezethet. Ilyennek pl. a mediterrán vidékek fiumarái, amelyeknek olykor kilométer széles felkavicsolt medrében nyaranta csak vékony, néha alig észrevehető vízerecskék csordogálnak. Az arid és szemiarid területek vízfolyásmedrei a ritkán és rapszodikusán érkező csapadék következtében többnyire szárazak, vízszállításuk rövid időszakokra (esetleg csak néhány órára) korlátozódó, valóban epizódoszerű. Ilyenek pl. az észak-afrikai vádik, az ausztráliai creek-ek, de ilyen az észak-amerikai Nagy-medencében a Humboldt folyó is. Valamennyi felsorolt példa esetén a folyók jellege tükrözi az éghajlati adottságokat, ezért a tájhoz illeszkedő vagy autochton vízfolyásokról beszélhetünk. Viszonylag gyakran előfordul azonban, hogy egyegy vízfolyás idegen a környezetében. Ez főleg a nedves területekről száraz vidékekre érkező folyók esetén van így. Ezek az allochton vízfolyások lehetnek átfolyók vagy elveszők. Előbbiekre klasszikus példa a Nílus, amely a belső trópusi nedves területekről származó vizének egy részét képes „átmenteni” a sivatagon, és eléri a Földközítengert. De ilyen tájidegen folyó hosszú szakaszon a Niger vagy a Colorado is. Az elvesző folyók egy része lefolyástalan végtavakba, mocsarakba torkollik (az Amu-Darja és a Szír-Darja az Arai-tóba, a Chari és a Logone a Csád-tóba stb.). Tulajdonképpen a Volga is ebbe a csoportba sorolható. Sok, száraz területre érkező folyó vize viszont egyszerűen elpárolog és elszivárog anélkül, hogy tartós állóvízzé halmozódna. Belső- és Közép-Ázsiában vagy Ausztráliában a Nagy-Vízválasztó-hegység nyugati oldalán lefutó vizek esetében és a földrész belsejében ez általános jelenség.

A folyók vize alapvetően két forrásból, a felszíni és felszín alatti lefolyásból származik. Az előbbi vagy a csapadék közvetlen következménye (eső), vagy pedig a hó-, illetve jégolvadás eredménye, ami azt jelenti, hogy a csapadékhulláshoz viszonyítva kisebb-nagyobb késéssel jelentkezik. A felszín alatti lefolyás a beszivárgás következménye. A beszivárgott csapadék egy része

eléri a talajvizet, s hagyományosan annak föld alatti mozgását tekintjük a folyók egyik lényeges tápláló forrásának.

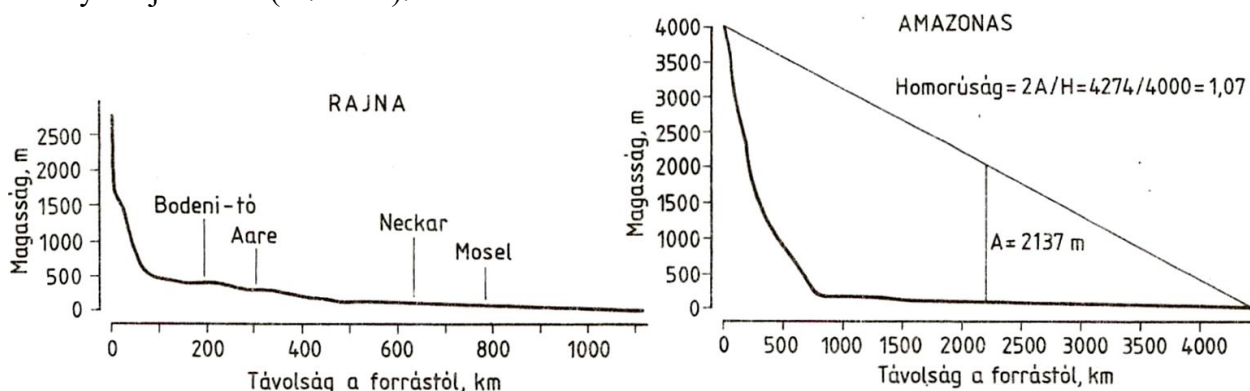
Az egymásba ömlő, majd a végső befogadóba (tenger vagy lefolyás nélküli állóvíz) érkező vízfolyások folyórendszert alkotnak. A folyórendszerek vizei egy többé-kevésbé jól körülhatárolható területről, a vízgyűjtő területről gyülekeznek össze. Az egyes vízgyűjtő területeket vízválasztók határolják. Egy folyórendszeren belül az egyes vízfolyásokhoz részvízgyűjtők tartoznak. A vízválasztóvonal, amellyel elkülöníthetők egymástól az összeérő vízgyűjtőterületek gyakran a terep legmagasabb pontjain át húzott vonal, de kijelölése nehézségekbe ütközik, pl. karszterületeken.

A vízfolyások nagyságát általában három tényező (a hosszúság, a vízgyűjtő terület nagysága és a szállított víz mennyisége) alapján rangsorolják. A vízfolyások és folyórendszerek számos alapvető jellemvonását közvetlenül a domborzat határozza meg. A vízgyűjtő területek morfológiai jellemzői: a vízfolyások rendűsége (fő folyó, mellékfolyó), a vízfolyások sűrűsége, a völgyfejlettség, a folyókanyarulatok száma, típusa és fejlettsége, a vízhálózat rajzolata.

A vízfolyások vízszintmagassága és vízszállítása időben csaknem állandóan változik, ingadozik. Szinte azt mondhatjuk, hogy a folyók „élete” az egymást követő árhullámok sorozata. Az egyes árhullámok magassága és bekövetkezésük időpontja tulajdonképpen esetleges, számos véletlenszerű körülmény (csapadék, olvadás stb.) függvénye. Mégis hosszabb időszak megfigyelései azt mutatják, hogy valamely folyón az árhullámok vagy a tartós kisvizek fellépésében az év folyamán jól kirajzolódó szabályszerűségek vannak. A folyók vízhozam-ingadozásának átlagos, szabályos és évszakos sorrendjét vízjárásnak nevezzük. A vízjárás jellege elsősorban a vízgyűjtő terület éghajlati adottságaitól függ, ezért a Föld különböző éghajlatú tájain a folyók vízjárásában igen szembeötlő eltérések vannak.

A folyó esése alatt általánosságban a forrás és a torkolat közti szintkülönbséget értjük. Bár a víz tömege és az esés magassága már meghatározza a rendelkezésre álló helyzeti energiát, a felszín alakítása szempontjából nem mindegy, hogy az adott szintkülönbséget mekkora távolságon teszi meg a folyó. Ezért a gyakorlatban a folyó esését egységnyi távolságra határozzuk meg, és általában m/km-ben vagy számértékileg ezzel megegyezően ezrelékben fejezzük ki. Mivel a lejtő meredeksége a folyók egyes szakaszain rendszerint nem egyforma, ezért az esésvonal ábrázolása esetén (7. ábra) görbét - néha többszörösen összetett görbét - kapunk. A folyó esésgörbéje a vízszint vagy a fenék folyásirányú szintváltozását szemlélteti.

Az esésgörbék többsége homorú (konkáv) formájú, ami azt mutatja, hogy a folyók esése felső szakaszukon nagyobb, mint az alsókon. A konkáv jelleg mértékének jellemzésére Langbein, W. B. (1964) nyomán egy sajátos paramétert használnak: Homorúság (concavity) = ahol A a folyó végpontjait összekötő egyenes magassága a görbe fölött a forrás és torkolat közti távolság felénél, a H a folyó teljes esése (4.7. ábra).



4.7. ábra: Balra - a Rajna esésgörbéje, jobbra - az Amazonas esésgörbéje
(A = a folyó végpontjait összekötő egyenes magassága a görbe fölött a forrás és torkolat közti távolság felénél, H = a folyó teljes esése)

A folyókban áramló víz mozgási energiája révén képes megtámadni a meder fenekét vagy oldalát, és onnan anyagot leválasztva mintegy hordalékot termel. Az elszállított hordalék ezután maga is részt vesz a meder formálásában és a további hordaléktermelésben (korrázio, görgetegaprozás). A

folyók felszínformáló munkájának egyik döntő mozzanata ez a hordaléktermelés, de hozzá tartozik annak továbbszállítása és helyenkénti lerakása, felhalmozása is. Az egész folyóvízi (fluviális) felszínfejlődés lényegében a felszín anyagának hordalék formában való áttelepítése útján valósul meg. A hordalék egy része természetesen a medren kívülről származik, hiszen árvizek idején a folyó a medernél szélesebb sávban fejt ki közvetlen felszínalakító hatást. A szállítás során természetesen maga a hordalék is változik. A változás fő tendenciája a hordalékszemek méretének csökkenése (aprózódás, kopás). Ez főleg a megtett út és az anyagi minőség függvénye. A szállítás során a hordalékszemek alakja is változik: a kezdetben szögletes formák mindjobban lekerekednek, egyre „koptatottabbakká” válnak.

A torkolat (vagy folyótorkolat) az a hely, ahol egy folyó egy tóba, tengerbe ömlik (kivételt képez a szárazföldi deltatorlat (pl: Okavango-delta). Két típusa a tölcsértorkolat és a deltatorlat. Ahol erős a tengerjárás, a dagályhullám a folyó torkolatát ostromolva, azt tölcsérszerűen kiszélesíti. Amikor az apály beköszönt, erős visszáramlás indul meg, amely sok hordalékot ragad magával és szállít a tengerbe. Az apály és dagály ismételt váltakozása a torkolatot tölcsér alakúvá kiszélesíti, viszonylag mély medret alakíthat ki, ami megkönnyíti a hajózást. A tölcsértorkolatok előtt a tengerbe áramló víz hordalékszallító képessége hirtelen lecsökken, ezért ott homokzátony képződik. A tölcsértorkolatok lehetőségeket teremtettek kikötők létesítésére. A torkolatba időnként a vihardagály is betör. Ahol gyenge az árapály vagy gyakorlatilag nincs is, a folyó pedig sok hordalékot juttat a tengerbe, a hullámverés ereje nem elég annak elszállításához. Az üledékben gazdag folyóknál gyakorlatilag delta (Δ) alakú hordalékkúp képződik, amely az üledék további állandó lerakódása miatt fokozatosan előrenyomul a tenger rovására. Az előrenyomuló ágak mentén folyóhátak, természetes gátak képződnek. A fejlett delta felszíne sík. A deltatorlatú folyók a kikötők építése szempontjából kifejezetten előnytelenné minősíthetők. A szétágazó folyóágak a feltöltődés miatt veszélyesek a hajózásra, és hajlamosak a mederváltoztatásra.

Bár a folyóvíz mozgása közben a külső és belső súrlódás révén nyilvánvalóan keletkezik bizonyos hőmennyiség, a tapasztalatok szerint ez nem gyakorol lényeges befolyást a folyóvíz hőháztartására. A folyóvíz hőmérsékletét döntően külső körülmények - így a levegő, a tápláló források, illetve a mellékvizek hőmérséklete, valamint napjainkban növekvő mértékben a társadalmi hőszennyezés - határozzák meg. A vízfolyás turbulens jellege miatt a folyóvíz teljes tömege folyamatosan átkeveredik, így lényegében mindenütt azonos hőmérsékletű (csak a vízmozgásból kizáródó csendes parti övezetek vízhőmérséklete lehet eltérő).

A folyóvíz napi hőingadozása általában igen kismértékű, jóval elmarad a levegőé mögött. Ez időben is így van: csak jelentékeny késéssel követi a levegő hőmérsékletváltozását, s többnyire 14-17 óra közt éri el maximális értékét. Mérsékelt szélességeken a téli hóolvadás időszakában a csúcshőmérséklet sokszor éjjel áll be, amikor az olvadás minimális, és a folyóvíz táplálásában megnő a melegebb talajvíz részaránya.

A folyóvíz befagyásához tartós hideg szükséges, mert egész tömege csak így hűlhet le fagyponthoz közeli értékre. A jégképződés a part menti csendes vizeken kezdődik, de az itt keletkező vékony jégártya befelé terjedését megakadályozza a növekvő vízsebesség, amely kisebb-nagyobb darabokat letör belőle, és magával sodor. A jégképződés megindulásának másik helye a meder fenéke. A fenék közvetlen közelében lelassuló vízmozgás miatt a fenékre tapadva válnak ki az első jégdarabok. A jég felszakadása a folyásirányt tekintve rendszerint felülről lefelé halad. Az olvadás miatt megnövekvő vízmennyiség mind nehezebben fér el a jég alatti szűk keresztmetszeten, és feszítőereje előbb-utóbb felszakítja a jégpáncélt. Szibéria északnak tartó folyamóriásain a vastag jég alatt olyan magas nyomás alakulhat ki, ami az összeroppanás helyén hatalmas szökőkútként préseli ki a vizet. Ismét jégzajlás kezdődik. Ez azonban más, veszélyesebb folyamat, mint a jég beállása előtt. Az összetört jégmező szabálytalan alakú darabjai jóval vastagabbak, mint a beállás előtti jégtáblák, ezért a medret elzáró összeropplódásuk is könnyebben bekövetkezhet. Kis esésű, sekély, elfajult meder különösen kedvez a jégtorlaszok és a mögöttük felduzzadó jeges árvizek kialakulásának. Ezek az árvizek meglehetősen rapszodikusnak jelentkeznek, és méreteik gyakran katasztrofálisak.

A tavak típusai és földrajzi elterjedése. Tónak az olyan stagnáló víztömeget nevezik, amely a talajnak a tengerrel közvetlen kapcsolatban nem álló, minden oldalról zárt mélyedését tölti ki. Különböző mozgások, így vízszintes áramlások, függőleges cirkulációk stb. a tavakban is jellegzetesek, sőt a tavak jelentős részén vízátfolyás is van, hiszen tápláló és levezető vízfolyásaik is lehetnek. A szárazföldeknek nem a tavak a kizárólagos állóvizei. A fertő, a mocsár, a láp ugyanebbe a fogalomkörbe tartozik. A szárazföldi víz döntő többségét a tavak tárolják. Összkiterjedésük mintegy 2,5 millió km². Tipizálásuknál külön vizsgáljuk a tómedencéket és a tavak vizét, jóllehet közöttük sok tekintetben szoros kapcsolat van. Tómedencék sokféle módon keletkezhetnek. Csoportosításuk elsősorban a kialakító erőhatások szerint történhet:

- endogén erők által kialakított tavak, tómedencék – kéregmozgások (tektonikus árkok, süllyedések), vulkáni folyamatok (kráterek), endogén eredetű hegyomlás hatására;
- exogén erők által kialakított tavak, tómedencék – glaciális erózió (jég, hegységi gleccser), termokarsztos folyamatok (eltemetett jégtömbök utólagos kiolvadása), folyóvízi erózió, karsztosodás, eolikus folyamatok (defláció, homokfelhalmozódás), tengerpartok fejlődése, tömegmozgások (hegyomlás, csuszamlás), élővilág hatása;
- kozmikus hatás – meteoritbecsapódás miatt;
- antropogén hatás – külszíni bányászat folytán.

A tektonikus árkokban és az epirogenetikus süllyedésekben ugyanis általában jelentős méretű, a Föld legnagyobb tavai közé tartozó állóvizek találhatóak. Az ároktavak pedig egyúttal a legmélyebbek is. A vulkanikus eredetű krátertavak leggyakrabban inaktív kráterekben foglalnak helyet. Többnyire kisméretűek, viszonylag mélyek és kerekded formájúak. Rendszerint valamivel nagyobbak és szabálytalanabb alakúak a kalderatavak, viszont csaknem szabályos körök az egykori vulkánembriók helyén keletkezett apró maarok.

Az exogén erők közül a jég felszínformáló munkájának tómedence-kialakító hatása a legjelentősebb. A Föld tavainak többsége glaciális eredetű. A jégtakaró letaroló munkája révén hullámossá vált nyers sziklafelszín vápái a leggyakoribb természetes tómedencék közé tartoznak (pl. a Kanadai- és a Balti-pajzson). A jégtakarók által felhalmozott törmelék, morénaanyag hullámos felszínén szinte megszámlálhatatlan az elgátolt tómedencék száma (pl. Európában Svéd- és Finnország déli részén).

A hegységi gleccsererózió a kárfülkék kivésésével és a gleccservölgyek szakaszos túlmélyítésével teremt a jég elolvadását követő időre tómedencéket. A kártavak (tengerszemek) vize a kárfülkék szálkőzetből gyalult, többnyire lépcsős kijárata mögött duzzad fel. Olykor egy fülkében több tó is van. Európában az Alpok és a Pireneusok mellett a Kárpátok több részletén - főleg a Magas-Tátrában és a Déli-Kárpátokban - töltik ki tengerszemek az egykori gleccserek kárfülkéit.

A glaciális tavakkal rokon képződmények a termokarsztos (fagykarsztos) tavak. Itt azonban a tómedencék nem a jég mechanikai hatására, hanem az annak elolvadása révén bekövetkező térfogatcsökkenés következtében jönnek létre.

A folyóvízi erózió ritkábban teremt tómedencéket. A mélyítéssel tómedencék (bevágódó folyók túlmélyített és később elhagyott üstjei, vízesések alatt kimélyített forgók) szinte csak kurióznak számítanak a tavak között. Gyakoriabbak a folyóvízi akkumuláció kapcsán keletkező medencék. A kanyarulatok lefűződésével visszamaradó holtmedrek (morotvák) többnyire jellegzetes kifli formájú állóvizei, valamint a meder menti folyóhátak mögé kifolyó árvizekből visszamaradó, jobbára igen sekély tavak a széles folyóvölgyek és alföldek rövid életű, de időről időre újra megjelenő jellegzetes képződményei.

A karsztos felszínfejlődés során -főként a trópuson kívüli területeken – szabályszerű jelenség zárt negatív formák kialakulása. E mélyedések vízzel való tartós kitöltődésére akkor kínálkozik lehetőség, ha a dolinák, olykor víznyelők fenekét kellő vastagságú vízzáró anyag béleli ki. Ennek hiányában legfeljebb időszakos tavak jönnek létre.

A szélkifúvásos vagy a szélhordta anyag mélyedéseiben kialakuló tómedencék zömmel a száraz, félszáraz vidékek jellemzői.

Kiegyenesedő, lapos tengerpartok vonalát gyakorta fűzrszerűen kísérik a turzásokkal elzárt lagúnatavak.

A tömegmozgásos folyamatok (mindenekelőtt az omlások és a csuszamlások) mechanizmusából következik, hogy az elmozduló anyag mögött elgátolt, lefolyás nélküli mélyedések maradnak vissza. Itt nemcsak arról van szó, hogy pl. egy hegyomlás elzárhat egy folyóvölgyet, és így annak vízfolyása tóvá duzzad (mint pl. az erdélyi Gyilkos-tó, vagy a kárpátaljai Szinevéri-tó).

Végül exogén erőhatás eredményeként értékelhetjük a növény- és állatvilág közreműködésével kialakuló tómedencéket. A sűrű növényzet elpusztult maradványainak felhalmozódásával olykor egységes medencék tagolódnak kisebb önálló részekre. Korallépitmények is tómedencéket zárhatnak el. Pl. az atoll-lagúnák tóvá változhatnak a tenger szintcsökkenése, esetleg a terület emelkedése révén.

Nem tekinthetők a szokványos értelemben exogén erők alkotta tómedencéknek a meteorbecsapódások révén kialakuló, rendszerint körszimmetrikus és feltorlaszolt sáncokkal is kifejezettebbé tett mélyedések. Számuk más medencékhez képest elenyésző.

Rohamosan nő a Földön a mestéséges tavak száma. Sok mesterséges tómedence a gazdasági tevékenység - olykor nemkívánatos - mellékterméke. Főként a külszíni bányászat teremtett helyenként valóságos tóvidékeket. Mesterséges tavak nemcsak számuk (százezres nagyságrend), de méreteik tekintetében is szinte versenytársai a természetes tavaknak.

A tómedencéket kialakító folyamatok (jelenlegi éghajlat, egykori jegesedés, stb.) földfelszíni elterjedése alapján véve meghatározza a tavak gyakoriságát is. Mivel ezek egy része kifejezetten egyes földrajzi övekhez kötött, így a tavak elterjedésében is kimutatható bizonyos zonalitás. A Föld tóban gazdag övezetei mindenekelőtt olyan területeken vannak, ahol a vízhálózatot alakító jelenlegi (éghajlati) körülmények csak rövid ideje állnak fenn, így a vízhálózat normál rajzolata még nem fejlődhetett ki. Az egyik ilyen zóna - a Föld legnagyobb tósűrűségű övezete - a fiatal pleisztocén eljegesedések vidéke. Finnországban a terület 9,4%-át, Svédországban 8,6%-át, Minnesota államban (USA) 6,7%-át fedik tavak. Hasonló vagy még nagyobb arányok számos kanadai területen (Manitoba, Mackenzie) is mérhetők. Természetesen „tómentesek” a jelenleg is eljegesedett, ill. a hosszú ideje és szélsőségesen száraz belső sivatagi területek. A fenti zonalitástól jórészt függetlenek az endogén erők hatására (főleg a tektonikus árkokban és a fiatal vulkáni képződményekben) létrejött tóvidékek.

A tavak vize és azok fejlődése (pusztulása). A tavak vízbevétele a felszíni és a felszín alatti hozzáfolyásból, valamint a csapadékból tevődik össze. A kiadási oldalon a felszíni és a felszín alatti lefolyást a párolgás egészíti ki. Az átfolyásos tavaknak egyaránt van felszíni hozzá- és lefolyása. Az utóbbi hiánya esetén beszélünk lefolyástalan, illetve végtavakról. A források feltörési helyén létrejövő tavakat forrástavaknak hívjuk (pl. a Hévízi-tó).

A tavak vizének energiabevétele döntően a nap rövidhullámú napsugárzásból származik. A kiadási oldalon főként a párolgás és a hosszuhullámú sugárzás szerepel. A tavak vize a felső rétegben melegszik fel először, s mivel a melegebb víz sűrűsége kisebb, annak hőmennyisége csak hővezetéssel és a hullámozás keverő hatására juthat az alsóbb rétegekbe. A mélyebb tavak felmelegedésekor tehát kialakul egy magasabb hőmérsékletű felső vízréteg. Ha a felszín hűlni kezd, a csökkenő hőmérsékletű víz lesüllyedve helyet cserél az alatta lévő viszonylag melegebbel, tehát cirkuláció indul meg. Ez a víz hűlése folyamán egyre nagyobb mélységekig terjed ki, és addig tart, amíg az egész víztömeg hőmérséklete +4°C-ra csökken (eddig ugyanis a hidegebb víz mindig sűrűbb, és a fenékre süllyed). Ekkor a tó egész víztömege azonos hőmérsékletű (homotermia). További hőcsökkenés esetén a felszíni víz már nem tud lesüllyedni, mert hőmérsékletével sűrűsége is csökken. Ha eléri a 0 °C-t, a felszín befagy, alatta pedig lefelé melegedő víz helyezkedik el. Ez az ún. inverz hőmérsékleti rétegződés is stabil, mert a sűrűség lefelé nő. A tó befagyása többnyire nyugodt vizű öblök zugaiban indul meg, itt ugyanis a hullámozás keverő hatása kevésbé érvényesül. A jég innen terjeszkedik a tó belső része felé (erős lehűlés és sima víztükör esetén egyetlen éjszaka is elég lehet a tó „beállásához”). Melegedés esetén újra cirkuláció kezdődik a tóban, mert ha a felszíni víz hőmérséklete pl. 2°C-ra nő, sűrűbb lesz, mint az alatta levő 1°C-os, tehát helyet cserél vele. A cirkuláció az újabb homotermia beállásáig (az egész tóvíz 4°C-ra melegedéséig) tart, azután már a tovább melegedő felszíni víz nem tud lesüllyedni, s lassan újra felépül a stabil nyári rétegzés.

A tavi cirkuláció és a víz hőmérséklete hatással van a tó oxigén- és tápanyag-ellátottságára, így a vízi életre és azon keresztül a tó fejlődésére is. A sós fenékvízű mély tavaknál a vízcsere a nagyobb mélységekben általában nem következik be. A Tanganyika-tó 200 m-nél mélyebb részein pl. keveredés hiányában egyáltalán nincs oxigén. Természetesen nemcsak a tóvíz tulajdonságai meghatározóak az élővilágra, hanem a tavi élet is visszahat arra, így függőségük kölcsönös. Némi egyszerűsítéssel azt mondhatjuk, hogy ha egy tóban a feltételek (hőmérséklet, oxigén, tápanyagok stb.) megfelelőek, akkor ott az élet mindjobban elburjánzik, ami viszont egy idő után az életfeltételek romlásához vezet (csökkenő tápanyagmennyiség, bomlástermékek túlzott növekedése). Az élő anyag mennyisége csökken, sőt az élet meg is szűnhet. Ha a vízi élet és a feltételek legalább közelítő egyensúlyban vannak, úgy harmonikus tavakról beszélünk. Az egyensúly tartós és lényeges megbomlása diszharmonikus tótípusok kialakulásához vezet. A harmonikus tavaknak két fő típusa van:

- oligotróf tavak (oligotrófia = rosszul tápláltság, gör.): tápanyagban szegény, kevés szerves anyagot termelő állóvizek. Rendszerint mélyek (és többnyire fiatalok), a szervesanyag-termelés szűk parti sávra koncentrálódik. A gyér élővilág miatt az elpusztult szervezetekből csak kis mennyiségű organikus anyag halmozódik fel a fenéken. Annak jelentős része ugyanis már a fenékre süllyedés közben elbomlik, így a tó vizének oxigénellátottsága még a nyári stagnáló periódusban is bőséges és az egyes rétegekben egyenletes. E tavak vize kékes vagy zöldes színű, és általában átlátszó;
- eutróf tavak (eutrófia=jó tápláltság, gör.). Az oligotróf tavak természetes fejlődése ebbe az irányba tart. Itt a tápanyag-ellátottság bőséges, a szervesanyag-termelés nagy. A fenékre kerülő elhalt szervezetek bomlása, valamint a bemosódó humusz (szerves talajanyag) jelentős oxigénmennyiséget fogyaszt, így az oxigénellátottság romlik. A nyári stabil hőmérsékleti rétegződés idején csak a felső réteg jut a levegőből oxigén-utánpótláshoz, az alsóbb vízréteg oxigéntartalma csökken, lefelé növekvő mértékben (oxigénrétegzettség). Az eutrofizáció természetes folyamatát lényegesen felgyorsíthatják a társadalmi hatások (szennyvizek tóba vezetése, műtrágyák bemosódása). Különösen a foszfátok és a nitrátok növelik a szervesanyag-termelést (algásodás, hínárosodás), és a fenék szerves üledékekkel való feltöltődését is gyorsítják.

A többnyire zavaros (zöldessárga, esetleg szürkés) vizű, rendszerint nem túl mély eutróf tavakban ezért a vízi élet egy bizonyos ponton csökkenni kezd, és a tó diszharmonikussá válik. A diszharmonikus tavak élőlényekben szegények, a szervesanyag-termelés minimális, a víz pH-értéke általában alacsony. Fenéküket vastagon borítja a tőzegsár. A bemosódó humusztól vizük rendszerint sötétbarna, oxigénkészletük nyáron teljesen elhasználódhat.

A tavak rövid életű, átmeneti képződmények. Megszűnésüknek két alapoka lehet:

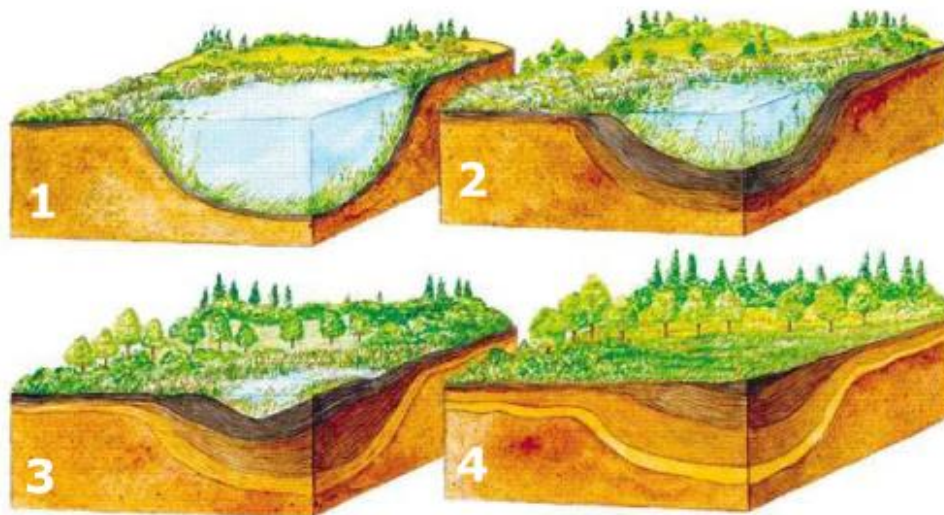
- vagy egyszerűen vizük tűnik el a medencéből – a víz eltűnése leggyakrabban éghajlatváltozás következménye, az ariditás növekvő mértéke miatt a vízháztartás tartósan veszteségesé válik. Megtörténhet, hogy a tavat tápláló vízfolyás valamilyen okból megváltoztatja futásirányát, s vize nem jut el a tóba. Ilyen veszély fenyegeti pl. az afrikai Csád-tavat;
- vagy maga a medence semmisül meg.

A medence megszűnése is kétféle módon következhet be:

- lecsapolódik - a tó vizét levezető folyó völgymélyítő tevékenysége mindjobban hátrálva eléri, és fokozatosan úgy bepréseli a tó peremét, hogy annak vize a bemélyedő völgyön át lefolyik;
- feltöltődik - a tómedencék feltöltődése kialakulásukkal egyidejűleg megkezdődik, egy süllyedéktől akár a tó teljes élettartama alatt folytatódik, ezért a tó kialakulása és pusztulása időben nem is választható el élesen egymástól. A feltöltődés részben a tóba érkező vízfolyások és a szél hordalékszállítása révén, részben a tavi élet hatására történik. Az előbbi zömmel szervetlen, utóbbi döntően organikus üledékképződéssel jár. Hatásukat a tó víz mozgása - elsősorban hullámozása - révén bekövetkező partfejlődés egészíti ki.

A tó eutrofizációjával az élővilág feltöltő hatása gyorsul. A növekvő tápanyagmennyiség hatására nő a biomassza-produkció, és így a fenékre jutó szerves anyag tömege is. A keletkező üledék jellege (és mennyisége) egy távon belül is változatos, döntően a vízmélység (partközelség)

függvénye. A nagy testtömegével a feltöltődésben vezető szerepet játszó növényzet vízmélységtől függő zonációja az üledékképződésben is hasonlóan sávos elrendeződést hoz létre. A tó fokozatos feltöltődésével létrejön a fertő, majd a szabad vízfelülettől arányában nagyobb lebegő és az aljzathoz kötődő növényzettel borított felszín, amit már mocsárnak nevezünk. Előfordulhat, hogy igen lapos medencékben eleve mocsár képződik, és viszonylag hosszú időn át fennmarad. Ilyen elsődleges mocsarak főként terjedős síksági vízvásztók vidékén gyakoriak (pl. Pripjaty mocsarak). Később ezek a mocsarak is ellaposodhatnak. A mocsarak és a lápok a tőfejlődés folyamatába illeszkedő képződmények, de ritkábban önállóan - tavaktól függetlenül is - létrejönnek. Ha a lápokban tápanyaghiány vagy a vízszint süllyedése miatt alacsonyabb rendű növények váltak uralkodóvá, s köztük túlsúlyra jut a tőzegmoha (*Sphagnum*), a láp jellege megváltozik. A tőzegmoha szivacsoként szívja testébe a vizet, s pusztulása után az új mohageneráció annak felszínére telepszik. Így a láp felszíne emelkedni kezd, és a síkláp fokozatosan dagadóláppá, a környezetéből dómszerűen felmagasodó mohatömeggé alakul. Dagadólápok önállóan is kialakulnak, ha az éghajlati körülmények alkalmasak. Gyakran hegységekben fordulnak elő. Mivel meleg éghajlaton a növényi részek gyorsan bomlanak, a túl hideg körülmények pedig a növényi életnek nem kedveznek, a dagadólápok főleg a közepes szélességek hűvös óceánikus vidékein jellemzőek. Az éghajlati feltételektől függően a lápok növényzettel való feltöltődése folytatódik és területe egyre jobban kiszáradva turjánná alakul, amelyet cserjés, puhavás, majd keményfás erdő boríthat. Ez a tó feltöltődését kísérő szukcesszió, azaz a növénytársulások időbeli egymás után következése, amely végállapotában az adott terület éghajlatával, zonális földrajzi jellemzőivel egyensúlyban lévő zárótársulás (klimax vegetáció) jön létre (4.8 ábra).



4.8. ábra. A tó feltöltődése (szukcesszió)

A felszín alatti vizek. A földi vízkészlet legkevesbé pontosan becsülhető része a felszín alatt helyezkedik el. A készletbecslési bizonytalanságok ellenére is kimondható azonban, hogy a vízkörforgásba többé-kevésbé bekapcsolódó felszín alatti víz mennyisége - mintegy 4000 m mélységig számolva - legalább egy nagyságrenddel meghaladja a tavak, folyók, az élővilág és az atmoszféra együttes vízmennyiségét. A felszín alatti vizek halmazállapot, helyzet, mozgás, kémiai összetétel, hőmérséklet stb. szerint igen sokfélék lehetnek. Mivel e tulajdonságok a víznek mind természeti, mind társadalmi szerepét befolyásolják.

Hagyományos meghatározás szerint a porózus kőzetekben a felszín alatt, de az első vízzáró réteg fölött elhelyezkedő vizet talajvíznek, a vízzáró rétegek közé zárt vizet rétegvíznek nevezzük. A felszín alatti porózus kőzetek mindenütt tartalmaznak bizonyos mennyiségű vizet, de talajvízről csak akkor beszélünk, ha valamennyi pórust víz tölti ki. A talajvíz tükre tehát ott húzható meg, ahol a pórusok egy részében már megjelenik a levegő. A felszín és a talajvíztükör közötti zóna víztartalmát talajnedvességnek nevezzük.

A talajnedvesség meglehetősen sok formában fordul elő a talajban, illetve általában a porózus kőzetek talajvízszint feletti tartományában. Fontosabb csoportjai a következők (4.9. ábra):

- kristályvíz – a kristályszerkezetbe beépülő vízmolekulákból áll. Különösen jellemző az agyagásványok esetén. Beépülése az agyag duzzadásával jár. Mivel a kristályokból csak a felszín közelében kivételesen tapasztalható 270-500°C között távozik, ezért jelenléte viszonylag állandó, és az így lekötött víz hosszú időre kiesik a víz körforgásából.
- erősen kötött vízburoknak vagy adszorbeált víznek a talajszemcsék felszínén molekuláris, illetve ozmotikus erők hatására megtapadó, 100 molekula átmérőnél általában nem vastagabb vízhártyát nevezünk. A szemcsékre nagy erővel tapad, csak erős szívó hatás képes azok felületéről leválasztani.
- lazán tapadó (adhéziós) víz – részben még hártyát képez a szemcsék körül, de vastagsága már ezer molekulaátmérő is lehet, és tapadása jóval kisebb
- a kapilláris víz – közvetlenül a talajvíz tükre fölött helyezkedik el. A kapilláris erők a hajszálcsovekben a vizet a nehézségi erőt leküzdve fölfelé emelik. A kapillárisok mennyiségétől és méretétől függően eltérő vastagságú zónát jelent. Finomabb szemcséjű közetben (talajban) az emelés értéke nagyobb. Kavicsban csupán néhány cm. A zárt övben (a talajvízhez közelebb) minden kapillárist víz tölt ki, a nyílt zónában viszont levegővel telt kapillárisok is vannak, ez különösen fontos a növényzet számára. Itt ugyanis a gyökerek könnyen vízhez jutnak, de a levegőnek köszönhetően fulladásuk veszélye sem áll fenn.
- szivárgó víz – a kapilláris vízzel ellentétben lefelé mozog, mert a rá ható erők közül a nehézségi erő érvényesül leginkább. A felszínre érkező csapadékvíz a talajba hatol, s a talajvíz irányába szivárog. Azt azonban nem mindig éri el. A mi éghajlatunkon pl. a talajvíz szivárgás útján rendszerint csak a téli félévben kap utánpótlást. Ilyenkor a kisebb párolgás miatt és a többnyire tartós felszíni vízutánpótlás (hóolvadékvíz, kisebb intenzitású csapadék) következtében a szivárgó víz a talajvízig juthat. A nyári félév nagyobb intenzitású, rövidebb időtartamú csapadékainak túlnyomó része viszont a felszínen folyik le, a beszivárgásnak csak korlátozott ideig nyújt utánpótlást.

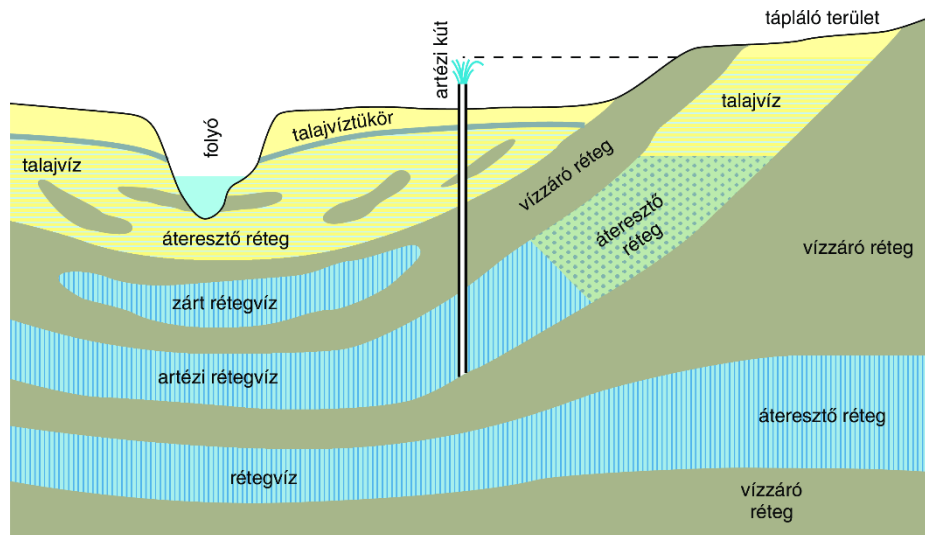
A talajvíz a talaj (illetve közet) valamennyi pórusát kitöltő talajvíz döntő mértékben a nehézségi erő hatása alatt áll. Mivel a talajvíz és a felszín között nincs vízzáró réteg, ezért csak kivételes esetben kerül nyomás alá, egyébként tükrén a külső légnyomás hatása érvényesül (nyílt tükrű talajvíz). Helyzetét általában talajvízmérő kutakban határozzák meg. A talajvíz legfontosabb táplálója:

- a csapadék,
- a környezet nagyobb abszolút magasságú talajvíze
- a talajvíz oldalirányú áramlása különösen hegylábi területeken, medencékbe nyúló hordalékkúpok testében erős
- az állandó jellegű felszíni vizek. Természetesen csak akkor, ha tükrük tartósan a talajvíz szintje fölött van.
- 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.
- a vízpára kondenzációjából származó vízbevétel mértéke a nyári hónapokban cm nagyságrendű lehet.

A talajvíz legfőbb természetes fogyasztója:

- a párolgás
- a felszíni vizek pedig nemcsak duzzaszthatnak, hanem a vízállástól függően leszívnak
- a társadalom vízkiemelése, amely napjainkban növekvő jelentőségű veszteséget okoz a talajvízkészletben.

A rétegvíz rendszerint teljesen kitölti a vízzáró rétegek közötti zónát. Az artézi (réteg) vizek felhalmozódására a víztartó és vízzáró rétegek szinklinális jellegű települése ad ideális lehetőséget. Ez főként laza üledékekkel kitöltött zárt medencék esetén valósul meg. A résvíz kifejezés összefoglalóan minden olyan vízre vonatkozik, amely a kőzetek repedéseiben, hasadékaiban, üregeiben foglal helyet, tekintet nélkül a rések keletkezési körülményeire.



4.9. ábra. A felszín alatti vizek elhelyezkedése

A felszínt 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. 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 a Kárpát-medencében (az évi középhőmérséklet kerekén $10\text{ }^{\circ}\text{C}$) már pl. a 15° -os víz is hévíz, ezzel szemben trópusi területeken a $20\text{--}25\text{ }^{\circ}\text{C}$ hőmérsékletű sem tekinthető annak. Balneológiai (fürdő kultúra) szempontból általában csak a $20\text{ }^{\circ}\text{C}$ -nál melegebb víz minősül hévíznek. A mélyebben fekvő vizek magasabb hőmérséklete a geotermikus gradiens következménye. Ahol annak lépcsői az átlagnál ($33\text{ m}/^{\circ}\text{C}$) 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 fűrésok 2%-ánál haladja meg a gradiens a 30 m-t. 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.

5. A KÜLSŐ ERŐK TERMÉSZETFÖLDRAJZA (Geomorfológia: exogén erők)

Az aprózódás és mállás. 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. Az angol és a német szakirodalom ezeket a folyamatokat összefoglaló néven mállásnak jelöli. Aszerint, hogy a kőzetek megbontásában a fizikai vagy a kémiai folyamatoknak van-e meghatározó szerepük, fizikai, ill. kémiai mállásról írnak a szakkönyvek. A magyar nevezéktanban a túlnyomórészt fizikai (főleg mechanikai) folyamatok hatására bekövetkező kőzetbontást aprózódásnak, a kémiai változásokkal jellemezhető kőzetbontást mállásnak nevezzük. Az aprózódást és mállást úgy is definiálhatjuk, mint a kőzetek és ásványok stabilabb formába való átalakulását.

Az aprózódás és mállás hatására felaprózott, szerkezetükben is fellazult, oldhatóságukban megváltozott kőzeteket a külső erők általában könnyebben elmozdíthatják eredeti helyükről. Egészében véve tehát e két folyamat lényeges szerepet játszik a földfelszín formakincsének kialakulásában. Az aprózódás és a mállás a talajok kialakulásának is előfeltétele. Talaj csak kőzetmálladákon jöhet létre. Minél teljesebb a nyers kőzetek feltárása (apróbbak a kőzetszemcsék, hozzáférhetőbbé válnak a tápanyagként hasznos kémiai elemek), annál kedvezőbbek a feltételek a termékeny talajok kialakulásához.

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:

- **hőingadozás okozta aprózódás** - 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 kőzet aprózódásához jelentős hőmérséklet-különbségekre van szükség. Ennek természetes viszonyok között a meleg-száraz és a fészár éghajlati területeken vannak meg a feltételei. 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 ekkor igen nagy nyomást gyakorol a kőzetre. Ez a nyomás -22°C -nál a legnagyobb. A víz térfogat-növekedése egészen -25°C -ig tart, de ebben a hőmérsékleti intervallumban azonban jóval kisebb mértékű, mint a víz megfagyásakor. A jég legnagyobb térfogat-növekedését tehát a hőmérséklet 0°C körüli ingadozása okozza. 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 kőzetrepedés, ha egy nap kb. 12-14 óra hosszáig van fagyponthoz közeli hőmérséklet. Ez elég hosszú idő ahhoz, hogy először vastag jég réteg képződjön a repedések felszínéhez közeli részeiben, így a kőzetben mélyebben lévő víz már zárt terekben fagy meg, repesztő hatása nagyobb lesz. 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.

- sókristályos-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 kristályok képződése során általában mérsékelt nyomóerők hatnak a kőzetre. A sókristály-növekedéses aprózódás a száraz és félszáraz éghajlaton tipikus, jellemző továbbá a tengerpartokon, sós tavak közelében.
- nyomáscsökkenés okozta aprózódás - minden kőzetre, amely a felszín alatt helyezkedik el, a fölötté lévő kőzetek nyomása hat. A mélységi magmás és a metamorf kőzetek rendkívül nagy nyomás alatt képződnek, s szerkezetük ennek megfelelően alakul. 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 kitágulnak, s ez a tágulás a kőzetek töréséhez, repedések képződéséhez vezethet.
- mozgó közegek kőzetaprózó hatása - az aprózódás eddig ismertetett formái mintegy előkészítik a kőzeteket a szállításra, ugyanakkor a szállítás folyamata maga is nagymértékben hozzájárul a kőzet- és ásványszemcsék további felaprózásához. A jégár egészen durva kőzettörmeléket, 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 ásványszemcsék egymáshoz vagy a felszíni kőzetekhez ütdöve összetöredeznek, a nagyobb sziklákból kisebb darabok válnak le.
- az élővilág kőzetaprózó szerepe - első helyen kell emlitenünk a fás szárú növények gyökereit, amelyek a meglévő repedésekbe hatolva nyomással repeszti 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.
- hidratáció okozta aprózódás - hidratáció fizikokémiai folyamat, s mint ilyet, átmenetnek tekintjük a fizikai folyamatokat magában foglaló aprózódás és a kémiai változásokkal jellemezhető mállás között. A hidratáció során a kőzetalkotó ásványok határfelületi ionjaihoz vízmolekulák kapcsolódnak. Mivel a vízmolekulák dipólusok, a pozitív és negatív ionok egyaránt vonzzák őket, mégis gyakoribb, hogy az oxigén felőli végükkel a határfelületi kationokhoz kapcsolódnak. A folyamat eredményeként a kőzetszerkezet fellazul, esetleg teljesen szétesik (szétázik).
- az ember gazdasági tevékenységei a céltudatos kőzetaprózáson (bányászat, kőzetörlés) kívül is hozzájárulnak a kőzetaprózódáshoz. Megemlíthetjük a közlekedéssel és ipari tevékenységekkel kapcsolatos tartós altalaj rezgéseket, a mezőgazdasági céllal végrehajtott altalajlazítást vagy az építkezések alkalmával végzett tereprendezéseket.

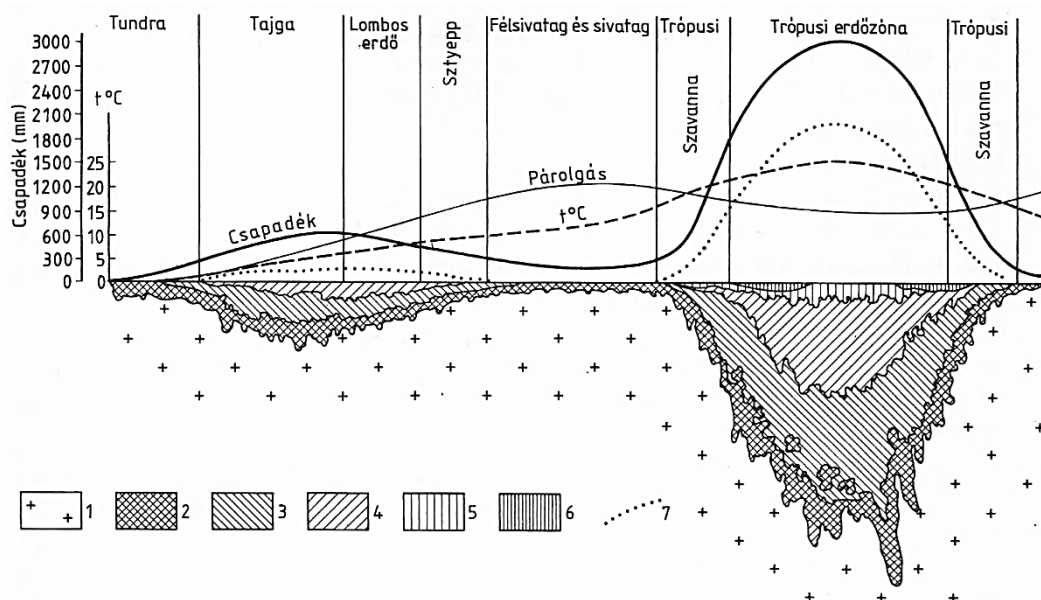
A mállás típusai. A mállás típusait aszerint határozzuk meg, hogy a kőzet vagy ásvány átalakulásában milyen folyamat vagy folyamatok uralkodnak. Ezek alapján az alábbi mállási típusokat különböztetjük meg:

- 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 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 tiszta vízben való oldódásnak csupán elméleti jelentősége van, mivel a természetben a csapadékvíz is tartalmaz kevés szén-dioxidot, mely a levegőből kerül az oldatba (H_2CO_3 - szén-savat képezve), s ezenkívül más savas hatású szennyeződések is. Ismeretes, hogy a víz CO_2 -felvevő képessége a növekvő vízhőmérséklettel csökken, vagyis a

hideg víz képes a legtöbb CO_2 -t felvenni. A szénsavas oldódás reakciósebessége a hőmérséklet emelkedésével nő, így a forró-nedves klímában, trópusi esőerdő-növényzet alatt megy végbe a leghatékonyabban, ami a talajlevegő nagy CO_2 -tartalmával és a humuszsavakból származó H^+ -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_2 -feltevő képessége miatt ezeken a területeken is fellép a szénsavas mállás. A savas kémhatású csapadék és víz jól oldja a karbonátos kőzeteket (mészkő - CaCO_3 , dolomit - $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$, lásd később: karsztosodás), de a lösznek nevezett, durva kőzetlisztből álló, meszes, rétegzetlen, meredek falakban megálló, fakósárga üledéket is, amelyben a CaCO_3 a legfontosabb alkotórész.

- szilikátok mállása - a szilikátok mállása a legfontosabb mállási folyamatnak tekinthető, mivel a földkéreg felépítésében ezek az ásványok uralkodnak (pl. a kálföldpátok, azon belül pl. az ortoklász, KAlSi_3O_8). 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. Az említett ortoklász, KAlSi_3O_8 mállása során timföld - $\text{Al}(\text{OH})_3$, kovasav - $\text{H}_4\text{Si}_3\text{O}_8$ és kálium-hidroxid - KOH keletkezik, amelyek a talajoldatba mennek át.
- 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 (Fe^{2+}) háromértékű ferrivassá (Fe^{3+}) oxidálódik. A végtermék lehet vörösvasérc (Fe_2O_3) vagy barnavasérc ($\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$). Ezután - fontosságukat tekintve - a mangán és a vas-szulfid oxidációs folyamatai következnek.
- biológiai mállás - kőzetek megbontásában az élővilág nemcsak fizikai hatásaival vesz részt, hanem anyagcseretermékei környezetbe juttatásával kémiai változásokat is okoz. A legfontosabb anyagcseretermékek a szerves savak (aminosavak, nukleinsavak, karbonsavak), CO_2 , komplexképző szerves vegyületek, humuszanyagok.

Az aprózódás és a mállás intenzitása a Földön. A málladéktakaró vastagsága és jellege a nagy földrajzi zónákban az éghajlati és a növényzeti tényezők függvényében változik (6.1. ábra). A málladéktakarón talajképződés megy végbe, melynek eredményeként valódi, háromszintű talajok jönnek létre. A hideg övön belül csak a tundrán alakul ki egy vékony, gyengén mállott felszíni réteg.



5.1. ábra. A mállás és talajképződés néhány tényezője a Sarkoktól az Egyenlítőig
(1. mállatlan kőzet, 2. gyengén mállott zóna, 3-4-5-6. agyagásványok, a vas- és alumínium oxidjai és hidroxidjai, 7. növényi produkció)

A mérsékelt övi tajgazónában már erősebbek a mállási folyamatok, s az Egyenlítő irányába haladva a nedves viszonyok és a hőmérséklet emelkedése is hozzájárul a málladéktakaró vastagodásához. A mérsékelt övi sztyepp felé haladva fokozódik a párolgás, és csökken a csapadék, a málladéktakaró egyre vékonyabb lesz, és a mérsékelt övi sivatagok-félisivatagok területén csak egy gyengén mállott vékony, felszíni réteg bizonyítja a kőzetek kémiai bontásának gyenge intenzitását. Ugyanilyen viszonyokat találunk a trópusi sivatagok-félisivatagok területén.

A trópusi szavannaövben növekszik az évi csapadékösszeg és az átlaghőmérséklet is, ami a mállás kémiai folyamatainak kedvez: a málladéktakaró egyre vastagabb lesz. A trópusi esőerdőövben az igen nagy csapadékhoz magas hőmérséklet társul, s az itteni erdők a Földön a legnagyobb mennyiségű szerves anyagot termelik. Az intenzív kémiai és biológiai mállás hatására a málladéktakaró itt a legvastagabb. A felszínen és felszínközeiben a vas és az alumínium oxidjai és hidroxidjai jellemzők (rozsdásvörös vagy téglavörös színű laterit talajok).

A tömegmozgás fogalma és típusai. Tömegmozgások (mass movements - angol) megnevezés alatt azon felszínformáló folyamatokat foglaljuk össze, amelyek a nehézségi erő közvetlen hatására, szállítóközeg nélkül működnek. Ezek a víz, a jég és a szél (levegő) segítségével megvalósuló tömegáthelyeződések mellett a külső erők önálló, összetett csoportját képezik. A különböző típusú tömegmozgások domborzatletaroló és anyagmozgató folyamatait összefoglalóan deráziónak nevezzük. A tömegmozgások egyik fő csoportja a felszíni lejtőkön (falakon) lép fel, és azokat formálja (lejtős tömegmozgások), a másik pedig a felszín süllyedésében (süppedésében, roskadásában) nyilvánul meg.

1. A lejtőkön tömegáthelyeződésekre (omlás, csuszamlás, kúszás, folyás) akkor kerül sor, ha a lejtő vagy annak valamely részlete elveszti egyensúlyát, amely függ a lejtő meredekségétől, magasságától, s a lejtőt alkotó anyagok jellemzőitől (szerkezetétől, sűrűségétől, súlyától, a részecskék közötti kohéziótól – mindez, más-más anyag, homok, kavics, kötőrmelék vagy lösz esetében).

- Omlás alatt azokat a hirtelen kioldódó, nagy sebességű tömegáthelyeződéseket értjük, amelyek során a lefelé mozgó anyag útjának kisebb-nagyobb részét szabadeséssel teszi meg, és zuhanása végén gördülve, pattogva – még mindig jelentékeny sebességgel - rendszerint tovább mozog. A lejtő (esetleg kőzetrész) helyben maradó részétől elválva leomló anyag mozgása közben - főleg az esés végén és felszíni útja során - szétroncsolódik, s végül rendszerint törmelékhalmazt képez. Az omlásoknak a méret nem lényegi ismérve. A katasztrofális következményű hegyomlások éppúgy közéjük tartoznak, mint a labilis

helyzetbe kerülő kőzetdarabok vagy talajrögök hullása, a finom törmelék- vagy talajszemcsék pergése. Az omlások viszonylag rövid idő alatt lejátszódó, de egyes helyeken kisebb-nagyobb időközökben megismétlődő folyamatok: partomlások, sziklaomlások, törmelékomlások, kőlavínok, kő- és talajpergések, hegyomlások.

- A lejtők anyagának egy markánsan kirajzolódó felszín (csúszópálya) mentén a nyíróerők hatására bekövetkező gyors elmozdulását csuszamlásnak nevezzük. A csúszás akkor indul meg, ha a lejtőt felépítő anyag belsejében, annak jellegétől függő mélységben képlékeny állapot jön létre, főként felszín alatti vagy csapadékvíz kellő mennyiségű jelenlétében, a hideg területeken pedig a fagyott altalaj csúszópályaként is szerepelhet. Csuszamlások alkalmával a lejtő anyaga egy többnyire karéjos formájú fal mentén szakad meg. A lejtő alacsonyabb részeire rácsúszó plasztikus tömeg többé-kevésbé szétterülve, kiszélesedő nyelvformát képez. A csuszamlások anyagáttelepítő tevékenységük révén egészében a lejtőt lankásító folyamatok, tehát ismétlődésükkel fokozatosan csökkentik az abban lévő nyírófeszültségeket, s hosszabb távon a lejtő egyensúlyának helyreállása irányába hatnak.
- A lejtőt borító málladék vagy törmelék igen lassú (cm/év sebességű) mozgásait, amelyek során az anyagot alkotó szemcsék (vagy nagyobb darabok) egymáshoz viszonyított helyzete változik meg, kúszás (angol creep) néven foglaljuk össze. A kúszások a lejtők felszínközeli, jobbra 1 m-nél nem mélyebb zónáját jellemzik, és intenzitásuk a mélység felé általában csökken. Kiváltó tényezők a hőmérséklet-ingadozás, a nedvességváltozás vagy a fagyemelés.
- Képlékennyé vált anyagok lamináris vagy turbulens folyással mozognak a lejtő irányába. Képlékenységük vízfelvétel, vízzel való átitatódás következménye. Típusaikat elsősorban a mozgásban részt vevő anyagok jellege - mindenekelőtt a szilárd részecskék mérete - szerint szokták elkülöníteni: iszap (sár)-folyások, talajfolyás, lahar (a vulkáni por- és hamufelhalmozódások vízzel való átitatódásából eredő iszapfolyások), törmelékfolyások (az Alpokban mure-nak, Közép-Ázsiában szeli-nek nevezik).

2. A talajszüllyedés (roskadás) következtében kioldódó tömegmozgásokat természetes és antropogén tényezők egyaránt kiválthatják, de a szüllyedések végül mindig valamilyen felszín alatti térfogatcsökkenésre vezethetők vissza. A térfogatcsökkenés bekövetkezhethet hirtelen, üregek beszakadásával vagy fokozatosan, az anyag szerkezetében bekövetkező változásokkal. Az üregbeszakadások sem jelentenek mindig azonnali felszínváltozást, hatásuk sokszor csak késleltetve és fokozatosan - esetleg egy beszakadás-sorozat nyomán - jelentkezik. Természetes üregbeszakadásokra leggyakrabban abrázios kimosások, kőzetoldás (pl. mészkő) révén a karsztos járatok, barlangok), só kioldódás (berogyó dolinák), lávabarlangok beomlása vagy a felszín alatti jégtömegek olvadása révén kerül sor. Az antropogén eredetű beszakadásokért elsősorban a bányászat a felelős (só, kőolaj, földgáz vagy víz kitermelése).

A szárazföldi jég. A Földet a világűrben szemlélve jeges bolygóként is jellemezhetnénk, mert amikor az északi félgömbön tél van, januárban az ottani szárazföldeknek több mint 50%-át hó boríthatja. A tengereken pedig márciusra mintegy 16,5 millió km²-en képződik jég. A szárazföldek összterületének jelenleg mintegy 10%-át fedi jég. A negyedidőszaki eljegesedések folyamán viszont ennél háromszor nagyobb területet foglaltak el a jégtakarók és jégárok. A földfelszíni formák jelentős részét a jég és annak mozgása alakítja, ezeket glaciális felszínformáknak nevezzük. Az eljegesedések (glaciális időszakok) idején képződött jégtakarók nagyságuknak megfelelően hatással voltak a Föld éghajlatára, továbbá az éghajlati és növényföldrajzi övek helyzetére is. Nagyon jelentős volt a jégtakaró olvadákvizeinek eróziós és akkumulációs tevékenysége is. A szárazföldi jég kiterjedése mindig jelentősen befolyásolta a folyókba, illetve a tengerekbe, óceánokba jutó víz mennyiségét. A szárazföldi jég nagyobb méretű területi változásai a tengerszint emelkedését vagy szüllyedését idézték elő. Napjainkban a Föld édesvízkészletének 75%-át a jégtakarók és jégárok (gleccserek) zárják magukba.

A Földön jelenleg csak két nagy jégtakaró van, az antarktiszi és a grönlandi. Ezeken a területeken a nagy vastagságú jég még a domborzat nagyobb szintkülönbségeit is eltüntette, és abból csak a peremvidékeken bukkannak elő a merész sziklacsúcsok, az ún. nunatakok. A jégtakarókhoz

hasonló kisebb területű (kisebb szigetet, fennsíkot, kiemelkedést, platót borító) képződmények. A tartó hóhatár fölött, elsősorban a hegységek félkör alakú, meredek falakkal határolt bemélyedéseiben, az ún. cirkuszvölgyekben vagy más néven kárvölgyekben, kárfülkékben képződnek a gleccserek.

A gleccserek és jégtakarók földrajzi elterjedése. A Földön a gleccserek és jégtakarók együttes területe jelenleg 14,9 millió km². Ebből 12,5 millió km² az Antarktisz fedő, 1,73 millió km² pedig Grönlandot. A többi kontinensen és a sarki szigetvilágban előforduló jég összterülete csak 700 000 km². Ez a két előbb említett jégtakarónak mindössze 4%-a.

Az Antarktisz fedő jég legnagyobb vastagsága 4,25 km, átlagosan 2,2 km. Ha ez a jégtömeg elolvadna, a világtenger szintje közel 60 m-t emelkedne. Bár az Antarktiszon átlagban csak 120 mm csapadék hull, a jég tömege nem csökken. Az 1,73 millió km² kiterjedésű grönlandi jég 83 %-a 1400 m tszf.-i magasság felett helyezkedik el. A jég legnagyobb vastagsága 3,4 km, átlagosan 1,6 km. A grönlandi jég felszínére átlagosan 310 mm csapadék hull, és ez biztosítja a jégtakaró tömegegyensúlyát.

Az említett két nagy jégtakarón kívül a legtöbb jég a magasabb szélességeken fordul elő, ahol az évi csapadék nagyobb része hó alakjában hull le. A Föld legtöbb nagy hegyrendszerének területén előfordulnak jégárak vagy jégsapkák. Hatalmas jégárak nyúlnak le Észak-Amerikában az Alaszkai- és a Parti-hegységből (főképpen annak északnyugati területeiről), Chile déli részében az Andok láncából, a Himalája magasabb régióiból, a Karakorumból, Pamírból. Sok gleccser ismert Skandináviából, az Alpokból, Kaukázusból, Tien-sanból, Altájból stb. Jégsapkák főleg a kanadai szigetvilágban (az Ellesmere-, Axel-, Heiberg-, Baffin-szigeteken), Izlandon, a Spitzbergákon, a Ferenc József-földön, Novaja-Zemlján fordulnak elő. Megjegyzendő, hogy az utóbbi évtizedekben tapasztalható felmelegedés az említett jégtakarók és jégsapkák méretét néhol jelentősen csökkentette vagy azok teljes visszahúzódását eredményezte.

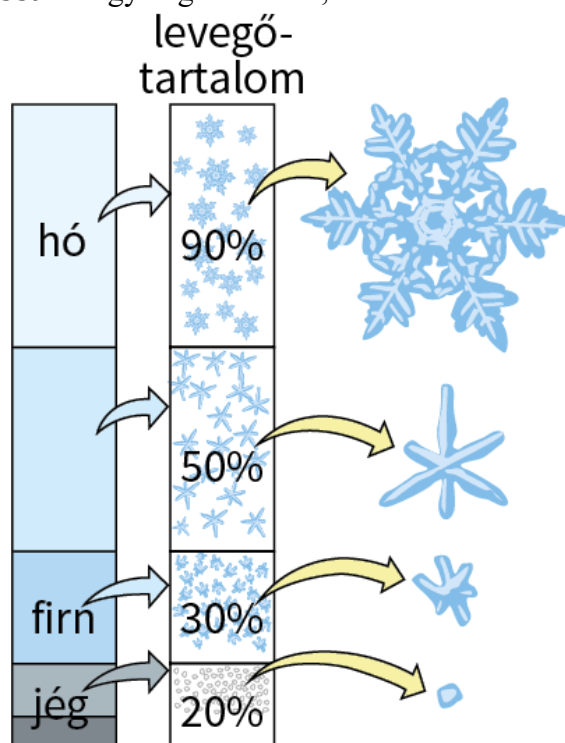
A gleccser és a hóhatár. A gleccser tulajdonképpen nem más, mint hóból képződött, sajátos szerkezetű, plasztikus jégtömeg, amely a nehézségi erő hatására mozog lefelé a lejtőkön. Nyilvánvaló, hogy a gleccserek csak ott keletkezhetnek, ahol a hó felhalmozódásának mértéke hosszú időn keresztül meghaladja az olvadását és párolgását. Ehhez megfelelő domborzati és éghajlati viszonyok szükségesek. Az utóbbiak kedvező egymásra hatása esetén a valódi, tartós (reális) hóhatár felett a völgyfőkben vagy a platóhelyzetben levő felületeken megindul a hó felhalmozódása. Az időszakos hóhatár az egy nagyobb részt hóval borított terület látható határa a túlnyomóan hómentes felület mentén. Az időszakos hóhatár a különböző évszakokban nagyon eltérő magasságban húzódhat. A tartós (reális) hóhatár futását az időszakos hóhatár helyi legmagasabb évi futásvonalának sokévi átlaga jelöli ki. A hóhatár kialakulását jelentősen befolyásolja a csapadék, légnedvesség, párolgás, a sugárzási mérleg, a szél és a domborzat. A hóhatár az éghajlat meghatározó volta miatt a földrajzi szélességgel változik. Az északi félgömbön a sarokhoz közelebb (É. sz. 83°), a délin viszont jóval távolabb (D. sz. 65°-66°) éri el a tenger szintjét. A pólus felől az északi féltekén lassabban, a délin viszont gyorsabban emelkedik a térítőkörökig, ahol száraz az éghajlat, és így szükségképpen magasan húzódik a hóhatár (Észak-Chilében 6500 m felett). A térítőtől az Egyenlítőig - a csapadékmennyiség növekedésével - a hóhatár lassan süllyed, és 4500-5000 m tszf.-i magasságban húzódik. A hóhatár futását a helyi domborzati viszonyok, a kitettség (expozíció), mezo- és mikroklimatikus hatások is befolyásolják.

Hó, firn, jég. A hóhatár felett a lehulló hó rétegről rétegre rakódik. A változatos alakú hókristályok annál kisebbek, minél hidegebb és szárazabb a levegő. A friss hó sűrűsége mindössze 0,1-0,2 g/cm³. A friss havat úgy is lehet tekinteni, mint egy rétegzett eolikus (szél által létrehozott) üledéket. A hóba főképpen a nyári időszakban sok szennyező anyag kerülhet (por, kisebb-nagyobb átmérőjű körtörmelék, pollenszemcsék, levelek stb.). A hógyűjtő medencékben a hó tömegét jelentősen növelhetik a porhó- és nedves lavinák. Ezek lezúdulásuk alkalmával nagyon sok kisebb-nagyobb kődarabot ragadnak magukkal a sziklafalokról. Havazás után megkezdődik a hóréteg átalakulása. Napsugarak még télen is érik a havat. A magas hegységek tiszta levegőjén keresztül erős

a besugárzás, és ez olvasztja a hóréteget. A fagyás és olvadás ismétlődése megváltoztatja a hókristályok alakját, szerkezetét, helyzetét. Néhány nap vagy néhány hónap alatt szemcsés hó képződik, amelynek sűrűsége már eléri a $0,3 \text{ g/cm}^3$ -t. Az olvadás és a további újrafagyás ismétlődésével a szemcsék mind nagyobbak lesznek, a levegő egyre jobban kiszorul közülük, és az egész tömeg szemcsés szerkezetű csonthóvá (firn) alakul. Ennek sűrűsége megközelíti a $0,5 \text{ g/cm}^3$ -t. Mennél többször ismétlődik az olvadás és a fagyás, a firnszemek annál nagyobbakra nőnek. Nyáron gyorsabb a firnszemek növekedése, mint télen. Az így kialakult firnre újabb havazások takarója borul. Az egykor felszínen levő réteg mind mélyebbre kerül. Így most már nyomásnak is ki van téve, ami az olvadáspont kisebb mértékű süllyedésével, további olvadással, újrafagyással és a nagyobb firnszemcsék növekedésével jár együtt. A szemcsék közé szorult levegő mindjobban kipréselődik, a firn fokozatosan firnjéggé alakul, amelynek tejfehér a színe. A firn szemcséi ekkorára már borsó nagyságúra nőttek.

Amikor a még megmaradt pórusok is eltűnnek, az anyag vízátnemeresztővé válik, és ha sűrűsége eléri a $0,85 \text{ g/cm}^3$ -t, már gleccserjégről beszélünk. A gleccserjég sűrűsége még tovább növekedhet $0,89$, illetve $0,9 \text{ g/cm}^3$ -re. Így a levegő szinte teljesen kiszorul belőle és színe zöldeskék lesz (5.2 ábra). A kialakult gleccserjég 2-3 mm-től ökölnagyságig terjedő jég szemekből áll, amelyeket szabad szemmel nem látható, leheletvékonyaságú repedések választanak el egymástól. Az olvadó gleccserjégnél azonban ezeket a réseket jól meg lehet figyelni. A jég szemcsék teljesen szabálytalanok, és a szomszédos szemcsék egymáshoz kapcsolódnak. Ez a szerkezeti sajátosság teszi lehetővé, hogy 0° körüli hőmérsékleten a gleccserjég bizonyos mértékig hajlítható.

A hónapok a gleccserjéggé történő átalakulása helyről helyre változik, mert a folyamat nagyon érzékeny a hőmérsékletre és a hó felhalmozódásának mértékére. Egy méter vastag gleccserjég kialakulásához legalább 8 m hóréteg szükséges. Az olvadákvíz jelenléte felgyorsítja a folyamatot, így az átalakulás sokkal gyorsabban megy végbe nedves, mint száraz hónál.



5.2. ábra: A hókristály átalakulása az olvadás-fagyás hatására 57 nap alatt

A gleccserjég szerkezete, mozgása és olvadása. A gleccserjégben a szemcsézettség mellett réteges és leveles szerkezet is megfigyelhető. A rétegzettség a firnmedencében alakul ki a kisebb nyári és a nagyobb téli havazások eredményeképpen. A nyáron keletkezett hóréteg vékonyabb és piszkosabb, a télen keletkezett vastagabb szemcsés hó, illetve firnköteg fehér színű. A firnrétegek a firngyűjtő medence aljával nagyjából párhuzamosan futnak, tehát meg is hajolhatnak.

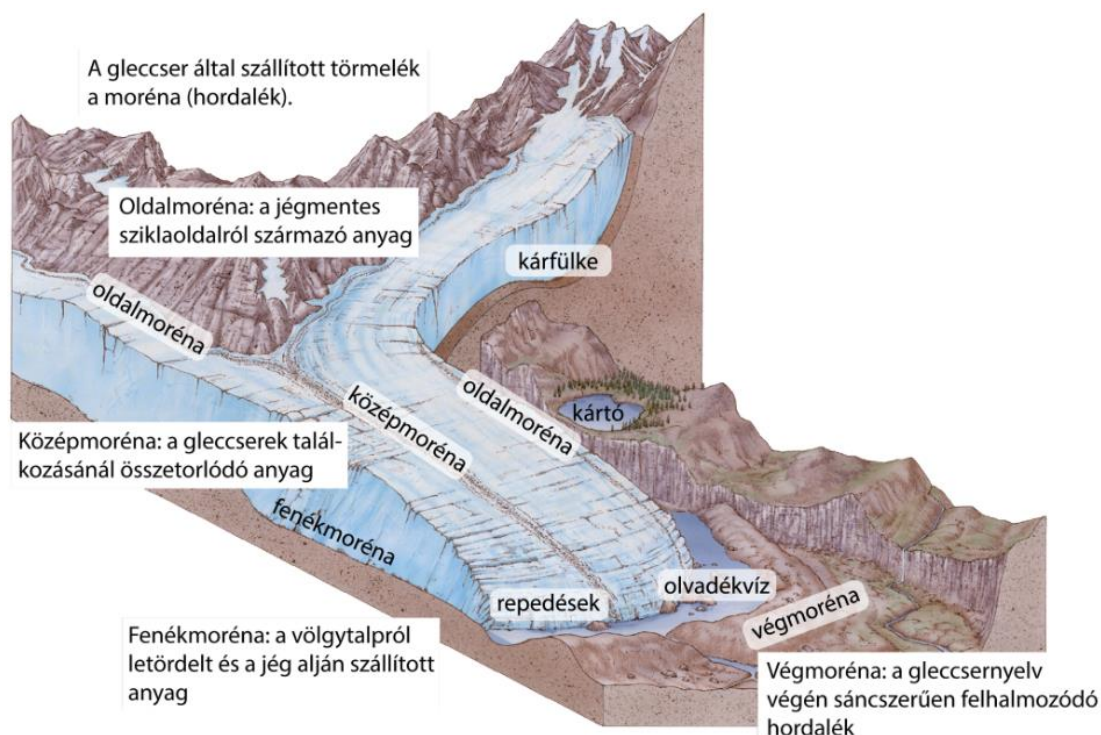
A leveles szerkezet főképpen a nyomás hatására alakul ki. Amikor a jég a tágasabb firngyűjtőből a szűkebb gleccservölgybe préselődik, erőteljes oldalnyomás alá kerül, és leveles szerkezetűvé válik. A folyamat a kőzetek palásodásához hasonló.

A gleccserek mozgásával kapcsolatban nagyon sok megfigyelési anyag áll rendelkezésre. A mérések tanúsága szerint a gleccser felszínén levő jég mozgási sebessége a gleccser hosszában és keresztmetszetében egyaránt változik. Sok alpesi, szubpoláris és szubtrópusi gleccsernél megfigyelték, hogy a jégár mozgásának sebessége a szélektől a középvonal felé növekszik. Általában ennél rövidebb a gleccser, annál lassabb a mozgása. A mérsékelt övi gleccsereknél a mozgási sebesség évszakos ingadozásai számottevőek. Nyáron 10-20%-kal gyorsabban halad a jég, mint télen. Ennek az az oka, hogy nyáron a több olvadékvíz megkönnyíti a gleccser mozgását a sziklaaljazaton. Az Alpok jégárai viszonylag kis sebességgel haladnak, évente mindössze 30-150 m-t, naponta tehát legfeljebb 10-40 cm-t. A föld legnagyobb gleccserei Grönlandon, a Sziklás-hegységben, az Andokban, a Skandináv-hegységben, az Alpokban, a Karakórum, a Tien-san és a Pamír területén találhatók.

A gleccser nyelvét oldal-, keresztirányú, a középvonalától ívesen kifelé hajló és radiális repedések tagolják. Ha a meredek lejtő nagyon magas lépcsőkből áll, a gleccser kereszttrésekkel feldarabolt, meredeken álló jégtömbökre esik szét (gleccserzuhatag). A gleccserzuhatag felső lépcsői mentén a nyári olvadékvizek az ún. gleccsermalomba (a jégben az olvadékvíz által formált függőleges tengelyű üreg, nyelőlyuk), majd az alatta formálódó gleccserüstbe zúdulnak. Innen a víz jég alatti csatornákon keresztül jut el a gleccserkapuhoz. A gleccsermalmok helyenként nagyon emlékeztetnek a karsztfelszínnek víznyelőire.

Időnként a hóhatár felett is olvadhatnak a gleccserek. Jelentősebb olvadással azonban csak a gleccserek fogyasztóterületén számolhatunk, ahol a jégvesztés már nagyobb, mint a nyereség. Az olvadáshoz szükséges hőenergia túlnyomó része a besugárzásból származik. A Föld belső melege csak kismértékben jöhet számításba. A jég olvasztásához hozzájárulnak a szomszédos völgyoldalokról visszavert sugarak. A jég fogyasztásában a meleg levegő is közreműködik, különösen szeles időben. Amikor az Alpokban erős fónszelek fújnak, az olvadás négyszer, ötször nagyobb lehet, mint szélsendes időszakban. A kemény, tiszta jég párolgása száraz időjárás esetén nemcsak a meleg, hanem a hideg éghajlaton is nagyon jelentős lehet, ha erős a szél. A svájci gleccsereknél megállapították, hogy firnterületük többet veszít párolgással, mint olvadással. A gleccsereken érdekes hőcsere megy végbe a harmat és a jég között. Amikor a jég felületére harmat csapódik, a felszabaduló meleg hétszer annyi jeget olvaszt meg, mint amennyi a harmat mennyisége volt.

A gleccserjég olvadásának mértéke még egyetlen gleccseren is különböző. Ehhez nagymértékben hozzájárul a jég minősége, továbbá az is, hogy milyen mértékben van törmelékkel fedve. Az egyenlőtlen olvadás keresztirányú formákat is előidéz. Ilyenek az ogivák (sárövek), amelyek a jég mozgásának irányában előrehajló ívek. A gleccser mozgása folytán az elején, a felszínén, az alján, az oldalán és a belsejében is sok, maga előtt feltorlaszolt, ráhulló, felmart, belepréselődött anyagot (kisebb-nagyobb szikladarabokat, kőzettörmeléket, kőzetlisztet, sarat, port, szerves anyagot) szállít és a visszahúzódása alkalmával azt lerakja, különböző felszíni formákat hozva így létre. A gleccser által szállított és lerakott anyagot morénának nevezzük. A jégár morénaanyaga egyrészt a firngyűjtőből, ill. a gleccsert övező meredek sziklafalokról származik, másrészt eróziós tevékenységével nagyon sok törmeléket termel maga a gleccser is (5.3. ábra).



5.3. ábra: A völgyi gleccser morénái és a jégfelszín jelenségei

A gleccserek hosszúságát jelentősen befolyásolják az éghajlat-ingadozások. A gleccsereknek még egy éven belül sem azonos a hossza. A tél vége felé, amikor az olvadás kisebb, mint az utánpótlás, a gleccserek kissé előrenyomulnak, nyáron viszont visszahúzódnak. Az Alpok és a Föld más területeinek gleccserei mintegy 100 éve visszahúzódnak. Ezt ún. interglaciális vagy más néven két jégkorszak közötti, felmelegedési időszaknak nevezzük, ami napjainkban is tart. Az általános visszahúzódást a XVI. századtól kezdve a gleccserek előrenyomulása előzte meg (kis jégkorszak).

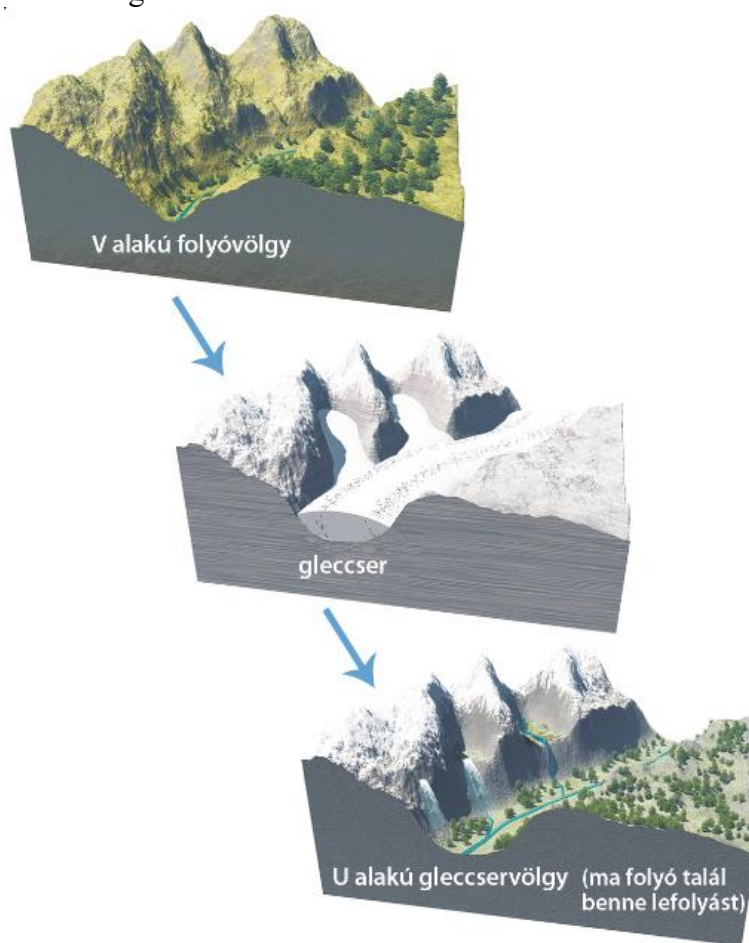
Az éghajlatváltozások az egyes gleccserekre különbözőképpen hatnak. A tapasztalatok szerint ott, ahol a hógyűjtő medencék közelebb fekszenek a hóhatárhoz, már a kisebb éghajlati ingadozások is nagy hatással lehetnek a gleccserre. A hatás aszerint is változik, hogy milyen az arány a tápláló- és fogyasztóterület között. Mennél hosszabb egy gleccser, az éghajlat-ingadozás hatására annál később következik be az előrenyomulása, ill. visszahúzódása.

A hegyvidéki gleccserek a tartós hóhatár feletti firnmezőkből kapják utánpótlásukat. A firnmezők a hegység páholyszerű mélyedéseiben, cirkuszvölgyekben vagy más néven kár völgyekben, kárfulkékben képződnek. A hegyvidéki gleccserek formáját, mozgását nagymértékben meghatározzák a domborzati viszonyok. Különösen érvényes ez a völgyi gleccserekre. A gleccsereknek teljesen igazodniuk kell azoknak a völgyeknek az alakjához, amelybe benyomultak, tehát ún. kényszerpályán haladnak előre. A gleccserek táplálkozhatnak jégsapkákból, jégtakarókból is. Olyan hegykúpokon alakultak ki (kúpgleccserek), amelyek messze a hóhatár fölé emelkednek (pl. meredek, kúpszerű vulkánok). Ahol nagyon bőséges hócsapadék hull, és a hóhatár is alacsonyan húzódik a gleccserek a találkozó völgyekben egymásba fonódnak és egész gleccserhálózatok jönnek létre.

A gleccserek és a jégtakarók felszínalakító munkája. A gleccserek mozgásuk közben a völgyeket átalakítják, mélyítik, és a jégárok nagyságától, haladási sebességétől, közetminőségétől függően koptatják a felszínt (5.4. ábra). A gleccserek visszahúzódása következtében felszínre kerülő vásott sziklák lecsiszoltak, legömbölyödöttek és karcolt felületűek. A mérsékelt övi gleccsereknél a jég eróziós tevékenységét jelentősen elősegíti a jég alatti fagy okozta aprózódás. Így a gleccser, a kialakulásának helyét, magát az eljegesedések előtti páholyszerű völgyfőt is folyamatosan mélyíti. A firngyűjtőből kipréselődő jégtömeg mozgása során állandóan csiszolta, véste a firngyűjtő medence

alját. Ezenkívül oldalfalai is állandóan hátráltak, elsősorban a fagy okozta aprózódás következtében. A gleccserek visszahúzódása következtében felszínre kerülő vásott sziklák lecsiszoltak, legömbölyödtek és karcolt felületűek. A jégárok végénél olykor több morénasáncot is meg lehet figyelni, amelyek a gleccseringadozásokról tesznek tanúbizonyságot.

Az alacsonyabban fekvő cirkuszvölgyekből a jelen korban eltűnt a csonthó és a jég, így ezt a sajátos formatípust jól lehet tanulmányozni. A magashegységekben képződött meredek falú cirkuszvölgyek növekedésük során egyre merészebbre faragják a csúcsokat, a fő- és oldalgerinceket. A több oldalról kárfülkékkel támadott csúcsokat kárpiramisoknak, kártornyoknak, a csúcsokat összekötő gerinceket pedig kárgerinceknek nevezzük. A jelenkorban és a jégkorszakban eljegesedett hegységek hatalmas jégárai a korábbi folyóvíz formálta, V-alakú völgyeket, U-alakú teknővölgyekké alakították át. A magashegységekben a hosszú és mély fővölgyek talpa mélyebben fekszik, mint a beléjük torkolló mellékvölgyeké. A mellékvölgyek tehát lépcsővel végződnek el, és a fővölgy felett függenek. A jelenségnek az az oka, hogy a fővölgy nagyobb jégára mélyebbre véste medrét, mint a mellékvölgy kisebb, rövidebb gleccsere. A mellékvölgyekből a jelenkor patakjai kisebb vízeséssel zúdulnak alá a fővölgybe. A patakok mélyítő eróziója helyenként már észrevehetően csökkentette a két völgytalp közötti különbséget.



5.4. ábra: A gleccser a V-alakú egykori folyóvölgyeket U-alakúvá formálja

Arra, hogy a jégárok egyes területeken milyen jelentős mélyítő munkát végeztek, jó példát nyújtanak azok a völgyek, amelyeket a gleccserek a tenger szintje alá mélyítettek. Ezek az ún. fjordok (fjór), amelyekbe a jég elolvadása után benyomult a tenger. Típusos fjordos partok keletkeztek Skandináv-hegységben (Norvégiában), Grönlandon, Svalbardon, Dél-Chilében, Új-Zélandon stb. A fjordokhoz hasonló képződmények az Alpok keskeny, hosszan elnyúló, olykor ágas-bogas tavai is. A tengeren megfigyelhető jég egy része nem a tengeren képződik, hanem a szárazföldről kerül oda jéghegyek, jégrögök formájában. Az északi félteke fő jéghegytermelői a fjordokban, a tengerbe nyúló és leszakadó („borjadzó”) grönlandi gleccserek.

A jelenkorban is jégtakarókkal fedett területek jégeróziós formáit, glaciális képződményeit közvetlenül nem lehet tanulmányozni, mert a felszín 500-4000 m vastag jég borítja. A földtörténet korábbi eljegesedései (glaciális időszakai) során Európát és Észak-Amerikát beborító jégtakarók, a nagy vastagságuk, hatalmas súlyuk, nyomásuk és mozgásuk hatására az általuk elfedett területeken először a harmadidőszaki üledéket távolították el, majd válogató (szelektív) letaroló munkájukkal mind Észak-Európában, mind Észak-Amerikában vásottsziklás, sziklamedencés tájakat alakítottak ki. A sziklamedencékben a jégtakaró elolvadása után tavak keletkeztek. Finnország sziklamedencékkel, vásottsziklákkal tarkázott elegyengetett felszíne a jég felszínformáló munkája nyomán lett az „ezer tó” országa. Észak-Európában és Észak-Amerikában a jég gyalulta, régi elegyengetett felszín középső része sekély tenger alá került (Botteni- és Finn-öböl, Hudson-öböl). A sekély tengerből a partok felé közeledve egyre több, fenyvesekkel borított, jég formálta sziget (skär = ser) bukkan elő. A finn és a svéd partokon sűrű rajaikból formálódtak a jellegzetes skar-udvaros partok.

A jégtakarók tekintélyes mennyiségű fenék- és végmorénája főleg agyagból, kőzetlisztből, homokból álló gyakran vályogos, márgás üledék, amely sokféle egyenletes felszínű, feltöltött glaciális akkumulációs síkságokat (jég-hordaléksíkság) hozott létre. Az ilyen területeken a vastag morénatakaró a felszín minden korábbi egyenetlenségét eltüntette. Más fenékmoréna-területeken a hosszan elnyúló barázdák és a közöttük húzódó alacsony gátszerű formák teszik változatossá a felszínt. A dimbes-dombos, változatos domborzatú fenékmoréna-vidék mélyedéseiben a jégtakaró elolvadása után sok helyen tavak keletkeztek. Az ívesen futó végmorénasáncok az egykori jégtakaró peremét jelölik. A jég alatti olvadékvizek tevékenységével függ össze az ózok keletkezése. Az ózok keskeny, főleg kavicsból, homokból és kevés kőzetlisztből álló gátszerű vonulatok, amelyek ugyancsak az egykori jégtakaró pereme felé tartanak. A jégtakaró peremvidékén képződött glaciális formákat - tehát a tagolatlan és hullámos fenékmoréna-felszíneket, végmoréna-vonulatokat, ózokat, olvadékvízsíkságokat, stb. összefoglaló névvel glaciális sorozatnak nevezzük.

Az örökfagy kialakulása és jellemzői. A nagy kiterjedésű és vastagságú jégtakarók környezetük természeti viszonyait is megváltoztatják, mégpedig annál nagyobb területen és mélységben, minél nagyobb a jégtakaró tömege és kiterjedése. Környezetét a jégtakaró közvetlenül is hűti, ugyanakkor e hűtő hatás következtében fölötte termikus magas légnyomás alakul ki, ezért hideg, száraz lebukó szelek zúdulnak le környezetére. Ennek következtében éghajlata hidegebb, szárazabb és szelesebb, vagyis zordabb, növényzete pedig gyérebb lesz. A jégtakaró körül fagysivatag, majd tőle távolabb egyre dúsabb növényzetű tundra alakul ki. A felszíni vizek mind hosszabb időre, a felszín alatti vizek pedig egyre mélyebben megfagynak. Ehhez igazodik az állatvilág és a talajképződés, s így természetesen a felszínformálás folyamata és módja is. Vagyis fokozatosan teljesen megváltozik a vidék arculata. A jégtakaró tehát nemcsak közvetlenül, hanem közvetve is nagyon fontos felszínformáló, sőt tájalakító tényező. Ezekkel a különleges (periglaciális) folyamatokkal és formákkal a periglaciális geomorfológia foglalkozik. A periglaciális szó szerint jégtakaró körülít jelent.

Az állandófagy vagy örökfagy a nemzetközi irodalomban permafrost néven szerepel. Az örökfagy ott alakul ki, ahol a hosszú hideg télen bármilyen kevéssel is mélyebben fagy meg a föld, mint amennyi a rövid, általában hűvös nyáron fölenged, vagyis mélyebben állandóan fagyponthoz marad a hőmérséklet. így a fagyott réteg évről évre hízik, mélyebbre hatol. Ezt elősegíti, fokozza a fagyott föld hűtő hatása közvetlen környezetére, a fölötte és az alatta elhelyezkedő rétegekre, s minél vastagabb az állandóan fagyott föld, vagyis a fagyott tömeg, annál nagyobb mértékben. Közben a felszín alatti vizerekből, ill. nedvességből kivált jég is egyre jobban hízik, minthogy a kialakult jéglemezek, jéglenccék és jéggumók a környezetükben lévő kapilláris vizet mintegy magukhoz vonzzák, ami tovább fokozza a hűtő, fagyasztó hatást környezetére. Ez tehát önmagát gerjesztő folyamat, amely gyorsítja az állandófagy gyarapodását.

Az állandóan fagyott föld kiterjedése és vastagsága, azaz mélysége tehát elsősorban a hőmérséklet függvénye. A fagyott föld növekedéséhez mindenekelőtt fagyponthoz alatti évi középhőmérséklet, ezen belül hosszú hideg tél és rövidebb hűvös nyár kell. Ezért magasabb földrajzi

szélességeken, illetve nagyobb tengerszint feletti magasságban alakul ki. Azonban más éghajlati tényezők is lényegesen befolyásolják; így a csapadék mennyisége és eloszlása, főleg a felszínt a fagytól védő hótakaró vastagsága és tartóssága, a szelek gyakorisága és ereje, amelyek nagyobb felületekről lefújják a havat, és a szélárnyékos helyeken, sávokban, illetve kisebb-nagyobb foltokban felhalmozzák. A növényzet - főleg az erdő - bizonyos mértékben szintén védi a felszínt. Tehát a növényzet jellege, összetétele, főképpen pedig a borítottság is lényeges tényező, továbbá a domborzat és anyaga, vagyis a kőzetek és a talaj összetétele, víztározó képessége, valamint a vízháztartás, amely az állandó fagy hatására teljesen megváltozik. Ezek szerint alakul az állandóan fagyott területek kiterjedése és jellege, valamint a periglaciális folyamatok és hatékonyságuk.

A periglaciális területeken tehát az éghajlat az aktív, az irányító tényező, a növényzet az erősítő, a domborzat és felépítése, anyaga pedig a passzív, a befolyásoló tényező. Ezek együttesen határozzák meg a periglaciális folyamatokat, s így a formakincset.

Az örökfagy a mikrobiológiai folyamatok lelassítása vagy leállítása révén a szervesanyag-forgalmat is alapvetően befolyásolja. Negatív hőmérsékleten ugyanis a mikrobák élettevékenysége erősen lelassul, ill. megszűnik. Ezért a növénymaradványok lassan bomlanak el, ami szervesanyag-felhalmozódáshoz, tözegtelepek keletkezéséhez vezet.

Egészen természetes, hogy az örökfagy döntően hat a növény- és állatvilágra is. Az állandóan fagyott területek java részén csak a tundranövényzet tud megélni. Délebbre, ahogy a felolvadó réteg vastagsága növekszik, megjelennek az erdők, sőt tovább dél felé haladva (Közép-Szibériában) a nyári meleg fokozódásával az erdős sztyepp is. Egy méter vastag felolvadó rétegen már bizonyos fenyőfajok jól megélnék. Az állandóan fagyott altalaj azonban megakadályozza a gyökér mélyebbre hatolását, emiatt a gyökérzet vízszintesen szétterebélyesedik fölötte. Ezért a fák távolabb kényszerülnek egymástól, így a napfény átvilágítja az erdőt. Ez az ún. világos tajga a Jenyiszejtől keletre, Közép- és Kelet-Szibériában a legjellegzetesebb, ellentétben a nyugatabbra kialakult sötét tajgával, amelynek sűrűjébe csak kevés fény tud behatolni. A sekély gyökérzetnek viszont súlyosak a következményei. A fák nem tudnak ellenállni az erős szelek ostromának. Erről tanúskodik az állandóan fagyott területeken a sok kidőlt fa. Ezek annyira jellemzőek, hogy Szibériában külön népi nevük is van (vetrováli). A talajfolyás és a szél a fákat állandóan elmozdítja. Így keletkeznek az összevissza dőlt törzsű, ún. táncoló vagy részeg erdők.

Minthogy az állandóan fagyott területek túlnyomó részén a mállás teljesen háttérbe szorul, a talajképződés is különleges. Északon a fagyaprózódással kialakult köves, durva törmelékes váztalajok jellemzőek. Az olvadás idején a túlnedvesedés eljegesedéshez, sőt nagy területeken láposodáshoz s tőzeges láptalajok kialakulásához vezet.

Természetesen a felsorolt jelentős változások döntően befolyásolják a felszíninformáló folyamatokat is. Arra következtethetnénk, hogy a vastag örökfagypáncél megvédi a felszínt a lepusztulástól, mintegy konzerválja a domborzatot. Ez azonban csak a zord télen érvényes. Nyáron viszont a felolvadó rétegben annál hatékonyabb a letárolás (elsősorban talajfolyással, csuszamlásokkal stb.). Ez az ún. kriodenukáció többnyire rendkívül lassú folyamat, de a kontinentális periglaciális területeken fontos felszíninformáló tényező.

Az örökfagy magába foglalja csaknem egész Szibériát, Európa és Észak-Amerika északi részét, valamint a magasabb hegységek felső régióit, a déli féltekén viszont csupán kisebb területfoltokra terjed ki. Ez a mintegy 21-22 millió km² kiterjedésű, vagyis két európai térség, a szárazföldeknek kb. 15%-a. A sarkok felé az örökfagy hőmérséklete is csökken. Általában 15 m mélységben a legalacsonyabb (–7 és –8°C között), majd a mélységgel növekszik: 80-90 m mélyen –4°C körüli, 120 m-en már csak –3°C. Az állandófagy déli határát általában a –1°C-os évi izoterma jelöli. Vastagsága itt többnyire már csak pár méter. Az állandófagy annál nagyobb kiterjedésű és mélységű, minél kontinentálisabb (hidegebb és szárazabb télű) az éghajlat, minél gyéresebb növényzettel. A jelenkori felmelegedés, a klímaoptimum (boreális szakasz) idején a fagyott föld mélyen, mégpedig dél felé természetesen egyre mélyebben felengedett és egyre tovább olvad.

A permafrost, azaz a nagy kiterjedésű és vastagságú állandófagy csökkenti a hőmérsékletet, jelentősen mérsékli a párolgást, s teljesen megváltoztatja a vízháztartást. Az eső- és olvadékvizek beszivárgásának útját elzárja, így ezek nyáron a mélyedésekben kisebb-nagyobb tavakká duzzadnak

fel. A felszínalatti vizek pedig fagyott állapotban vannak. Az állandóan fagyott föld sem egységes. Felső rétegeiben nem állandó a hőmérséklet. Az évszakos változások és más éghajlat-ingadozások itt még hőmérséklet- és térfogatingadozásokban nyilvánulnak meg. Az évszakosan fagyott vagy felengedő réteget fagyváltozékony rétegnek mondhatjuk. Vastagsága elsősorban az éghajlattól – mindenekelőtt a nyár melegétől és hosszától, valamint a csapadék, főleg a havazás mennyiségétől függ.

A periglaciális felszínformálás. A fagyás-felengedés (felengedés-újrafagyás) évszakos (téli-nyári), az átmeneti évszakokban pedig napszakos (éjjeli-nappali) változása, azaz a fagyott víz térfogatváltozása miatt a közetrétegek, a vékony talajtakaró, az azt gyakran borító tözegrétegek jelentős kriosztatikai (jég duzzadása okozta) nyomás alá kerülnek. Természetesen a felülről és alulról növekvő – ezért egyre jobban szorító – keménnyé fagyott rétegek nemcsak a vizet, hanem a közük zárt meg nem fagyott, még lágy üledéket is felpréselik. Ennek következtében a felszín eredeti rétegződése megváltozik. A fagy erős préselő hatására létrejött különböző rétegtorzulások, rétegzavarok és anyagmozgás következtében összekevert üledékek és formák gyűjtőfogalma a krioturbáció.

A felszín alatti jég az állandóan fagyott területeknek csak kisebb, de a legjellegzetesebb, a legjelentősebb része. Fagyáskor a nedves laza üledékek minden szabad üregét jég tölti ki, így a jégtartam térfogatuk 60%-át is elérheti. A fagyváltozékony rétegben talajjégnek is nevezik. Nagyon különböző formákban jelenik meg: legelterjedtebb a cementjég, a lemezjég, a részjég, az üregjég, a jégencse és a jégékek.

A periglaciális területek egyik legfeltűnőbb, legkülönösebb és gyakori jelenségei a fagymintás szerkezeti talajok, amelyek a folytonosan ismétlődő fagyás-olvadás következtében mozgó és repedező felszín szakaszos, az anyag sűrűségkülönbségeiből adódó cellás köráramlása (konvekció) miatt jönnek létre. A talaj folyáson kívül a fagy hatására történő aprózódás a legfontosabb periglaciális felszínformáló folyamat. Hasonló jelentőségű a formáló hatása szilárd kőzeteken, mint a talajfolyásé laza üledékeken. Vagyis itt a felszínformálás kétütemű motorja: a közetrésekbe hatoló víz jéggé fagyása. Ha ez sokszor ismétlődik, a megrepesztett kőzetek szétesnek. A szétfagyás oka tehát a fagyváltozékonyosság, vagyis az irányító (aktív) tényező a víz jéggé fagyása, majd fölengedése. Ezért annál hatékonyabb, minél gyakoribb a fagypont körüli hőmérséklet-ingadozás, azaz a fagyás és a fölengedés váltakozása (az ún. regeláció). Ebből következik, hogy ez a folyamat az átmeneti évszakokban érvényesül a legjobban. Az így létrejött durva, általában szögletes, a közettől függően különböző nagyságú (a kötömböktől az apró murváig), lényegében helyben maradt törmeléket (periglaciális elúviumot) a szakirodalom kőtengernek nevezi. A kőtengerekké vált törmeléktakaró elsősorban a meredek lejtőkről a mélyebben fekvő völgyekbe hatol, így a lejtők egyre enyhébbekké válnak, a gerincek alacsonyodnak, a mélyedések feltöltődnek. Ezt a folyamatot krioplanációnak nevezik.

Az állandófagy függőleges - felülről lefelé tartó - olvadásos mélyedések (pingótó, álász, stb.) kialakulását, fejlődését, majd az olvadással egyengetést, a felszín alacsonyodását eredményezi. Közben környezetükben az állandófagy is ennek megfelelően fogy, alacsonyodik, a fagyváltozékony réteg pedig vastagszik. Ezt a folyamatot termoplanációnak, magyarul olvadással egyengetés - nevezik. A felszín alatti jég és fagyott rétegek olvadása következtében létrejött beszakadások, bemélyedések a karsztfelszínre emlékeztetnek, a karsztformák oldással keletkeznek, ezek pedig olvadással. A premafrost vízszintes irányú hátrálása a folyók mentén, tengerpartokon: olvasztó erózióval és abrázcióval történhet. A víz melegítő vagyis olvasztó hatása mindkét esetben sokkal fontosabb, mint mechanikai romboló munkája, bár ez utóbbi is lényeges.

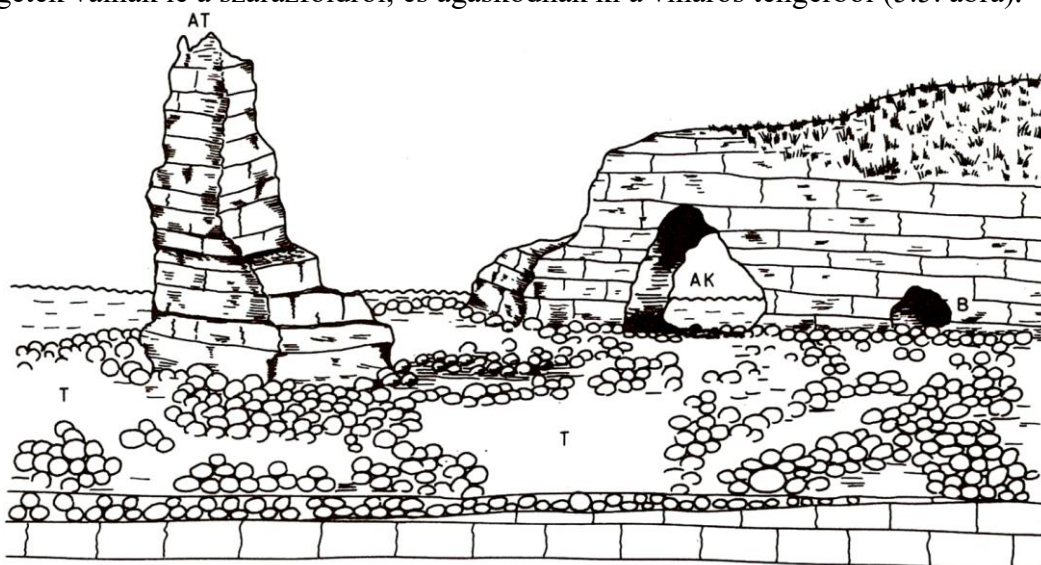
A tengervíz felszínalakító munkája, a tengerpartok formái. A part a tenger és a szárazföld érintkezési helye. Térképeinken az egyik legszembetűnőbb és legállandóbbnak látszó vonal. A valóságban a tengerpart nemcsak állandóan változik, de tulajdonképpen nem is vonal. Vízszintes vetületben még a függőleges parton sem vonal, hanem az apály- és dagályszint különbsége szerint keskenyebb-szélesebb sáv. Az enyhe lejtésű, alacsony partokon pedig különböző szélességű

szegélyterület, amelyet partszegélynek nevezünk. A partszegély formáit a tengervíz alakítja ki, és abráziós (abrázió = lefaragás, levésés), akkumulációs formákat hoz rajta létre.

A partok lehetnek mély és sekély vizűek. A mély vízből néhol meredek, máshol lapos partok emelkednek ki. Csak általánosságban érvényes az a megállapítás, hogy a hegyvidéki tájakat meredek, a síksági területeket pedig lapos partok szegélyezik.

Ha a tengervíz nyugodt és csendes, csak kémiai hatást fejt ki. Főképpen a mészkőből felépült partokon oldja a szálabban álló kőzeteket. Igazi felszínformáló munkát a partra zúduló tarajos hullámok és az öblökbe, szorosokba betóduló dagályhullámok végezhetnek. A part menti áramlásoknak már kisebb a jelentőségük. Az erős hullámozás hatására hosszú partszakaszok a pusztulás képét mutatják, máshol viszont éppen a partépülésnek lehetünk tanúi. Az, hogy valamely partszakasz épülőben vagy pusztulóban van-e, függ a geológiai felépítéstől, a szerkezeti és domborzati viszonyoktól, a partok tagoltságától és főképpen a tengervíz munkavégző képességétől.

A leghatékonyabb folyamat, amely a partokat formálja, kétségtelenül a hullámverés. A megtörő és felcsapódó hullámok igen nagy pusztítást okozhatnak a kőzetekben. Az elmondottak alapján könnyű belátni, hogy a mély vizű, meredek partokon a hullámverés hatására a kőzet minőségéhez igazodó, hosszan elnyúló, félkörös mélyedés, ún. abráziós fülke képződik. A hullámverés és hullámmarás hatására az abráziós fülke fokozatosan hátrál és az abráziós partfal állandó leszakadásával szélesebb-keskenyebb abráziós sík (abráziós terasz) alakul ki. A meredek partokon a kőzetminőség változása érdekes formák kialakulását teszi lehetővé. A puhább kőzetek pásztái öblökké alakulnak széles abráziós terasszal. Az öblök között a kemény kőzetek kiugró fokokként állnak őrt, vagy félszigetként nyúlnak előre. A félszigeteket, hegyfokokat a hullámok gyakran mindkét oldalról ostromolják, és emiatt az egymás felé mélyülő, hátráló abráziós fülkékből abráziós kapuk, felettük abráziós hidak és ívek, a két oldalról mélyülő abráziós barlangok egyesüléséből pedig abráziós alagutak képződnek. A kétoldali hullámverés abráziójának és az ezt támogató dagályhullám eróziójának az eredményeként a félszigetek felszabdálódnak. Abráziós tornyok, pillérek, abráziós sziklaszigetek válnak le a szárazföldről, és ágaskodnak ki a viharos tengerből (5.5. ábra).



5.5. ábra: Vékony kavicstakaróval fedett abráziós terasz apály idején. AT = abráziós torony, AK = abráziós kapu, B = abráziós barlang, T = abráziós terasz

A partszegélyen végbemenő anyagszállítás eredményeképpen az abráziós terasz víz alatti törmelékgát, ún. turzás képződik. A parttól nagyobb távolságra képződött turzásnak lidó a neve. A lidó nem összefüggő turzásgát. A gyorsabban fejlődő lidó részek sorba rendezett szigetek alakjában bukkannak elő a tenger szintjéből. A szigetsor mögött sekély vizű, zárt tengerész, az ún. lagúna helyezkedik el. A gyengén fejlett, mély vizű partoknál hiányoznak a fejlett, mély vizű, magas és alacsony partoknál jellemző a formák.

A folyótorkolatok a tengerpartok sajátos helyei. Ahol erős a tengerjárás, a dagályhullám nagy erővel nyomul be a folyótorkolatba. A dagályáramlás a folyó torkolatát ostromolva, azt tölcsérszerűen

kiszélesíti. Amikor az apály beköszönt, erős visszáramlás indul meg, amely sok hordalékot ragad magával és szállít a tengerbe. Az apály és dagály ismételt váltakozása a tölcsértorkolatban viszonylag mély medret alakíthat ki, ami megkönnyíti a hajózást. A tölcsértorkolatok előtt a tengerbe áramló víz hordalékszállító képessége hirtelen lecsökken, ezért ott homokzátony képződik. A homokzátony a hajózás számára nehézséget jelenthet. A torkolatba időnként a vihardagály is betör.

Ahol gyenge az árapály vagy gyakorlatilag nincs is, a folyó pedig sok hordalékot juttat a tengerbe, a hullámverés ereje nem elég annak elszállításához. Az üledékben gazdag folyóknál delta képződik, tehát gyakorlatilag hordalékkúp, amely az üledék további állandó lerakódása miatt fokozatosan előrenyomul a tenger rovására. A delta épülése többek között annak is függvénye, hogy a deltát építő folyó milyen hordalékot juttat a tengerbe. Ha a hordalék kavicsos, homokos, a szétágazó medrek ezzel feltöltődnek. Az ilyen deltán gyakori a mederváltozás. Finomszemű hordalék esetében az előrenyomuló ágak mentén folyóhátak, természetes gátak képződnek, és az áradás idején ezeken átcsapó vízből lerakódott hordalék töltögeti az ágak közötti mocsaras, illetve fokozatosan elmocsarasodó felületeket.

A tengerfenék domborzata. A szárazföldek peremvidégeit, a domborzati viszonyoktól függően különböző mélységben és szélességben öntötte el a tenger. A kontinentális perem tengeri tartománya két egymástól alapvetően különböző egységre tagolódik

- az enyhén lejtő szárazföldi talapzatra (kontinentális self) és
- a jóval meredekebb kontinentális lejtőre.

Az előbbi az óceánok területének 7,5%-át, az utóbbi pedig mintegy 8,5%-át foglalja el. Több kontinentális talapzaton zátonyszigetek, meredek abráziós partfalak és abráziós teraszok nyomai mutathatók ki. Az ilyen helyeken gyakoriak a turzások is. A kontinentális lejtő a szárazföldi talapzat pereméhez csatlakozik. A kontinentális lejtőn helyenként lépcsőszerűen tagolt felületeket figyeltek meg. A meredek kontinentális lejtő általánosan elterjedt jelenségei a tenger alatti kanyonvölgyek. Gyakran több kisebb völgy egyesül egy fő völgygé, miként a felszíni vízfolyásoknál. Nagyon sok tenger alatti kanyon közvetlenül a selfeken kezdődik. Csak a hordalékban gazdagabb folyóknál látszik, hogy lefolyási pályájuk tenger alatti kanyonvölgyben folytatódik. Ez a jelenség különösen szembetűnő a Gangesznél, Indusnál, Kongónál, Hudsonnál, Tejónál, Adournál. A tenger alatti kanyonok képződése hosszú ideig vitatott volt. A korábbi elképzelések szerint bemélyítésüket folyók végezték el olyan időszakban, amikor a szóban forgó terület még szárazföld volt. Bebizonyosodott, hogy nagyobb részüket a folyók zagyárai mélyítették ki. A zagyarak hordalékukkal áramlási pályájuk aljzatát erőteljesen tudják koptatni. A nagyméretű kanyonok hordalékban gazdag folyók torkolatai közelében észlelhetők. A zagyarak szállította üledék és a kontinentális lejtőn a csuszamlások során áttelepített anyag a kontinentális lejtő aljánál halmozódik fel, és egy átmeneti lejtőt hoz létre, amely a mély óceáni fenékhez vezet. Ez az ún. lejtőláb tehát akkumulációs eredetű képződmény.

A mélytengerek, azaz az óceánfenék világában három fő domborzattípus különíthető el:

- óceánperemi háta és mélytengeri árkok;
- óceánközépi hátságok és mellékhátak;
- mélytengeri medencék.

Egyes óceánperemi háta a szárazföldi hegyláncok közvetlen folytatásai. a Dél-Antilla-tengernél, Indonéziában, Melanéziában, az Ohotszki- és a Bering-tenger peremén. A szárazföldi lánchegységekhez hasonlóan Földünk földrengéses övezeteihez tartoznak. Az óceánperemi háta gyakran mint a tenger szintje fölé emelkedő szigetsorok jelennek meg. Az óceánok peremén 26 mélytengeri árok alakult ki. Ebből mindössze három jut az Atlanti-, egy pedig az Indiai-óceánra. A többi a Csendes-óceán peremi övezetében helyezkedik el. A mélytengeri árkok - a Perui-Chilei-, és a Közép-amerikai-árkot nem számítva - a szigetívek, illetve az óceánperemi hátságok mentén keletkeztek. Az árkok övezetében erős tektonikus mozgások mennek végbe. Ennek során az óceáni lemez, közel 45°-os szögben alábukik a szárazföldi lemeznek. A mélytengeri árkok párhuzamosan futnak azokkal a vulkáni vonulatokkal, amelyek a fiatal, gyűrt kéregrészekben ülnék. Helyenként - mint a Tonga-ároknál - a vékonyabb óceáni lemez préselődik a vastagabb óceáni lemez alá. Az alábukás helyén 10-11 ezer m mélységet is elérő mélytengeri árkok alakultak ki (a legmélyebb a

Mariana-árok: 11 034 m). Az árkok tengelyében nagyon gyakoriak a sekély mélységben keletkező földrengések.

Az óceánközépi hátságok és mellékhátak az óceánperemi hátakkal ellentétben nem az összepréselődésnek (a litoszféra lemezek konvergens mozgásának), hanem a földkéreg tágulásának (a lemezek divergens mozgásának) köszönhetik kialakulásukat. Az óceáni hátságok gerincevonalában nagyon hosszú, sok helyen összetört, árokszerű hasadékok húzódnak, amelyek a kéreg tágulását bizonyítják. Hatalmas kereszttrészek láthatók a Közép-atlanti-hátságon. A hátszerű forma úgy keletkezett, hogy ebben az övezetben a földköpenyből ismételtén magma nyomult fel, és behatolt a minduntalan újrakeletkező hasadékok eltávolodó szegélyei közé. Az óceánközépi hátságok bazaltos közeteit csak egy vékony, néhány tíz, esetleg pár száz méteres üledéktakaró fedi. Az üledék vastagsága és kora a hátság pereme felé növekszik.

Az óceánperemi és óceánközépi hátságokkal, mélytengeri árkokkal vagy kúpszerűen kiemelkedő, főképpen vulkanikus eredetű hegyekkel határolt mélytengeri medencék felszíne, a mélytengeri teknők domborzatát nem számítva, nagyon egyenletes. Lejtésviszonyaik legfeljebb néhány ezrelékesek. A mélytengeri medencékben az üledékfelhalmozódás van túlsúlyban. A mélytengeri üledékképződéssel jellemzett óceáni medencéket összefoglaló névvel mélytengeri akkumulációs síkságoknak nevezzük.

Az óceánok fenekének jó egyharmadát vörösgyag fedi. A meleg tengerekben képződő vörös színű, többféle árnyalatú agyag igen sok kolloidrészcskét tartalmaz, amelynek vasvegyületeit a fenéken az arktikus területek felől az Egyenlítő irányába áramló oxigéndús víz ferri- (Fe^{3+}) vegyületekké oxidálta. Összetételében a finom szemcséjű vulkáni eredetű por is részt vesz.

A szél felszínalakító munkája. A különböző szeleknek, szélrendszereknek jelentős hatásuk van az egyes éghajlatok kialakulására is. Igen fontos, hogy páradús légtömegeket szállítanak a szárazföldek belseje felé. Az ezekből származó csapadék a felszínre érve elősegíti a mállás folyamatát, a kőzetek oldódását, és biztosítja a felszín formálásán működő vízfolyások vízutánpótlását stb. Ha a szélnek csak közvetett tevékenysége lenne, felszínformáló hatását akkor is jelentősnek kellene minősítenünk. A szél azonban közvetlenül is hat a felszínre, és sajátos formákat képes létrehozni. Mivel a levegő sűrűsége jóval alacsonyabb, mint a vízé (1000 hPa nyomáson 1 dm^3 tömege 1,293 g), a szél jelentősebb munkát csak a száraz, növényzet nélküli területeken tud végezni. A Földön ilyen helyek a sivatagok és a félsivatagok. A sztyeppeken és a szavannákon - még ha azok szárazabbak is - már kevésbé hatékony a szél munkája, mert a felszínnek még a kiszáradt fű is védelmet nyújthat.

A szél felszínalakító tevékenységét és az általa létrehozott formákat eolikusnak (gör. Aiolasz = a szelek istene) nevezzük. A szél hordalékszállítása csak megfelelő sebesség esetén mehet végbe. A szél munkájában az alábbi fontosabb részfolyamatokról beszélhetünk:

1. Kifúvás vagy defláció (lat. deflare = elfúj, lefúj).
2. A kifúvott anyag elszállítása.
3. A szélmarás (szélkorrázió).
4. A kifúvott szemcsék szállítás közbeni kopása, töredezése.
5. A felhalmozás vagy eolikus akkumuláció.

A kifúvás során a szél a felszínen levő kőzetszemcséket, homokot, port az eredeti helyéről eltávolítja. A hatékony kifúvásnak a megfelelő szélere mellett fontos feltétele, hogy száraz, laza üledék legyen a felszínen. Az eolikus szállítás során a hordaléknak legfeljebb 20%-a halad előre görgetve (csúsztatva), a többi pedig túlnyomórészt ugráltatott állapotban mozog. A szélmarást a szél az általa szállított kőzet-, illetve homokszemcsékkel végzi, amelyek a felszínnel ütköznek, vagy azon csúsznak, gördülnek, és azt közben koptatják, csiszolják. A szélmarás folyamatában természetesen a csiszoló anyag is kopik, aprózódik. Részben a szélmarás az oka a gombasziklák kialakulásának is, amelyek létrejöttében a kifúvás (lefúvás) és a mállás egyaránt közreműködik.

A terjedelmes hegyláb- és lépcsőfelszíneken, a nagy sivatagi medencék hordalékkúpjain a kifúvás és a szélmarás hatására alakultak ki a kavicssivatagok, amelyeket Nyugat-Szaharában regnek, Kelet-Szaharában pedig szerirnek neveznek. A terjedelmes sivatagi medencék hordalékkúpjait a

legtöbb helyen agyag- és sósagyag-sivatagok szegélyezik. Ezeket az egyes kontinenseken különböző névvel illetik (a Szaharában szebha, szebkra; Arábiában khabra; Iránban kevir, kavir; Közép-Ázsiában takir; Amerikában play a). A Szaharában a hordalékkúpok és sósagyag-síkságok szintjéből lankásabb vagy meredekebb lépcsőkkel terjedelmes sziklafennsík emelkednek ki. A környezete felé lépcsőkkel (kreb) leereszkedő, fedetlen vagy törmeléktakaróval borított fennsíkot hamadának nevezzük. A sivatagokban nagyobb méretű szélfújta mélyedések is kialakulhatnak.

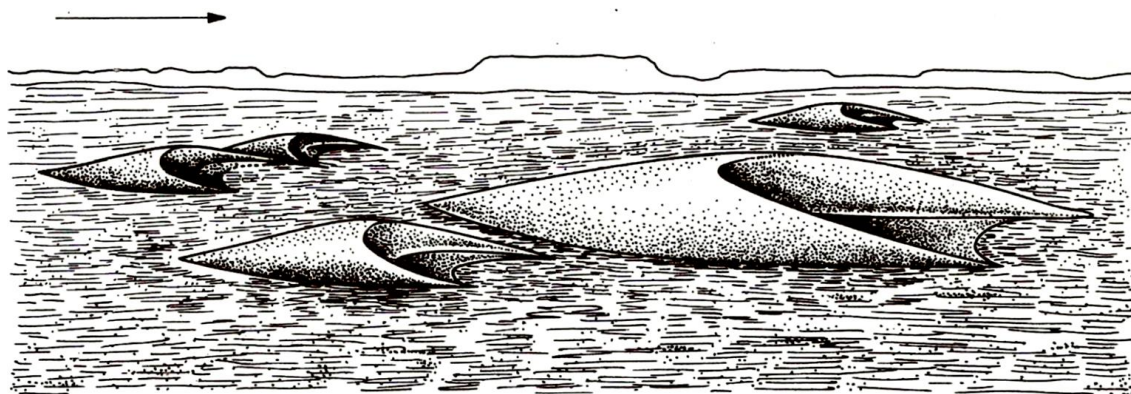
A szél hordalékszállításakor a levegőbe került por csak akkor tud leülepedni, ha a levegő mozgása megszűnt. Még ilyenkor is szükség van a leülepedéshez egy bizonyos időre, amelynek időtartama fordítottan arányos a lebegő porszemcsék átmérőjének négyzetével. A földre hullott por további sorsa attól függ, hogy milyen környezetbe került. Ha lerakódásával csökkentette a felszín érdességét, még sivatagi környezetben sem kerül vissza könnyen a levegőbe, mert felette „simává” válik a felszín. A por legkönnyebben a területre érkező homokszemcsék bombázó energiájának hatására juthat fel újra a levegőbe. Más a helyzet a sztyeppeken, ahol a füves növényzet megköti a port. A por több nedvességet is leköt a levegőből, mint a homok, így a porszemcsék közötti kohézió (összetartó erő) is növekszik.

A domborzat szél formálta elemei kisebb vagy nagyobb részben annak köszönhetik kialakulásukat, hogy a szél még nagyobb sebesség esetén is csak kisebb átmérőjű szemcséket képes szállítani. A típusos futóhomok-területeken kevés a 3 mm-nél nagyobb átmérőjű szemcse. Mogyoró nagyságú szél szállította szemeket pedig csak elvétve lehet látni még azokban a sivatagokban is, ahol időnként nagyon erős szelek fújnak. Az ilyen szemeket a mozgó levegő közvetlen nyomása és főképpen a kisebb szemcsék bombázó energiája hajtja előre. A futóhomokban tulajdonképpen már az 1 mm-nél nagyobb szemek aránya is csekély. Nagyon sok az olyan homokbucka, amelyből ez a frakció teljesen hiányzik. A típusos futóhomokban kevés a 0,1 mm-nél kisebb szemcsék aránya is. Ez egyúttal azt is jelenti, hogy a futóhomokszemcsék átmérőjének alsó határa is van. Ennek értékül általában a 0,08 mm-t szokták tekinteni. Ahhoz, hogy valahol futóhomok képződhessen, mindenképp lenni kell forrásanyagnak, ahonnan homokot fújhat ki a szél. A formaképződés szempontjából nagyon lényeges, hogy a táplálóterület mekkora tömegű homokot tud szolgáltatni. Az is számít, hogy a futóhomok felhalmozódásához mekkora terület állott rendelkezésre. Az akkumulációs terület domborzati viszonyai szintén befolyásolják a formák képződését. A vegetációnak a homokformák képződésében betöltött jelentőségét aligha kell hangsúlyoznunk. A zárt erdőtakaró teljes védelmet nyújt a homokfelszínnek. A másik végletet a tökéletes sivatagok jelentik, ahol nincs növényzet, és szabadon mozoghat a homok. A két határeset között a növényzetnek nagyon különböző lehet a szerepe a formák képződésében.

A talaj feletti levegőben hullámok, örvénylések jönnek létre, amelyekben a felszínre gyakorolt nyomás ritmusosan változik, hol növekszik, hol csökken. Ennek következtében jönnek létre a szél felhalmozó munkája során a homokfodrok. A homokfodrok a futóhomok kisformái, gerincvonaluk mindig merőleges az őket létrehozó szél irányára.

A szabadon mozgó futóhomok formái közül a leggyakoribbak az uralkodó szélirányban fekvő hosszanti dűnék. A Föld nagy sivatagjaiban ezek foglalják el a legnagyobb területet. Az úrfelvételek alapján végzett számítások szerint a Szaharában előforduló homokformák 72%-a hosszanti dűne. A hosszanti dűnék földfelszíni elterjedését vizsgálva két fontos tényről kell megállapítanunk. Ezek a formák csak ott fordulnak elő, ahol erős egyirányú szelek fújnak, tehát elsősorban a passzátövezetben. Az úrfelvételeken az is jól látszik, hogy a hosszanti dűnék ott alakultak ki, ahol a sivatagi felszín viszonylag egyenletes. Ezen kívül megjelennek a szélirányra merőleges keresztirányú (transzverzális), illetve a szélrózsza minden irányában hajlott gerincvonalú csillag vagy piramis alakú dűnék is.

Az ún. barkánok a Föld nagy futóhomok-területeinek csak kisebb részét foglalják el. Ennek az oka, hogy a forma kialakulásához egészen sajátos viszonyok szükségesek. A megfelelő erősségű szél mellett nagyon fontos, hogy a homoknak csak mérsékelt legyen az utánpótlása. Ha ugyanis a szélnek sok a hordaléka, típusos barkán nem tud kialakulni. A barkánok képződésének kedvez a keményebb, sík felszín. A barkán olyan homokforma, amely a legkisebb alakellenállást nyújtja a szélnek. A barkánok a szélirányban lassan előrehaladnak (5.6. ábra).



5.6. ábra: Barkánok kemény aljzatú sivatagi felszínen (a nyíl a szélirányt jelzi)

A karsztosodás folyamata, felszíni és felszín alatti alaktana. A felszínközeli kőzetek többsége a hidrológiai körfolyamatban mozgó vízben (ún. természetes vízben) bizonyos mértékig oldható. Közülük a karsztosodó kőzetek azonban a természetes vizekben olyan nagy mértékben oldódnak, hogy a karsztosodáshoz szükséges feltételek között rajtuk a meghatározó formaképző folyamat az oldódás. A karsztosodó kőzetekre hatnak a nem karsztosodó kőzetekre jellemző exogén (külső) felszínformáló folyamatok (erózió, aprózódás, mállás stb.) is, de a karsztok jellegét az oldásformák adják meg, és a rájuk jellemző folyamatokat, alakzatokat karsztjelenségeknek nevezik. Mivel a karsztosodás lényegi folyamata az oldódás, a karszt létrejöttéhez néhány alapfeltételnek kell megvalósulnia:

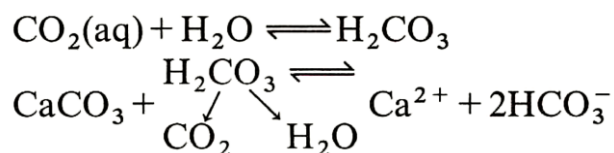
- jól oldódó, szilárd szerkezetű kőzet jelenléte, amely csak elhanyagolható mennyiségű nehezen vagy egyáltalán nem oldható mállási maradékot tartalmaz;
- jelentős mennyiségű, oldószerként szolgáló, többnyire kőzetagresszív anyagokat tartalmazó, főleg csapadékeredetű víz jelenléte, amely az oldat formájában és magával ragadott hordalék alakjában elmozdított kőzet szállítóközege is;
- a kőzet hasadékosága, megfelelő réstérfogata, vízátbocsátó üregtérfogata.

A karsztos felszínekre általában a felszíni vízfolyások fejletlensége, hiánya, a kis vízfolyássűrűség jellemző. A lefolyásra kerülő csapadékhányad túlnyomórészt beszívárog, elnyelődik a karsztok hasadék- és nyelőhálózatában.

A jól oldódó kőzetek közül a legtömegesebb megjelenésűek a karbonátos kőzetek, amelyek uralkodó ásványaiban (kalcit, aragonit, dolomit) CO_3^{2-} -anion kapcsolódik valamely (Ca^{2+} -, Mg^{2+} - stb.) kationhoz. A szakirodalomban gyakran evaporitoknak nevezett szulfátos és sókőzetek kiválóan oldódnak vízben. Előbbiekben SO_4^{2-} -anionhoz kapcsolódik a Ca^{2+} -, K^+ -, Mg^{2+} - kation – főleg gipsz és anhidrit formájában –, utóbbiakban a Cl^- -anionhoz Na^+ -, K^+ -, Mg^{2+} -kation társul kősó- és kálisóösszleteket alkotva. Jelentős globális elterjedésük ellenére – éppen rendkívül gyors karsztosodásuk miatt – csak kis területeken felszínalkotók; a gipszkarsztok legnagyobb előfordulásai Kanada, az USA és Oroszország területén vannak, kisebb kibukkanások sok más országból ismertek. A sókarsztok földtörténeti értelemben rövid életűek, a felszínen csak kis területfoltokon, sivatagos éghajlati viszonyok között fordulnak elő. A homokkő- és kvarcitkarsztok nagyon ritkák, de ahol kifejlődtek, igen látványos formákat mutatnak. Néhány magas mésztartalmú, illetve szénsavas mésszel összecementált szemcsészetű kőzetfajta, mint a lösz, a meszes homokkő és a mészmárga, kalcium-karbonát-tartalmának oldódása révén szintén hajlamos karsztosodási folyamatokra, karsztos formák képzésére. A karsztok jellegét az oldásfolyamat - a karsztkorrózió - adja meg.

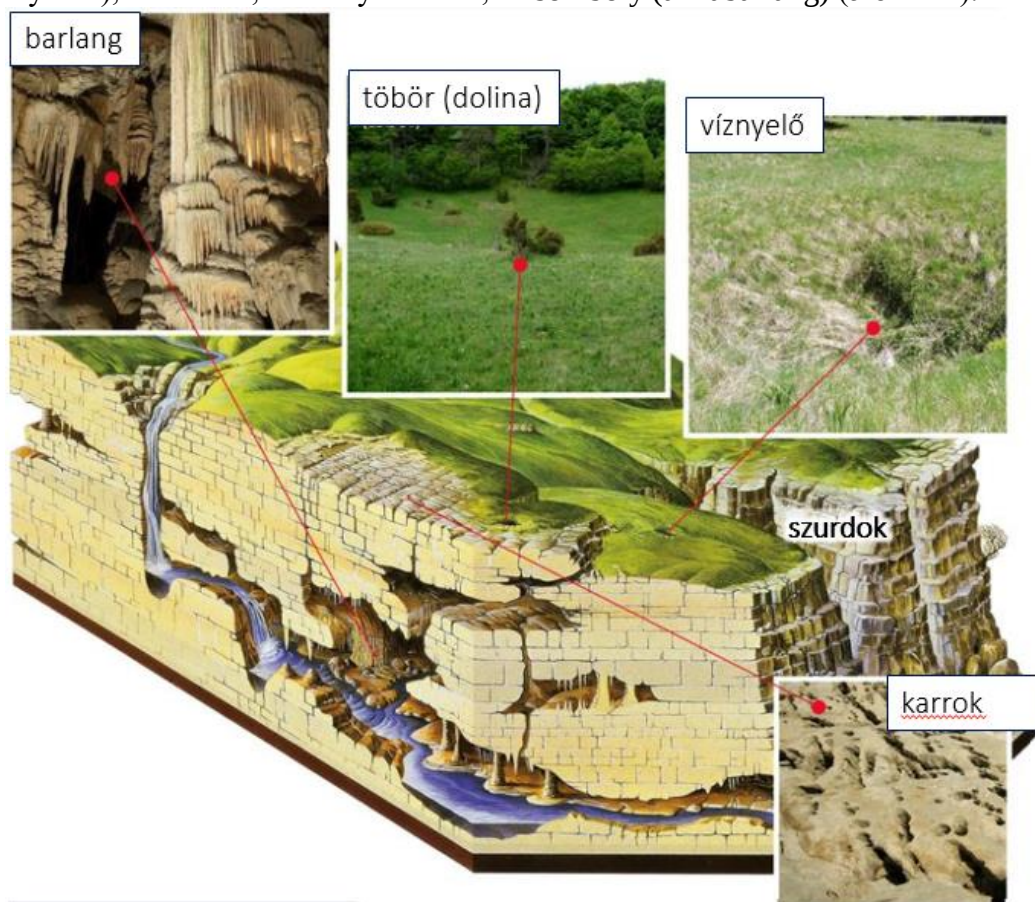
A felszínen legtömegesebb karsztosodó kőzet a mészkő. A mészkőben alakultak ki klasszikus formában a karsztosodási folyamatok és karsztos formák; a karszt fogalma sok tekintetben a mészkőkarsztot jelenti. A karsztosodás meghatározó folyamata a karsztkorrózió, a szilárd kőzet vizes oldatba való átmenete. A karsztkorrózió a mészkő (CaCO_3), illetve az összetevő ásványok (kalcit, aragonit stb.) oldódását jelenti, amelynek során a mészkővön oldásformák - korróziós formák - keletkeznek. A mészkő oldódása a természetben többféle kémiai reakciósorozat szerint megy végbe, de legintenzívebb a szénsavas vízben való hidrogén-karbonátos oldódása és más savak és mészagresszív vegyületek (HCl , H_2SO_4) által kiváltott mállása. A hidrogén-karbonátos (hidro-

karbonátos) oldás esetén a vízben oldott szén-dioxid (CO_2) a vízzel (H_2O) mészagresszív szénsavat (H_2CO_3) alkot, amely a kalcium-karbonátot (CaCO_3) kalcium-hidrogén-karbonát ($\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$) formáiban oldja. A karsztkémiail alrendszer másik alapvető, az oldással ellentétes folyamata a kicsapódás, amikor a megfordítható folyamat a képletben szereplő alsó nyíl irányában megy végbe. A karsztvízben csökken a Ca-ion koncentrációja és CO_2 szabadul fel, ami vagy bekerül a légterbe, vagy lekötődik más módon. Az eltávozott széndioxidnak megfelelő mennyiségben édesvízi mészkő rakódik le, pl. cseppkőképződmények keletkeznek (5.7. ábra).



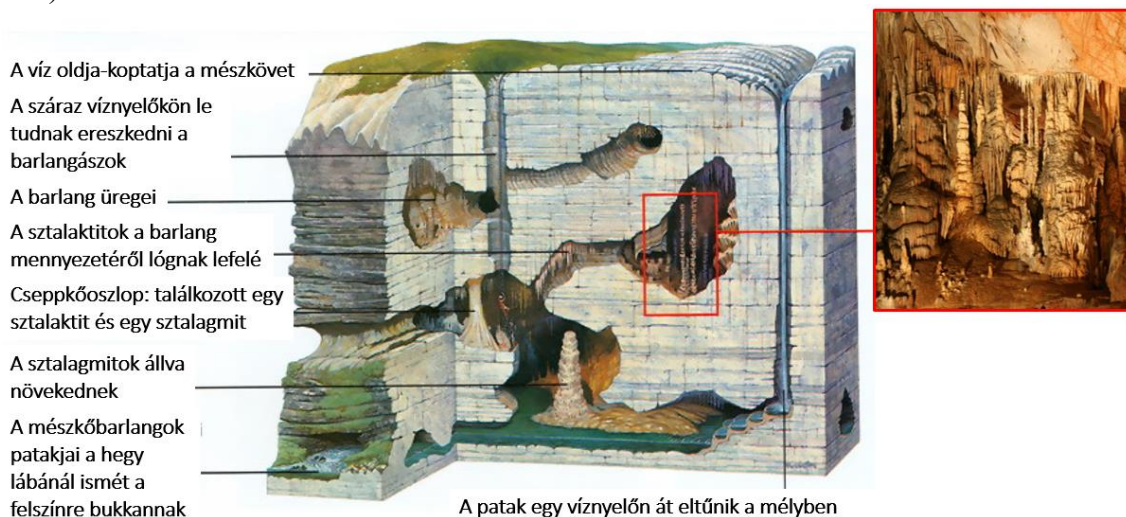
5.7. ábra: A mészkő hidrogén-karbonátos oldása

A karsztvízutánpótlás túlnyomó részben a hidrológiai körfolyamatban mozgó csapadékvízből származik (vadózus víz). Az a terület, amelyről a csapadékvíz a karsztba jut, a karszt vízgyűjtője. A karsztos vízgyűjtő felszíni és felszín alatti rendszerből tevődik össze. A felszíntől a karsztvízszintig terjedő zónában a víz az üreg, cső, járat, repedés és kapilláris rendszerben végeredményben lefelé mozog; ez a leszálló karsztvízöv vagy beszivárgást zóna, amelyben az üregek, pórusok részben levegővel töltöttek. A beszivárgási zóna felső részében (epikarszt) intenzív korróziós folyamat játszódik le. A talaj alatti beszivárgási zóna felső részében megy végbe a legnagyobb mérvű korróziós üregesedés, az üregek omlása, rogyása, a felszíni formák képződése. A karsztosodó kőzetek felszínén végbemenő oldódás legközvetlenebb formái megnyilvánulásai az ún. karrok. Jellemző formái jegyeik (éles, hegyes, szögletes, töredezett alakzatok, barázdák, hornyok, hasadékok). A karsztos vízvezetés oldásos-omlásos felszíni formacsoportjához tartoznak: a töbör (dolina), a víznyelő, polje (lapos fenekű mélyedés), a szurdok, a toronykarsztok, a zomboly (aknabarlang) (5.8. ábra).



5.8. ábra: A karsztosodás felszíni és felszín alatti formái

A felszín alatti karsztformák a víztartó és a beszivárgási zóna vízvezető járatainak – a barlangok – összességét jelentik. Hagyományosan barlangnak nevezik a járható természetes üregeket. A karsztvíz-hidraulika a barlang minimális méretét olyan üregátmérőben adja meg, amelyben már örvénylő áramlás léphet fel (ez minimálisan 5-15 mm). A barlangjáratok legnagyobb nyitott terei a barlangtermek. A barlangokban a szivárgó karsztvízből kiváló alakzatok a cseppkövek. A barlang mennyezetén, a repedések mentén megjelenő vízcseppből a talajban felvett CO_2 -többlet távozik, és az ennek megfelelően kiváló CaCO_3 a barlang mennyezetén, falán vagy aljzatán szalmacseppkövet (fisztula), függőcseppkövet (sztalaktit), állócseppkövet (sztalagmit), cseppkőoszlopokat alkot (5.9. ábra).



5.9. ábra: A barlangok belső eróziós és felhalmozódási formái

A lösz és a löszterületek formakincse. A Föld felszínén valamivel több mint 13 millió km^2 területet borítanak löszök és a lösszerű üledékek. A képződmény megnevezése az elzászi német parasztoktól és téglagyári munkásoktól származik, akik a laza szerkezetű könnyen megmunkálható anyagot löszként emlegették; lose = laza). A lösz a mineralógia (ásványtan) önálló kőzetfajtnak tekinti. A löszcsalád különböző tagjai a trópusokon kívüli területeken az északi féltekén a: $55-24^\circ$, a délin a $45-24^\circ$ szélességi körök között képződtek. Elsősorban a jégkorszaki periglaciális éghajlatú területekre jellemzőek, de sok lösz és lösszerű üledék keletkezett a száraz területek peremi övezetében is. A típusos lösz fakósárga vagy szürkés színű. Egynemű, rétegezetlen és jól osztályozott szemcsékből épül fel. Finom szemű, nagy porozitású (hézagterfoglata az 50-55 %-ot is elérheti), ennél fogva kicsiny térfogatsűrűségű üledék. Amennyiben a lösz nem mállott, a karbonáttartalma (CaCO_3 és MgCO_3) általában 10-30% között ingadozik. A lösz a Föld különböző területein (Kína, Kelet-Ázsia, Egyesült Államok) változó vastagságú (1-60-400 m-es) lepelként, takaróként települ a különböző korú, gyakran jelentős magasságkülönbségű felszínre.

A valódi löszök eredete és képződése eolikus, tehát a szél általi hordalékszállításnak köszönhető. Az európai és az észak-amerikai valódi löszökről megállapítható, hogy képződésük idején a hideg sztyeppekre, illetve tundrákra jellemző éghajlat uralkodott. A hideg sztyeppeken a fűszálak között a porszemcséknek nyugodt leülepedése mehetett végbe. A fűszálak növekedése a porhullással lépést tudott tartani. Még ott is, ahol kisebb vagy nagyobb területen hiányzott a fűtakaró, a felszínre hullott por helyben maradt. A por finom szemcséi között ugyanis nagy a kohéziós erő, és a leülepedett finom por még a hideg-száraz pusztai éghajlaton is felvesz bizonyos nedvességet a levegőből. Az eljegesedések idején a jégmezőkkel szomszédos periglaciális övezetben az északi féltekén terjedelmes lösztakarók keletkeztek. Ezek déli határa az akkori mérsékelt öv szegélyével esik egybe. Az északi féltekén a löszövezet kisebb-nagyobb megszakításokkal Nyugat-Európától Ázsia keleti partjáig húzódik. löszöknek a periglaciális övezetben való keletkezését jól tanúsítják a bennük talált faunamaradványok, amelyek kifejezetten hűvös éghajlatot tükröznek. Az európai löszfeltárásokban sok helyről került elő mamut-, rénszarvas-, óriásszarvas-, mosuszökr-, havasinyúl-, lemming- és mormota-csontmaradvány. Szibériában és Kínában jelentős területek voltak

eljegesedve, valószínűnek látszik, hogy a kínai löszök alapanyaga is jórészt glaciális, fluvioglaciális eredetű hordalékból, illetve a száraz, hideg jégmentes területeken a fagy okozta aprózódás hatására keletkezett portömegből származik. Kína ÉNy-i részén ma is képződik lösz. A 2300-3000 m tszf.-i magasságú területeken a löszképződés megközelítőleg olyan éghajlati viszonyok között megy végbe, mint amilyenek Kínában az alacsonyabb felszíneken az eljegesedések idején uralkodtak.

A vékonyabb-vastagabb lösztakarók kialakulása már önmagában is változást idézett elő az érintett területek korábbi domborzati viszonyaiban, hiszen eltüntette a felszín kisebb egyenetlenségeit, és általában is csökkentette a domborzat szintkülönbségeit. Miután a lösztakarók létrejöttek, maguk is a lepusztulás színterévé váltak, és egészen sajátos formák alakultak ki rajtuk. Ezek alapvetően különböznek azoktól, amelyeket a lösztakaró elfed. A lösz lepusztulásában nagyon jelentős a lösz porózus szerkezete. Ha a porózus lösz mechanikai hatásra összezúródik, porosodik, könnyen áldozatul esik a lefolyó víz eróziós tevékenységének. Ez egyúttal azt is jelenti, hogy a lösz sajátos lepusztulásában, a löszformák kialakulásában a víz leöblítő munkájának, illetve a vonalas eróziójának fontos szerepe van. A lösz lepusztulása során az alábbi formák alakulhatnak ki:

1. Löszmélyút. A változatosabb felszínű lösszel fedett területeink egyik leggyakoribb és legjellemzőbb lepusztulásformája. Kialakulásában a lösz nagy porozitása mellett a vonalas erózió és az ember gazdasági tevékenységének van a legnagyobb jelentősége. Leginkább a határba vezető dűlőutak alakulnak át löszmélyúttá. A dűlőutakon a járművek szétzúzzák a lösz eredeti szerkezetét, és annak erőteljes porosodását idézik elő. Ehhez egyébként az állatok tiprása és a gyalogos ember is hozzájárul. Egyesek még csak 2-3 m mélyek, de az erősebben tagolt nagyobb lejtésű felszíneken, különösen a szőlőkultúrák területén akár 10-15 m mély löszmélyutak is kialakultak.
2. Löszszakadékok. Idő múltán a kialakult löszmélyutak is változáson mennek keresztül. A nagy esőzések idején a felszíni lineáris erózió és a felszín alatti üregesedés (szuffózió) hatására ugyanis meredek falú V keresztmetszetű löszszakadékokká alakulhatnak. A löszszakadékok képződése a mezőgazdálkodás szempontjából nagyon káros folyamat, mert új dűlőutak kialakítását teszi szükségessé, és ez a megművelt terület rovására történik. A löszszakadékok számának gyarapodása fokozza a felszín lepusztulásának ütemét is.
3. Eróziós szakadékvölgyek. A változatos dombosági területeken a löszszakadékok sem tartós formák. A heves esőzések idején a löszszakadékokban sok víz áramlik lefelé, amely erőteljesen mélyíti és tágítja azokat. Ugyanakkor a hosszuk is növekszik, mert hátráló erózióval mindjobban visszavágódnak a lejtők inflexiós sávja felé. Az egyre jobban bevágódó löszszakadékok végül is eléri a feüképződményeket (a befedett korábbi, ősi földtani rétegeket), és annak vízáadó rétegeit megcsapva eróziós szakadékvölgyekké alakulnak (löszszurdokok, horhosok). Mélységük igen tekintélyes lehet. Az eróziós szakadékvölgyekben helyenként érdekes kisformákat lehet megfigyelni (löszhidakat, bűvópatakok üregeit, lépcsős oldalvölgyeket).
4. Löszcirkuszok, löszpiramisok, lösztornyok. A löszszakadékok fejlődése sokféle újabb formák kialakulását eredményezi. A villásan elágazó páholyszerű völgyfőkben löszcirkuszok, löszpiramisok alakultak, ill. alakulnak ki. Ezek a rövid életű formák a löszszakadékok fejlődésének előrehaladott állapotát jelzik. A löszpiramisok és lösztornyok más körülmények között is létrejöhetnek. A legtipusosabb formák az egymás szomszédságában képződött löszszakadékok, löszmélyutak közötti löszfalakból keletkeztek. A hazánkban képződött löszpiramisok, lösztornyok szerény méretűek.
5. A felszín alatti üregek, barlangszerű járatok. A lösszel fedett lejtőkön többfelé lehet látni kisebb-nagyobb lyukakat, berogyásokat, amelyek felszín alatti üregekben, barlangszerű járatokban folytatódnak. A felszín alatti üregek, barlangszerű járatok képződését jelentősen gyorsítja a tájba történő helytelen emberi beavatkozás.

Összefoglalásképpen megállapíthatjuk, hogy a lösz lepusztulása komplex folyamat, amelyben az eróziós (esetenként deráziós, azaz tömegmozgásos) folyamatok mellett a szuffózió (üregesedés és besüppedés) és szerényebb mértékben - a nagyobb karbonáttartalmú löszöknél - esetleg a karsztos korrózió is közreműködik.

6. A FÖLD TALAJAI (Talajföldrajz)

A talaj fogalma, funkciói az ökológiai rendszerekben. A talaj a természetföldrajzi folyamatok működésének sajátos terméke: anyaga részben élő, részben élettelen, ugyanakkor maga a szárazföldi élet alapvető tényezője. A legáltalánosabban elfogadott meghatározás szerint a talaj a földkéreg legkülső szilárd burka, mely a növények termőhelyéül szolgál. Alapvető tulajdonsága a termékenység, vagyis az a képesség, hogy kellő időben és szükséges mennyiségben, képes ellátni a növényeket vízzel és tápanyaggal. A talaj mind kialakulását, mind felépítését tekintve rendkívül bonyolult természeti (ökológiai) tényező, illetve az élettelen (abiotikus) és élő (biotikus) ökológiai tényezőket magába foglaló, azokat hordozó közeg, sőt többszörösen összetett rendszer. Ilyen szemlélettel tehát a talajt abiotikus és biotikus részrendszerek működési egységének fogjuk fel, amelyben e két alapvetően különböző folyamatrendszer (az élő és élettelen) szorosan összekapcsolódik, egymástól elválaszthatatlan. Egyszerűen fogalmazva: nincs talaj élőlények nélkül, de szervetlen anyagok nélkül sem. Mivel az ökológiai rendszerek sajátja, hogy élő és élettelen alrendszereket foglalnak egységbe, ilyen értelemben a talajt ökológiai rendszernek tartjuk. Mint minden ökológiai rendszerre, a talajra is jellemző a környezetével való anyag- és energiakicserélődés, vagyis nyílt rendszerről beszélhetünk. Kialakulásában, fejlődésében nagy szerepe van a környezeti tényezők változásának. Tovább bővítve a kapcsolatrendszert: a talajok, az éghajlat, a növények, az állatok, a kőzet, a víz kölcsönhatásai egy többszörösen összetett rendszerre kapcsolják össze ezeket az önmagukban is összetett alrendszereket. Az ökológiai rendszerek (ökoszisztémák) belső mozgásainak irányító energiaforrása a Nap sugárzó energiája. Ez a növényekben (producensekben) a fotoszintézis során átalakul, és a növényi részekben raktározódik kémiai energia formájában. Az elhalt növényi részek a talajban lejátszódó átalakulási folyamatok részbeni energiafedezetét biztosítják. Az állatok konzumensek) a növényi részeket fogyasztva felépítik saját testük anyagát, és anyagcsere-végtermékeik, valamint testük elhalt anyagának egy része a talajba kerül (a reducensek lebontják), a humuszképződésben vesz részt. A talaj működéséhez szükséges energia nagyobb része ebből a két forrásból származik. Ugyanakkor a talaj szervetlen környezetével is anyag- és energiakicserélődési kapcsolatban van. Ezek közül az élet szempontjából is az egyik legjelentősebb a talaj és víz kapcsolata. A víz alapvetően fontos a növények fejlődéséhez, a talajlakó szervezetek életfunkcióihoz, a talajon belüli anyagmozgásokhoz. A szárazföldi élőközösségek elsősorban a talajban tárolt vizet hasznosítják. A tápanyagciklusban ugyancsak meghatározó szerepe van a talajnak. A tápanyagok mozgása alapvetően a víz mozgásával függ össze. A növényi tápanyagfelvétel, amely a talajnedvesség jelenlétében játszódik le, nem jelent egyértelmű veszteséget a talaj számára mivel a tápanyagok - ha átalakult formában is - visszakerülnek a talajba. Minden elemre (pl. szén, nitrogén, foszfor, víz, stb.) vonatkozóan megadható az a körfolyamat (biogeokémiai ciklus), amely a természetben lejátszódó vándorlását illusztrálja.

A felépítő, lebontó és átalakító folyamatok bonyolult sora működik a talajban. A környezettel való anyag- és energiakicserélődési kapcsolatban dinamikus egyensúlyi állapot jön létre, amely az adott földrajzi környezetben a talaj funkcióinak optimális ellátását teszi lehetővé, s ez egyben az ökológiai rendszerek zavartalan működését biztosítja.

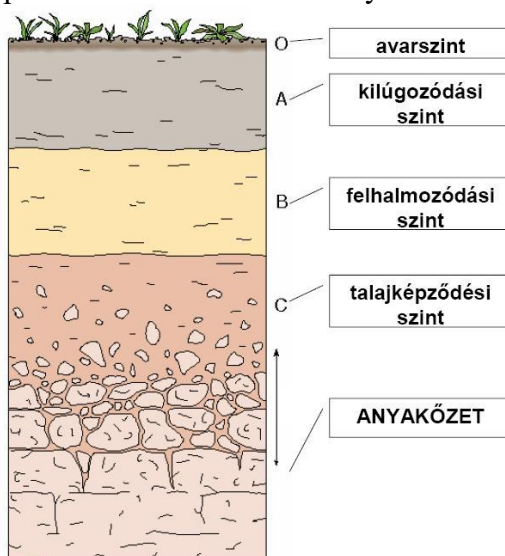
Ilyen megközelítésben ki kell bővítenünk a klasszikus talajfogalomból eredő funkciók körét. Ezek szerint a talaj az anyag- és energiaraktározó funkcióján kívül (amely tápanyag- és víztárolás formájában valósul meg) a benne lejátszódó lebontó, átalakító és felépítő folyamatok révén a természetben lezajló és a földi élet szempontjából alapvető anyag- és energi ciklusok zavartalan működését teszi lehetővé. Lényeges továbbá a talajnak az a kiegyenlítő- és tompítóképesége, amely az élőlények számára káros, szélsőséges hatások és folyamatok kivédését eredményezi, s ezzel az ökológiai rendszerek működését biztosítja.

A talajszelvény és a főbb talajszintek. A katéna. A talajföldrajzi vizsgálatok tárgya a talajtakaró, amelyet azonban - óriási kiterjedése miatt - nem lehet a maga teljességében tanulmányozni. A vizsgálatok – a talajtakaró méretéhez képest - pontszerű objektumokon történnek.

A klasszikus vizsgálati egység a talajszelvény (talajprofil), amely nem más, mint a talaj függőleges metszete egy adott földrajzi helyen (6.1. ábra). A talajban lejátszódó anyagmozgások a talajon belül függőleges differenciálódást okoznak. Ennek eredményeként - fontosabb tulajdonságaikban homogén – talajszintek jönnek létre. Ezek között mindig genetikai kapcsolat van, egyik talajszint kialakulása feltételezi a másik létrejöttét.

A talajszintek jelölése nemzetközileg elfogadott elvek alapján történik. A fő talajszintek a következők (a gyakorlatban ezeket további alszintekre bontják):

- O szint – avarszint, a szerves anyagok (avar, fű, állati maradványok, stb.) lebomlása még nem ment teljesen végbe, azok felismerhetők, gyakran az A szinthez sorolják
- A szint – a talaj legfelső szintje, amelyet rendszerint a legnagyobb biológiai aktivitás jellemez, s ennek eredményeként a legnagyobb a humusztartalma. Erdőtalajokban ez a kilúgzási szint.
- B szint – az A szint alatt elhelyezkedő, ahhoz képest kisebb biológiai aktivitású, alacsonyabb humusztartalmú talajszint. Erdőtalajokban ez az ásványi anyagok (agyagásványok, vasvegyületek) felhalmozódási (akkumulációs) szintje.
- C szint – talajképződési szint, anyaga az alatta lévő kőzettörmelék mállásából keletkezett, átmenet az alapkőzetbe, anyakőzetbe.
- D szint – ágyazati kőzet. Anyagát a talajképződés nem érinti; vékony talajképző kőzet esetén hatással lehet a talajképződésre. A C szint alatt helyezkedik el.



6.1. ábra: A fő talajszintek

A földrajzi adottságok változásával a talajtakaró is változik. Különösen élénk domborzatú területeken fordul elő, hogy akár néhány száz méteren belül is több talajtípus követi egymást. Ilyen lehet pl. egy hegy- vagy dombtetőtől a völgytalpig húzódó lejtőn. A talajtípusok egymásutánisága jellemző az adott tájra, és a tájon belül a hasonló domborzati adottságú területeken ez a talajsorrend törvényszerűen megismétlődik. Az ilyen talajsorokat nemzetközileg elfogadott kifejezéssel katénáknak (catena) nevezzük.

A talajképződést meghatározó környezeti tényezők. A talajképződés (T) függvénye (f) a klímának (K), a földtani tényezőknek (F), a domborzatnak (D), a biológiai tényezőknek (B) és annak az időtartamnak (t), amely a talajképződéshez rendelkezésre állt, továbbá az antropogén tényezőnek (A), amely a többi tényezőre gyakorolt hatásokon keresztül érvényesül. Tehát a talajképződés általános képlete: $T = f(t) [(K, F, D, B) \cdot A]$.

Az **éghajlati (klimatikus) tényezőknek** a talaj anyag- és energiaáramlási folyamataiban meghatározó szerepük van. A Nap sugárzási hője közvetlenül vagy közvetve minden földi élet forrása, ill. feltétele. Az éghajlati hatások alapvetően meghatározzák a biológiai tényező jellegét, földrajzi elterjedését. Különösen fontos szerepe van a növényformációk földfelszíni eloszlásának kialakulásában, a talajképződés jellege pedig szoros kapcsolatban van a növényzettel. Úgy is

fogalmazhatunk, hogy a talajok földfelszíni zonális elrendeződése alapvetően az éghajlattól függ, de az éghajlat nemcsak közvetlenül fejt ki hatását a talajokra, hanem a biológiai talajképző tényezők keresztül is oly módon, hogy annak földfelszíni eloszlását meghatározza. Az élővilág pedig közvetlenül befolyásolja a talajokban lejátszódó folyamatokat. A hőmérsékleti viszonyok - hosszabb időintervallumban gondolkodva - döntően a beérkező napsugárzás mennyiségétől függenek. A hőmérséklet évi járása erősen befolyásolja a talajban lejátszódó fizikai és kémiai folyamatok intenzitását, vagyis magát a mállást, amely a talajképződés előfeltételének, egyszersmind fontos talaj képződési folyamatnak is számít. A hőmérséklet azt is meghatározza, hogy milyen növényfajok élhetnek, illetve nem élhetnek az adott földrajzi helyen, és a növények évente mennyi ideig fejthetik ki élettevékenységüket, ami a talajképződésre nagy hatással van. Az alacsonyabb rendű talajlakó élőlények aktivitása is függ a hőmérséklettől, így az végső soron a talajban lejátszódó biogén folyamatokat is befolyásolja. A csapadék értéke a talajfelszínre érkező víz mennyiségét határozza meg. A hőmérséklettől, a növényzettől, a domborzattól, sőt magától a talajtól is függ, hogy ez a vízmennyiség milyen arányban szivárog a talajba, folyik le a felszínen, illetve párolog el. A csapadékból származó nedvesség mennyisége és talajon belüli mozgása lényegesen befolyásolja a mállási, az anyagszállító és a biológiai folyamatokat is (kilúgzás, a mikroorganizmusok szervesanyag-átalakító tevékenysége stb.). A földfelszín nagy részére kiterjedő hatása a helyenként igen erős talajerózióban nyilvánul meg. A szél elsősorban közvetett hatásaival módosítja a talaj képződést. Lényeges szerepe van a párolgás fokozásában, ezáltal a talaj vízgazdálkodásában. Közvetlen hatása közettani feltételtől is függ. Homok vagy homokos talajképző kőzet esetén száraz időszakokban a deflációs talajpusztulás erősen módosíthatja a talajképződés folyamatát.

Az **aktív földtani tényezők** közé a kéregmozgásokat, a vulkanizmust, a talajvizet, a talajnedvességet és a felszíni vizeket soroljuk. A kéregmozgások általában hosszú idő alatt fejtik ki talajképződést módosító hatásukat. A süllyedő területeken pl. az üledékfelhalmozódás intenzitása nagy, a talajképződésnek mindig újabb üledékeken kell újrakezddenie. Szélsőséges esetben a süllyedő területre benyomul a tenger, s ott a talajtakaró elpusztul. A földkéreg emelkedő részein a talajképződés más meteorológiai körülmények között játszódhat le, mint a korábbi geológiai időszakokban, ha az emelkedés jelentős. Amikor a vulkanizmus friss láva- vagy vulkáni hamufelszíneket hoz létre, teljesen új viszonyokat teremt a talajképződéshez, hiszen annak előlről kell kezdődnie a nyers vulkánitokon (a primer szukcesszió során). A talajvíz és talajnedvesség a talajban lejátszódó biológiai és kémiai folyamatokat befolyásolja. Túl nedves viszonyok között oxigénszegény környezet alakul ki, a redukciós folyamatok dominálnak, az aerob viszonyokat igénylő élőlények részben elpusztulnak, részben csökkent életműködéssel reagálnak a megváltozott viszonyokra. A talajnedvesség mozgásának iránya meghatározza, hogy a talajban a kilúgzás vagy a felhalmozódás játszódik-e le. A talajvíz kémiai összetétele és felszínközelsége meghatározó jelentőségű a szikes és réti talajok képződésében. Láptalajok is csak magas talajvízállású területeken alakulnak ki. A felszíni vizek hordalékukkal teremtenek mindig új viszonyokat a talajképződéshez. Az ártereken lerakott hordalék sokszor jó alapanyaga a talajképződésnek, mivel maga is a vízgyűjtő területről erodált talajszemcsékből áll. Káros a felszíni víz szerepe, ha oldalazó erózióval pusztítja a folyóparton korábban kialakult talajokat.

A **passzív földtani tényezők** közé a kőzeteket, ásványokat soroljuk. Fontosságukat mi sem bizonyítja jobban, minthogy az ún. ásványi talajok tömegének 93-95%-át a szervesetlen kéreganyagok: kőzetek, ásványok alkotják. A talajban ezek átalakult (mállott) formában vannak jelen. A talajképződés alapanyagául szolgáló kőzeteket talajképző kőzetnek, anyakőzetnek vagy alapkőzetnek (a talajok C szintje) nevezzük. A talajképző kőzet tulajdonságai egyes talajtípusok kialakulásában meghatározó jelentőségűek lehetnek, még a klimatikus hatást is háttérbe szoríthatják. Ezeket a talajtípusokat összefoglaló néven kőzethatású talajoknak nevezzük. Ebbe a nagy csoportba tartozó fontosabb talajok a rendzinák és a rankerek. Az előbbieket karbonátos, az utóbbiak savanyú, szilikátos kőzeteken jönnek létre. A Föld talajtakarójának túlnyomó részén azonban nem a kőzetek határozzák meg a talajképződés alapvető irányát. Tények bizonyítják, hogy ugyanolyan talajképző kőzet esetén is egymástól teljesen elütő talajok alakulhatnak ki különböző természetföldrajzi feltételek között.

A **domborzat** közvetett hatással van a talajképződésre oly módon, hogy a többi tényezőt módosítja. Ismeretes, hogy a tengerszint feletti magasság változásával változik az éghajlat, vagyis a talajképződés egyik alapvető feltétele. A tszf-i magasság növekedésének az alacsony szélességeken fekvő magashegységekben van a legnagyobb szerepe, ahol a vertikális éghajlati zónák a trópusi, szubtrópusi klímától az örök fagy régióig terjednek. Az azonos tszf-i magasságban fekvő hegységi vagy dombsági tájakon a lejtők meredeksége és expozíciója nagy különbségeket okozhat a besugárzásban, s ennek eredményeként a felszín felmelegedésében és lehűlésében. Mindez az edafon (a talaj élővilága, lásd később) aktivitását, a mállás intenzitását módosítja, hozzájárul a kiszáradás ütemének fokozódásához vagy lassulásához. A domborzat a csapadékmennyiséget, vagyis a talaj vízbevitelének legfontosabb tényezőjét is befolyásolja (luv és lee oldal). A lejtő meredeksége jelentősen módosítja a felszínre lehullott csapadék beszivárgó, ill. elfolyó hányadát. Minél meredekebb a lejtő - egyébként azonos viszonyokat feltételezve -, annál nagyobb a felszínen elfolyó víz aránya. Ez a talajnedvesség mennyiségét erősen módosítja. Nagyon meredek lejtők, közel függőleges sziklafalak a növényzet megtelepedésének fizikai korlátozó tényezői lehetnek. Síksági területeken akár néhány deciméteres magasságkülönbségek, homorú vagy domború formák eltérő talajtípusok kialakulásához vezethetnek - elsősorban a talajnedvesség befolyásolásán keresztül (felszíni hozzáfolyás vagy elfolyás, kapilláris zóna felszínközelsége vagy a felszíntől távolabb kerülése). A domborzati adottságok az erózió és akkumuláció intenzitásának módosításával a talaj képződést gátolhatják (szélsőséges esetben a talajfejlődés a váztalajok szintjén megreked), vagy elősegíthetik (síksági területek zavartalan talajképződése).

Az időtényező (a talajok kora). A talajok mint ökológiai rendszerek keletkeznek, fejlődnek és elpusztulnak. E természetes úton lezajló változásokhoz - az emberi életkor léptékével mérve - hosszú időre van szükség. A Föld különböző helyein a mai talajtakaró kialakulásához különböző idő állt rendelkezésre. Nemcsak a földfelszín távol eső területei között lehetnek ilyen különbségek, hanem néhány száz méteren belül is. Gondoljunk egy aktív vulkán környékére, ahol egy friss lávaömlés után egymás mellett lehet a teljesen talajmentes kőzet és egy több ezer éves talajfelszín. A vízerózió is előidézhethet hasonló különbségeket. A talajképző tényezőktől függően az ugyanolyan abszolút korú talajok is különböző fejlődési állapotig juthatnak el. Pl. nagyobb csapadéku területeken gyorsabb a biogén mállás, intenzívebb a kilúgzás, mint a szárazabb, kontinentálisabb régiókban, így a nedves környezetben ugyanannyi idő alatt differenciáltabb felépítésű, fejlettebb talajok jöhetnek létre.

A biológiai tényezők. A talaj a növények termőhelyeül szolgál, de ez nem jelenti azt, hogy kizárólag a magasabb rendű növények gyökerei alkotják a talaj élő anyagát, bár tömeg szerinti arányuk a teljes élő anyag kétharmadát teszi ki. A maradék egyharmadot a talajflóra és -fauna alkotja, amely rendkívül nagy egyedszámot ér el. Ezek képviselői a baktériumok, gombák, ostorosok, csillósok, televényférgesek, földigiliszták, rovarok, kisebb emlősök, stb. A talaj élővilágának összességét a hazai szakirodalom edafonnak nevezi, az angolszász szakirodalom pedig a soil-biota (talajbióta) megjelölést használja. A rendkívüli faj- és egyedgazdagság ellenére az edafon átlagos tömegaránya nem éri el a 0,5%-ot - nélkülük mégsem jöhet létre talaj. Jelentőségüket úgy érthetjük meg, ha funkciójukat a kémiából ismert katalizátorokhoz hasonlítjuk. Az edafon tehát a talajban lejátszódó változásokat határozza meg: alapvető szerepe van pl. az elhalt élőlények szerves anyagainak átalakításában, vagyis a humuszképződésben. Az edafon különböző rendszertani csoportjai különböző szerepet töltenek be: a férgek, giliszták pl. hozzájárulnak a szerkezetképződéshez, járataikkal a talaj jobb levegőzöttségéhez, az ízeltlábúak a növényi részek feldarabolásával előkészítik a szerves anyagok bakteriális átalakítását, a baktériumok, algák, gombák a számukra energiaforrást jelentő szerves anyagokat kémiaiilag átalakítják, ezzel a humuszképződés lényeges fázisát hajtják végre, a magasabb rendű állatok járatai a humusz mélyebb szintekbe kerülését segítik elő. Mindezekon kívül földrajzi szempontból ki kell emelnünk a magasabb rendű növények szerepét a talajképződésben. Ezek gyökérrendszere ugyanis nem csupán közvetlenül hat a talaj átalakulási folyamataira (gyökérsavak szerepe), hanem meghatározza az edafon összetételét és működési intenzitását is. Ezeken túl az elhalt növényi részek adják az alapanyag túlnyomó részét a humuszképződéshez. A fenyőfélék tülevele pl. igen savanyú avart alkot, amelynek

mikroflórája és -faunája lényegesen különbözik pl. egy bükkerdő avarjának mikroflórájától és -faunájától.

Az **emberi (antropogén) tényező** és tevékenység egyszerre pozitív és negatív hatást is gyakorol a talajra, a talajképződésre, a talajban lejátszódó folyamatok mesterséges irányítására. Az elsavanyodott talajokat pl. CaCO_3 -bevitellel kedvező kémhatásúvá teheti, a káros pangóvizet dréncsővekkel elvezetheti, a talajeróziót sokféle módon megakadályozhatja, a talaj szerkezet kialakulását kémiai anyagok, szerves trágya alkalmazásával elősegítheti. A pillanatnyi gazdasági érdekek azonban háttérbe szoríthatják a ember hosszú távú érdekeit a talajok helyes kezelésével kapcsolatban, és emberi hatásra káros talajtani folyamatok is végbemehetnek: felgyorsulhat a talajerózió, leromolhat a talajszerkezet, helytelen műtrágyahasználat következtében erősen lecsökkenhet a talaj pH-ja stb.

A talajképződés során lejátszódó fontosabb folyamatok (szerves anyagok aerob- és anaerob lebomlása, humuszképződés, kilúgzás és felhalmozódás, agyagosodás, podzolosodás, glejesedés, savanyodás-lúgosodás, karbonátosodás, csernozjomképződés, szikesedés).

A **szerves anyagok biológiai lebontásának** két lehetséges formája van:

- oxigén (levegő) jelenlétében a talajban az aerob fajok szaporodnak el és levegős lebomlásról, korhadásról, illetve oxidációs folyamatról, „lassú égésről” beszélünk;
- oxigén (levegő) hiányában a talajban az anaerob fajok szaporodnak el és levegő nélküli lebomlásról, rothadásról, fermentációról, illetve redukciós folyamatról beszélünk.

A természetben mindkét folyamat lejátszódhat. A szerves anyag aerob lebomlása során jelentős mennyiségű hő keletkezik, a humifikálódó anyag $65\text{--}70^\circ\text{C}$ -ra is felmelegszik. A hő a mezofil és termofil baktériumok oxidáló tevékenysége kapcsán termelődik. A folyamat során sok penész- és sugárgomba jelenik meg. A szerves anyag aerob oxidációja szagtalan. Ez a természetben általánosan érvényesülő lebomlási folyamat, amely során CO_2 és H_2O szabadul fel és humuszanyagok képződnek. Az anaerob folyamat során a szerves vegyületekből nagy részben metán (CH_4) és egyéb alacsony szénatom-számú szénhidrogének és hidrogén (H_2) keletkezik. Rothadásnál a felszabaduló ammónia (NH_3), kén-hidrogén (H_2S) és bizonyos szerves savak jellegzetes bűzös szagot okoznak. A redukció során nem szabadul fel annyi hő, általában $30\text{--}35^\circ\text{C}$. A természetben a redukciós folyamatok ritkábbak, általában lápos, vizenyős talajok levegőtől elzárt, alsó rétegében tapasztalhatók.

Humuszképződés. Már az ókorban megfigyelték, hogy a talaj színe és termékenysége között összefüggés van: a sötét szín termékenyebb talajt jelez. A sötét színű humuszanyagokat a modern talajtan is a termékenység legfontosabb hordozóinak tartja. Mai ismereteink szerint a humusz olyan természetes szervesanyag-csoport, amely többféle nagy molekulájú vegyületet foglal magába. A humusz nagyon fontos szerepet játszik a talaj hógazdálkodásának, kötöttségének, szerkezetének és vízgazdálkodásának szabályozásában is. Azt a folyamatot, melynek során az elhalt élőlények testének anyagából bonyolult kémiai átalakulások sorozatával létrejön a humusz, humifikációnak nevezzük. A talajt az különbözteti meg a kőzettől, hogy humuszt tartalmaz, vagyis lejátszódik benne a humifikáció folyamata. A talaj felületére került (avar) és a talajban elhalt magasabb rendű vagy alacsonyabb rendű élőlények maradványai a talajfauna „előkészítő tevékenysége” után (rágás, aprítás) biokémiai átalakulásokon mennek keresztül. Ez a szakasz biológiai eredetű katalizátorok (enzimek) közreműködésével játszódik le, oxigén jelenlétében gyorsabban, anaerob körülmények között lassabban. Ennek a szakasznak a termékei ún. friss humuszanyagok (pl. fulvosavak, huminsavak). A mikrobák (baktériumok és gombák) az elhalt élőlények maradványainak egy részét ásványosítják, ezekből tehát nem lesz humusz. A humifikáció második szakasza enzimek nélkül zajlik, ezért abiotikus humifikációnak is nevezik. Fő jellemzője a humuszanyagok polimerizációja, amit szervesetlen katalizátorok segítenek. Végtermékek a valódi humuszanyagok: huminok. Míg a humifikáció első szakasza viszonylag gyorsan (hetek-hónapok alatt) lejátszódik, a második szakasz évszázadokig, sőt évezredekig tarthat.

A **kilúgzás és felhalmozódás** intenzitása a talajok vízgazdálkodásával van szoros összefüggésben, az pedig elsősorban az éghajlat függvénye. A kilúgzás szűkebb értelemben a CaCO_3 és az annál könnyebben oldódó sók kioldódását jelenti a talaj felső szintjeiből. Ebben az értelemben

erősen kilúgzott egy talaj, ha sem az A, sem a B szintjében nem mutatható ki a CaCO_3 . Tágabb értelmezésben bármely talaj alkotó vegyületnek vagy vegyületcsoportnak az A szintből a B szintbe, esetleg a C szintbe vándorlását kilúgzásnak nevezzük. A felhalmozódás a kilúgzás ellentéte, a talajnedvességgel mozgó oldott anyagok kiválásait és feldúsulását jelenti valamely talajszintben. Az erdőtalajok B szintje pl. több anyag kiválásának, felhalmozódásának helye, ezért felhalmozódást szintnek is szoktuk nevezni. A kilúgzás nedves (humid) éghajlatokon meghatározó talaj képző folyamat, míg a felszínközeli felhalmozódás a száraz viszonyokra jellemző.

A magmás kőzetek ásványai keletkezésükkor egyensúlyban voltak környezetükkel, de felszínre vagy felszínközébe kerülve instabillá váltak. A mállás folyamata új egyensúlyi állapot létrejöttét jelenti, amelynek az **agyagásványok** (0,002 mm-nél kisebb átmérőjű szemcsék frakciója, szervesetlen talajkolloidok) a végtermékei. A talaj képződés során az alapkőzet ásványainak mállásával többkevesebb agyag keletkezik. Ez az agyagosodásnak nevezett folyamat akkor is lejátszódik, ha az alapkőzet már tartalmazott valamennyi agyagot. Az agyag jelenléte a talajban a termékenység szempontjából előnyös. Kolloid tulajdonságai révén a tápanyag- és vízgadálkodásban a humusz mellett a legfontosabb szerepet tölti be. Hátrányos hatását csak akkor tapasztaljuk, ha mennyisége nagyon nagy, mivel ebben az esetben levegőtleniséget, erős duzzadásos-zsugorodásos folyamatokat okoz. Az agyagrészecskék anélkül, hogy kémiaiilag megváltoznának, az A szintből a B szintbe vándorolnak, és ott felhalmozódnak. Az agyagbemosódás leggyakrabban a mérsékelt övi lombos erdők alatt képződött talajokban, gyengén nedves éghajlaton játszódik le, de kísérő folyamatként bármely nedves területen végbemehet.

A **podzolosodás** a talajképződési folyamat jellegzetes iránya, amely savanyú talajokat eredményez. Lényege a kilúgzással egy időben végbemenő ásványi bomlás. Amikor a talajra hulló szervesanyag bomlása nagyon sok szerves savat termel (pl. tűlevelű erdő alatt) és az A szintben kevés a talajkolloid a savtöbblet „nem elégszik meg” csupán a kolloidok lebontásával, szétszórásával (diszpergálásával) hanem elbontja magukat az agyagásványokat is. Erősen savanyú környezetben, nedves viszonyok között az egyébként stabil agyagásványok alkotóelemeikre, egyszerű vegyületekre esnek szét. Az alkotóelemek közül az alumínium- és a vas oxidok az A szint alján, a B szint felső részén halmozódnak fel, létrehozva a talajszelvényben egy jól elkülöníthető, feltűnően világosszürke (hamuszürke – innen ered a podzol = „alatta hamu”, szláv elnevezés is), majdnem fehér színű alszintet, amit gyakran E szintnek jelölnek. A tűlevelű avar különösen kedvez a podzolosodás létrejöttének, mivel a humifikáció során igen savanyú humuszanyagokká alakul át, és eközben olyan vegyületek is képződnek, amelyek az agyagásványok szétesését elősegítik. A folyamat legtipikusabban a boreális tűlevelű erdők (a tajga) alatt játszódik le, de végbe mehet a trópusokon is, ha a feltalajban kevés a kolloid.

A talaj szelvényen belül az erősen nedves (humid) éghajlat miatt vagy a magas talajvízállás hatására, esetleg a talajszintek szélsőségesen különböző vízvezetése, a talaj tömörödése következtében időszakosan vagy tartósan levegőtlen (anaerob) viszonyok léphetnek fel. Az oxigénhiány alapvetően két vegyértékváltó fém, a vas (Fe^{3+}) és a mangán ($\text{Mn}^{3,4}$) oxidjainak redukcióját okozza. Az így redukált két fém huminsavakkal vagy az anaerob baktériumok anyagszertermékeikkel (pl. hidrogén-szulfiddal (H_2S)) komplexeket alkot, amelyek a talajszelvényben vándorolhatnak. Ezek a vegyületek a talaj alapszínétől élénken elütő ún. „talajidegen”, kékes-zöldes és fekete foltokat alkotnak. Ezt folyamatot **glejesedésnek** nevezzük.

A termelődő humuszsavak összetételét, végső soron a savasság mértékét nagyban befolyásolja az avar minősége, vagyis az a tény, hogy milyen fajok elhalt növényi részei alkotják. A tűlevelű avarból pl. erősen savanyú humusz keletkezik. Ezeken kívül a talajmikrobák is többféle szerves savat juttatnak a környezetükbe. A magasabb rendű növények életműködéseik során ugyancsak termelnek savakat (pl. gyökérsavak). Ezeknek a talajban lejátszódó biológiai folyamatoknak eredményeként a talajoldat elsavanyodik. Még erőteljesebb lehet a **savanyodás**, ha a talajból a kilúgzás hatására eltávozik a mész (CaCO_3) tartalmú alkotórész, megszűnik a savasságot tompító legfontosabb hatás. Ha nagy mennyiségű (5, 10%) CaCO_3 van a talajban, a talajoldat lúgos pH-t (kémhatást) mutat. A **lúgosodás** fokozódását néhány más só is okozhatja. Ilyenek különösen a szikes talajokban (lásd később) halmozódnak fel nagy mennyiségben. Ezek a talajoldatot ellúgosító sók a kémiai mállás

során keletkeznek, s legtöbbször a talajvíz közvetítésével kerülnek a talajszelvénybe. Az egyik legerősebb lúgosító hatása a szódának (Na_2CO_3) van. A talaj aktuális pH-ját végső soron a talajban ható savanyodási és lúgosodási folyamatok aránya határozza meg. A nedves viszonyok között ható kilúgzás a savanyodás fokozódása irányában hat, a száraz viszonyok viszont a lúgosán ható talajtani folyamatoknak kedveznek.

A **karbonátosodás** meleg száraz, éghajlatú területeken jellemző folyamat. A csapadékösszeg 125-250 mm között változhat, időbeli eloszlására pedig egy gyenge tavaszi vagy tél végi maximum jellemző. A növényzet gyér, efemerekből, geofitákból és szárazságtűrő egyéves fűvekből áll, amelyeknek nagyon rövid a vegetációs időszaka (márciustól május közepéig). Ezért nagyon kevés a szerves maradvány a talajban és a talajon is. A talajképző kőzet CaCO_3 -tartalmú lösz vagy lösszerű üledék. A viszonylag nedves tavasszal a mikroorganizmusok aktívak, a növényi maradványok humifikálódnak. A humifikáció intenzitása azonban nem közelíti meg a nedves vagy félig nedves területek hasonló folyamatának intenzitását. A külső feltételek alig teszik lehetővé az agyag-humusz komplexek képződését, ezért a huminanyagok biológiai lebontása (ásványosodás) gyorsan lejátszódhat. A humusztartalom ennek következtében nagyon csekély, 1% körüli. A kevés csapadék miatt a CaCO_3 nem oldódhat ki a feltalajból, sőt a hosszú forró nyarakon a felső talajszint erős átmelegedése miatt a talajoldatok felfelé áramlanak, és a feltalajban - egyes esetekben a felszínen is - kikristályosodnak a könnyen oldható Ca-sók („mészkéreg” képződése). A talajszelvény pH-ja ennek következtében 8,0-9,5 között változik. A szelvény alsó részén (kb. 1 m mélyen) gipszkiválások jelennek meg, s ennél mélyebben más könnyen oldható sók is előfordulnak. Az így keletkezett talajt szerozjomnak (xerosolnak) nevezik.

A **csernozjomképződés** (a csernozjom = feketeföld elnevezés szláv eredetű) folyamatának egy éghajlati és egy növényzeti feltétele van. A mérsékelt övezetben a nedves és száraz éghajlat közötti átmenet zónájában, ahol az ún. egyensúlyi talajvíz-gazdálkodási típus dominál, játszódik le legtipikusabban a csernozjomosodás, de végbemegy enyhén szemiáridus (félig száraz) környezetben is. Az évi csapadékösszeg a csernozjomképződés helyein 350-500 mm, a csapadékmaximum nyár elején van. A tél viszonylag hosszú és hideg. Ebben az övben az eredeti vegetáció sztyepp (fűves puszta) volt, amelyet ma már alig találunk meg eredeti formájában, mivel a mezőgazdaság messzemenően kiaknázza e területek rendkívül kedvező termőhelyi adottságait. A szerves anyag elbontását végző mikroorganizmusok tevékenysége a hideg és a száraz időszakokban korlátozott, ezért a szerves anyagok mineralizációja lassan játszódik le, a humuszanyagok felépítése viszont végbemegy. Ennek eredményeképpen nagy mennyiségű humusz képződik. A csernozjomképződésben fontos szerepe van az évente elhaló lágyszárúak gyökereinek, amelyek az elhalt növényi részek tömegének 70-90%-át adják. A talajszelvényt behálózzák (a feltalajban igen sűrűn, lefelé haladva ritkábban), és a humifikáció alapanyagát adják. Jellemző továbbá a talajfauna igen nagy aktivitása, ami a talajszintek közötti szervesanyagátkeverést segíti elő. A csernozjomképződés leggyakoribb kiinduló ásványi anyagai bázisgazdagok (löszök, ritkábban CaCO_3 -tartalmú homokok). Ennek eredményeképpen a talajszelvény pH-ja 7 körül van. A csernozjomon a növényzet a kedvező nedvességellátottság, az optimális pH és a gazdag tápanyagtartalom miatt gyorsan fejlődik.

Az állandóan és a váltakozóan nedves forró éghajlaton mind a szervesetlen mállási folyamatok, mind a biogén mállás olyan intenzív, hogy ott alig fordulnak elő elsődleges ásványok, mivel kémiaiilag átalakulnak. Olyan másodlagos ásványok uralkodnak a talajokban, mint a hematit, a gibbsit (hidrargillit) és kaolinit. A túlzott nedvesség miatt igen erős a kilúgzás folyamata, amely már nem csak a vegyületek oldódását, szállítását és oldatból való kiválását eredményezi, hanem kémiai változások sorozatát is. E változásokban az alkáli- és földalkáli-ionok kimosódása mellett lényeges folyamat az elsődleges és másodlagos szilikátokból kioldott kovasav elszállítása, vagyis a **deszilikátosodás** folyamata. A kimosódott szilícium-oxid (SiO_2) mélyebb szintekben mint másodlagos kvarc (opál) válik ki. A folyamat során keletkezett szabad vas- és alumínium-oxidok (Fe_2O_3 , Al_2O_3) a feltalajban maradnak, így ott arányuk nő. A feltalajnak ezt a vas- és alumínium-oxidokban való gazdagodását **ferrallitosodásnak** vagy **lateritesedésnek** nevezzük. A két folyamat tehát egymástól elválaszthatatlan, egymást kölcsönösen feltételezi. A folyamatpárhoz a szerves

anyagok igen gyors ásványosodása társul, ami azt a paradoxnak tűnő állapotot idézi elő, hogy a Föld legnagyobb szervesanyag-termelő növénytársulása, a trópusi esőerdő alatt a talaj humuszanyagokban szegényebb, mint pl. egy mérsékelt övezeti csernozjom vagy akár egy barnaföld.

A trópusi szavannák és sztyeppék egyik jellegzetes talaj képződési folyamata a **vertisolképződés**. A vertisolképződés feltétele a táguló kristályrácsú (pl. a montmorillonit) agyagásványok nagyarányú jelenléte a talajban. A montmorillonit típusú agyagásványok a nedves időszakban a talajanyag erőteljes duzzadását eredményezik, majd a száraz időszakban az ugyancsak erős zsugorodás a talajban sűrű repedéshálózatot hoz létre. Ezek a repedések 2 m-nél is mélyebbre hatolhatnak, és a szél vagy a hirtelen záporok hatására a feltalaj részecskéi beléjük hullanak. Az újabb nedves időszakban záródnak a repedések, és a korábban lehullott talajszemcsék anyagtöbblete óriási belső nyomást eredményez a talajon belül, amelynek eredője felfelé irányul, így a talajszelvényen belül a talajrészecskék évszakos ritmusban lefelé majd felfelé vándorolnak, a talajszintek keverednek. Ennek eredménye, hogy a talajszelvény alig differenciált, legtöbbször sötét színű (fekete, feketésszürke). A sötét szín ellenére a humusztartalom csekély (1-2%). A vertisoloikat a színbeli hasonlóság miatt „trópusi csernozjomnak” is szokták nevezni. Ez azonban helytelen, mert a csernozjomképződéstől lényegesen eltér a vertisol kialakulása. Az utóbbinál gyengébb a humuszosodás, hiányoznak az állatjáratok, viszont nátrium-humát és nátriumsók képződnek benne, amelyek a csernozjomokból hiányoznak. A vertisoloikra jellemző nagymértékű talajzsugorodás, -duzzadás váltakozása sem tipikus a csernozjomokban.

A **szikesedés** lényege mindig a vízzeloldható sók felhalmozódása a talajban. Éghajlati feltétele a száraz (arid) vagy félig száraz (szemiarid) éghajlat. Ha ez a feltétel adott, a folyamat a következő formákban mehet végbe. Különösen a szubtrópusi-trópusi sivatagi és félsivatagi területeken fordul elő az az eset, hogy a mállás során keletkezett sókat a nagyon kevés csapadék nem tudja a feltalajból mélyebb szintbe szállítani. Legfeljebb a feltalajban játszódik le a sós rétegek kisebb-nagyobb differenciálódása. A talajvíz mélyen van, nincs hatással a talajképződési folyamatra. Ilyen esetekben a szikesedés feltétele a könnyen málló, könnyen oldódó sók képződésére alkalmas kőzetek felszíni jelenléte. A sós talajok kialakulásának másik (gyakoribb) útja a talajvíz hatásával függ össze. Feltétele a talajvíz felszínközelsége és jelentős sótartalma. A félszáraz vagy száraz éghajlaton az evapotranspiráció (a talaj, a felszíni víz párolgása és a növényzet párologtatása) nagy mennyiségű nedvességet von el a talajból, ami a talajvíz felől, a kapilláris övből pótlódik. A nedvességáramlás a talajvíz felől a felszín felé irányul, s a szállított sók egy része kiválik a betöményedő oldatból - a sók minősége szerint is különböző sorrendben és mélységben. A sófelhalmozódás maximuma alapján kétféle szikes típust különböztetünk meg: a szoloncsákban ez a feltalajban (az A szintben) van, a szolonyecben a B szintben. A sós talajok képződésének harmadik formája a lefolyástalan medencékre jellemző, s a folyamatot takírosodásnak nevezik. A hegyek felől a nagy intenzitású esők agyag- és humuszrészecskéket, valamint vízben oldott sókat szállítanak a medencék belseje felé, amelyek a belső síksági területeken akkumulálódnak. Az agyagfrakcióban gazdag talajanyag kiszáradáskor erősen repedezik. Ez a jellegzetes takír, azaz a növényzet nélküli, agyag- és sós sivatag.

A talajföldrajz és a talajok földrajzi osztályozásának alapja. Az általános talajtan egyik önálló tudományterülete. Alapvető feladata, hogy vizsgálja a talajok földrajzi elhelyezkedésének törvényszerűségeit globális, kontinentális, regionális és lokális léptékekben egyaránt. A globális talajföldrajzi törvényszerűségek közül a zonalitás törvénye a legfontosabb. Ennek lényege, hogy a talajok a földfelszínen az éghajlati-növényzeti övéknek megfelelően alakultak ki és fejlődnek tovább. A talajképző folyamatok egy része meghatározott övékhez (zónákhoz) kötődik. Ha az éghajlat által irányított egy vagy több zonális folyamat meghatározza a talajfejlődés irányát, s ennek eredményeként az adott földrajzi övre jellemző talaj jön létre, a talajt zonálisnak nevezzük. Az intrazonális talajokban a helyi (intrazonális) talajképző folyamatok és tényezők vagy egyenrangúak a zonális folyamatokkal és tényezőkkel, vagy hatásuk uralkodóvá válik azokkal szemben. Két intrazonális tényező szerepét kell kiemelnünk: az alapkőzetét és a vizét - ezen belül elsősorban a talajvizét. Az azonális talajokban olyan talajképződési folyamatok dominálnak, melyek bármely zónában előfordulhatnak. Így végül is - ha a létrejöttükhöz szükséges helyi talajképző folyamatok

jelen vannak - a zónák jellegétől függetlenül bárhol kialakulhatnak: pl. lejtőhordalék-talajok a hegyek lábánál, öntéstalajok a folyók mentén bármely éghajlati-növényzeti zónában megtalálhatók.

A talajok földrajzi elterjedését és a különböző talajtípusok jellemzését e tantárgy keretében részletesen nem tárgyaljuk. A talajok földrajzi eloszlása alábbiak szerint alakul:

1. A trópusi övezet talajai

- Trópusi esőerdők és nedves monszunerdők talajai
- Trópusi nedves és száraz szavannák talajai
- Trópusi félsivatagok, sivatagok talajai

2. A mérsékelt övezet talajai

- Szubtrópusi területek talajai
 - Mediterrán klímaterületek talajai
 - A kontinensek keleti oldalán elhelyezkedő szubtrópusi területek talajai
- A közepes földrajzi szélességek talajai
- A hideg-mérsékelt öv talajai

3. Az arktikus övezet talajai

7. AZ ÉLŐVILÁG FÖLDRAJZA (Biogeográfia)

A biomok fogalma és földrajzi elterjedése. Az ökológiai rendszerek (ökoszisztémák) élőlényei (egyedei) nem magányosan vagy elszigetelten fordulnak elő, hanem sokoldalú anyagáramlási és energetikai kapcsolataik révén meghatározható felépítésű és működésű egységeket alkotnak. Az összefoglalóan egyed feletti szerveződési szinteknek nevezett egységek legegyszerűbbike a populáció. Ez az egy fajhoz tartozó egyedek olyan csoportja, amelynek tagjai adott helyen és időben együtt élnek, és egymás között termékeny utódokat képesek létrehozni. A társulás (cönózis) már bonyolultabb egyed feletti szerveződési szint, amelyben egyidejűleg több és többféle növény- és állatpopuláció van jelen (fito- és zoocönózis). Ezek együttélése nem véletlen csoportosulás; összetételük meghatározott környezeti igényt tükröz, és mindig versengés eredménye. A növény- és állattársulások együttesen életközösségeket (biocönózisokat) alkotnak. A biocönózis külső képét a növénypopulációk nagy egyedszáma és tömege miatt szinte kivétel nélkül a növénytársulások határozzák meg. A klimatikusan és földrajzilag meghatározott, ökológiai szempontból hasonló jellegű életközösségek alkotják az egyed feletti szerveződés következő szintjét, fiziognómiailag (külső megjelenés alapján) jól elkülönülő, zonálisan, illetve a zónákon belül szektorálisan, mozaikszerűen elhelyezkedő, egész kontinensrészekre kiterjedő nagy növény- és állatföldrajzi egységeket – a biomokat vagy bioformációkat. Végül a biocönózisokból álló biomok alkotják az egyed feletti szerveződés legmagasabb szintjét, az egész földi életet magába foglaló bioszférát. Az élő (biotikus) alkotóelemek és az élettelen (abiotikus) ökológiai, környezeti tényezők között bonyolult kapcsolatok vannak, ezért a bioszféra jellemző tulajdonsága a szervezettség.

A biomok vagy bioformácók – bár elnevezésüket a zónák (tartományok) képét alapvetően meghatározó növényzeti összetevőjükről, a formációcsoportokról (a hasonló környezetben élő, lényegileg hasonló megjelenésű nagy növényzeti típusok, a bennük élő állatokkal együtt) kapták (pl. trópusi esőerdők, mérsékelt övi lombhullató erdők, stb.), természetesen az „alacsonyabb hierarchia-szintű” életközösségeket, a növény- és állattársulásokat, populációkat egyaránt magukba foglalják. Ám ezeknek nem egyszerű összegezett halmazai, hanem - az életközösségek közötti kölcsönhatások sokrétősége miatt - minőségileg is magasabb szintű egységei. A biomokat különböző az említett klímán és a klímával dinamikus egyensúlyt tartó fő növényzeti típusokon (zonális klimax vegetáción) kívül más altényezők is definiálhatják:

- növénytársulás (fák, cserjék vagy fűfélék);
- levéltípusok (lomb- vagy tűlevelűek);
- a növények közti távolság (erdő, fás puszták, szavanna);
- a klíma periodikus változékonysága (monszun).

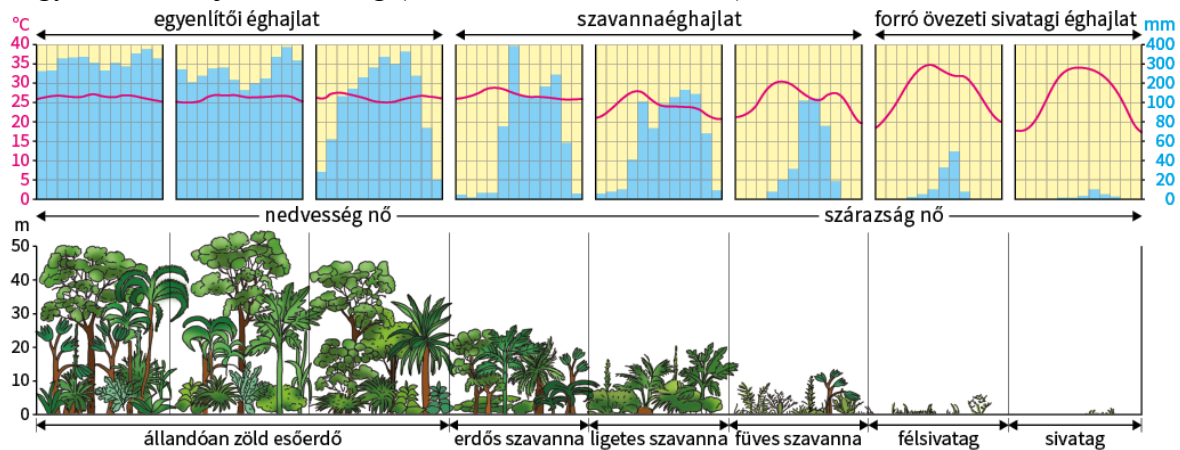
A biomok gyakran földrajzilag helyi neveket kapnak, pl. a mérsékelt égövi füves puszták biomját helyileg sztyeppnek (Közép-Ázsia), prérinek (Észak-Amerika) vagy pampának (Dél-Amerika) is nevezhetik. A biomok legfontosabb típusait és azok jellemzését a nagy földrajzi övezetek, illetve övek szerint a biogeográfia (életföldrajz) tárgyalja.

A bioszféra szintjén jelentkező, a biomokat meghatározó (definiáló) folyamatokat röviden így foglalhatnánk össze, az Egyenlítőtől a sarkok felé haladva:

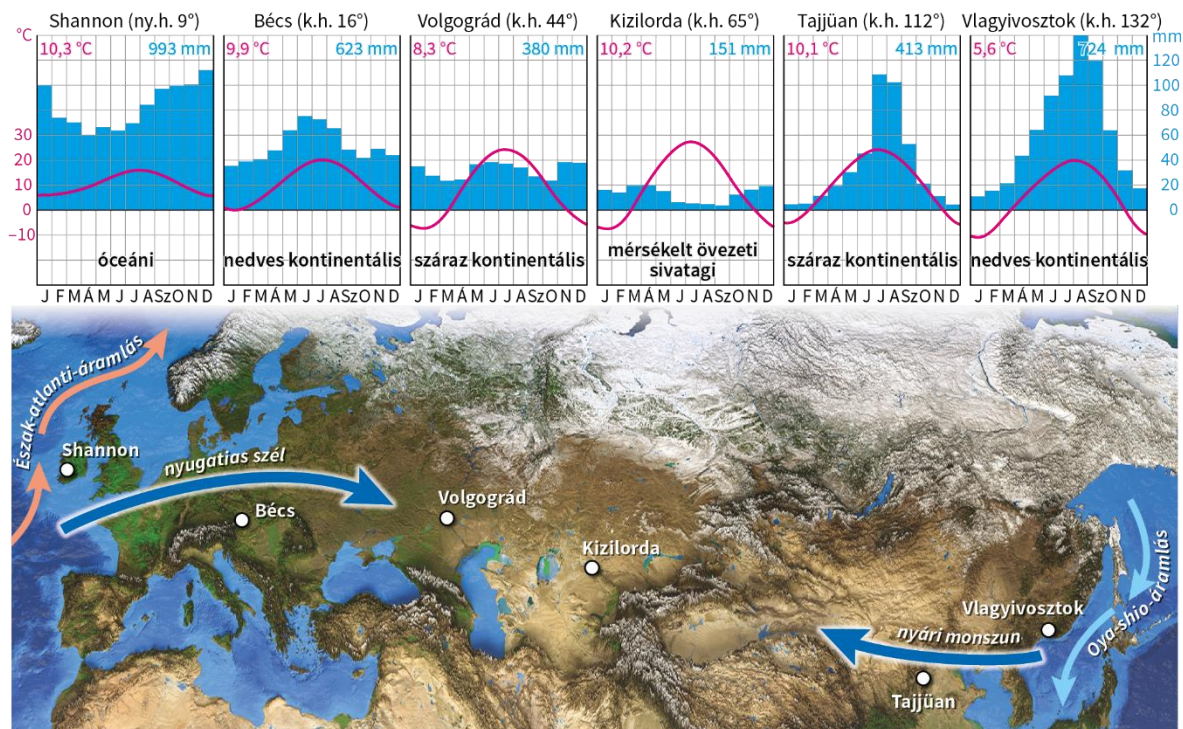
- csökken a napsugarak beesési szöge, a napsugárzás energiája változik;
- változnak a szélrendszerek, a tengeráramlások, a hőmérséklet, a csapadék, a párolgás, így egymástól jól elkülöníthető éghajlati zónák jönnek létre;
- a talajok is zonalitást mutatnak;
- a sarkok felé haladva csökken a biodiverzitás (biológiai sokféleség) és bizonyos kivételektől eltekintve a produktivitás (a szervezőanyag termelés);
- hőmérséklet, a csapadék és más éghajlati tényezők függőleges irányban is változnak, ezért a hegységekben, függőleges irányba, felfelé haladva a biomok váltakozása szintén megfigyelhető, a hegyvidék biomjait összefoglalóan orobiomoknak nevezzük.

A biomok kialakulása és elhelyezkedése a Föld felszínén mindenekelőtt tehát az éghajlati (döntően a hőmérsékleti és csapadék-) viszonyok függvénye. Ezért az egyes biomok sajátosságai a

klímajelleget összefoglalóan és rendkívül szemléletesen ábrázoló Walter-Lieth-féle klímadiagramok felhasználása révén érthetőek meg teljes mértékben. Az alábbiakban ezekből láthatunk ízlőt, szemléltetve azt, hogy egy adott éghajlati (pl. mérsékelt) belül milyen változatos éghajlattípusok és ezzel együtt biotok jelennek meg (7.1., 7.2. ábra és 7.3. ábra).



7.1. ábra: Az éghajlati adottságok változása az Egyenlítő és a Ráktérítő között (a trópusi övezetben)

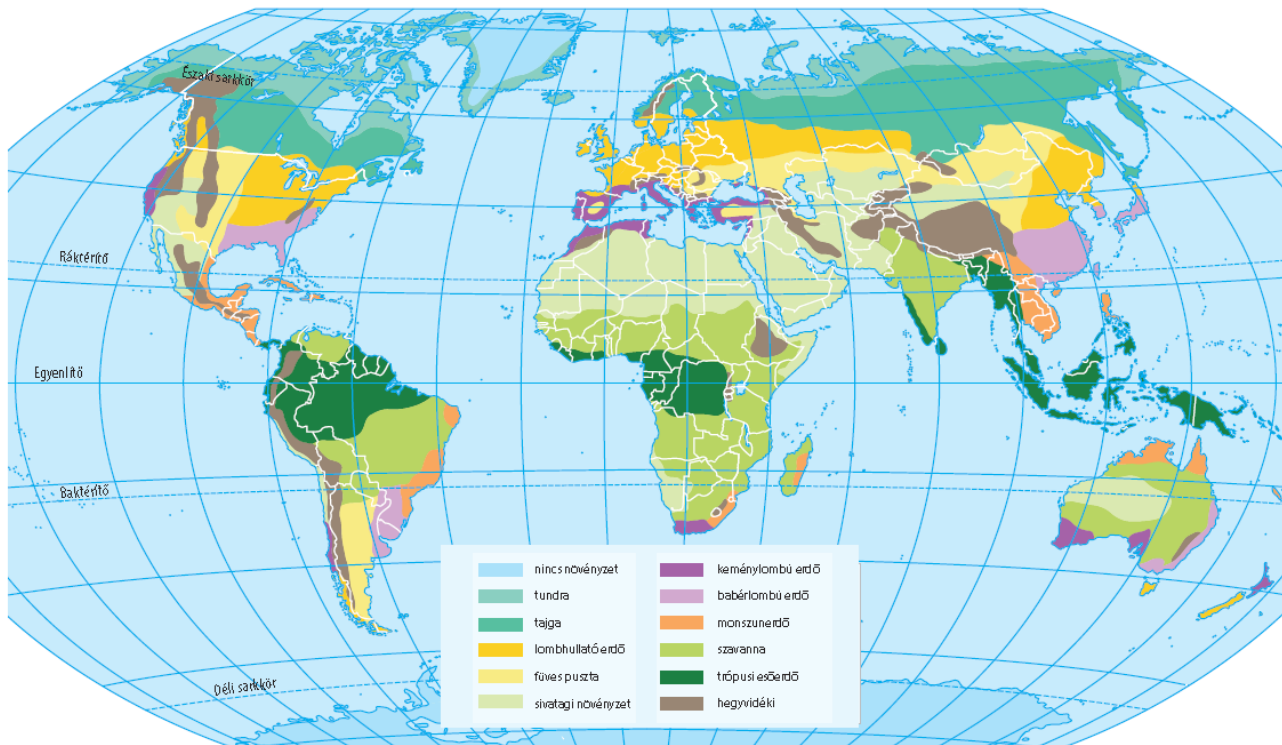


7.2. ábra: Az éghajlati adottságok változása a mérsékelt övezetben

A szárazföldi (terresztris) biotok zonális és mozaikszerű elrendeződése alapján az alábbi csoportosítás követhető:

1. A forró (trópusi) övezet növény- és állatvilága
 - A trópusi esőerdő élővilága
 - A szavannák élővilága
 - A trópusi (zonális) sivatagok élővilága
2. A mérsékelt övezet növény- és állatvilága
 - A meleg-mérsékelt (szubtrópusi) öv élővilága
 - Esős telű szubtrópusi (mediterrán) tartományok
 - Állandóan nedves, illetve esős nyarú szubtrópusi területek (monszun tartományok)
 - A hűvös-mérsékelt öv élővilága

- Óceáni tartományok
 - Mérsékelt szárazföldi (kontinentális) tartományok
 - Szárazföldi (kontinentális) tartományok
 - Szélsőségesen szárazföldi (fűsivatagi, sivatagi) tartományok
 - A hideg-mérsékelt (szubarktikus) öv élővilága
3. A hideg (arktikus) övezet növény- és állatvilága
 4. A hegyvidékek (orobiomok) élővilága
 5. A tengerek (akvatis biotikumok) élővilága



7.3. ábra. A biotikumok földrajzi eloszlása

ПЕРЕЛІК ПИТАННЯ ДО ІСПИТУ / VIZSGAKÉRDÉSEK

1. Tájékozódás a Földön. A földrajzi gömbi poláris koordinátarendszer általános jellemzői.
2. Tájékozódás az égbolton. Az égi koordinátarendszerek általános jellemzői. A „második” egyenlítői (ekvatoriális) koordináta-rendszer.
3. A cirkumpolaritás.
4. A Nap mozgása az égbolton és a nappalok hossza.
5. Az időszámítás (csillagidő, szoláris idő, közép-szoláris idő).
6. Világidő és zónaidő.
7. A naptár.
8. A Föld mint égitest. A Föld alakja.
9. A Föld mozgásai. A Föld tengely körüli forgása és annak következményei.
10. A Föld keringése a Nap körül és annak következményei.
11. A nappalok és éjszakák hosszának változása.
12. A szoláris éghajlati övek kialakulása.
13. A Naprendszer. A Nap.
14. A bolygók. A bolygók holdjai.
15. A Hold. A Hold fényváltozásai (holdfázisok).
16. A nap- és holdfogyatkozások.
17. Az üstökösök. A meteorok. A bolygóközi anyag.
18. A Tejútrendszer. A csillagok jellemzői. A csillagtérképek és csillagképek.
19. A csillagközi anyag. A Tejútrendszer magja. Az extragalaxisok. A világegyetem.
20. A földfelszín vízszintes és függőleges tagozódása.
21. A Föld szilárd kérge és belső szerkezete.
22. A Föld belsejének hőmérséklete.
23. A földmágnesség.
24. A kontinensek és óceánok keletkezése. A lemeztektonika.
25. A földkéreg szerkezetét kialakító folyamatok (törések, vetődések, gyűrődések, epirogenézis).
26. A hegyképződés (orogenezis). A hegyképződések elméletei.
27. A magmatizmus és vulkanizmus földrajzi jelenségei.
28. A szubvulkáni formák.
29. Funkcionális és morfológiai vulkántípusok.
30. A vulkánosság területi rendje és kapcsolata a lemezszegélyekkel.
31. A földrengések. Tengerrengés.
32. A Föld légköre. A légkör összetétele.

33. A légkör szerkezete.
34. A légkör állapotjelzői. A légkör vízgőztartalmának jellemzői.
35. A légkör mozgásjelenségei.
36. Az elektromágneses sugárzás. A légkör sugárzási egyenlege.
37. Kondenzációs folyamatok a légkörben.
38. A felhőfajták.
39. Csapadékképződés és csapadékformák.
40. A zivatarelektromosság.
41. A légtömegek.
42. Az időjárási frontok.
43. Ciklonok és anticiklonok.
44. A légkör általános cirkulációja.
45. A vízföldrajz. A víz fizikai tulajdonságai.
46. A Föld vízkészlete. A víz körforgása.
47. A világtenger horizontális és vertikális tagozódása.
48. A tenger vize.
49. Tengeráramlások.
50. A tengerjárás (árapály).
51. A vízfolyások jellemzői.
52. A tavak típusai és földrajzi elterjedése.
53. A tavak vize és azok fejlődése (pusztulása).
54. A felszín alatti vizek.
55. Az aprózódás típusai.
56. Az mállás típusai.
57. Az aprózódás és a mállás intenzitása a Földön.
58. A tömegmozgás fogalma és típusai.
59. A szárazföldi jég. A gleccserek és jégtakarók földrajzi elterjedése.
60. A gleccser és a hóhatár. Hó, firn, jég.
61. A gleccserjég szerkezete, mozgása és olvadása.
62. A gleccserek és a jégtakarók felszínalakító munkája.
63. Az örökfagy kialakulása és jellemzői.
64. A periglaciális felszínformálás.
65. A tengervíz felszínalakító munkája, a tengerpartok formái.
66. A tengerfenék domborzata.
67. A szél felszínalakító munkája.

68. A karsztosodás folyamata, felszíni és felszín alatti alaktana.
69. A lösz és a löszterületek formakincse.
70. A talaj fogalma, funkciói az ökológiai rendszerekben.
71. A talajszelvény és a főbb talajszintek. A katéna.
72. A talajképződést meghatározó környezeti tényezők.
73. A talajképződés során lejátszódó fontosabb folyamatok (szerves anyagok aerob- és anaerob lebomlása, humuszképződés).
74. A talajképződés során lejátszódó fontosabb folyamatok (podzolosodás, glejesedés, savanyodás-lúgosodás, szikesedés).
75. A biotópok fogalma és földrajzi elterjedése.

Рекомендовані джерела

1. Gábris Gy. – Marik M. – Szabó J. (szerk. Gábris Gy.), 1998: Csillagászati földrajz. (Hatodik, átdolgozott kiadás) – Nemzeti Tankönyvkiadó, Budapest, 338 p.
2. Borsi Z. (szerk.), 1998: Általános természetföldrajz: fejezetek az általános természetföldrajz köréből. Nemzeti Tankönyvkiadó, Budapest, 832 p.
3. Péczely Gy., 1998: Éghajlat. Nemzeti Tankönyvkiadó, Budapest, 336 p.
4. Багров М.В. Землезнавство / М.В. Багров, В.О. Боков, І.Г. Черваньов. – К.: Либідь, 2000. – 463с.
5. Вальчук-Оркуша О.М. Загальне землезнавство. Гідрологія / О.М. Вальчук-Оркуша. – Вінниця: Едельвейс, 2010. – 267 с.
6. Воловик В. М. Загальне землезнавство: практикум (літосфера, біосфера, географічна оболонка, розвиток географічної науки): навчальний посібник / В.М. Воловик. – Вінниця: ВДПУ ім. М. Коцюбинського, 2007. – 144 с.
7. Волошин І.І. Загальне землезнавство: навчальний посібник для вузів / І.І. Волошин. – Ніжин: Видавництво Ніжинського педагогічного університету імені М. Гоголя, 2002 . – 294 с.
8. Волошин І.І. Загальне землезнавство: практикум / І.І. Волошин, А.Є. Уварова. – К. : Видавництво НПУ імені М.П. Драгоманова, 2000 . – 238 с.
9. Дзюбайло А.Г. Загальне землезнавство: підручник / А.Г. Дзюбайло, С.С. Монастирська, М.Р. Досвідчинська. – Дрогобич: Редакційно-видавничий відділ Дрогобицького державного педагогічного університету імені Івана Франка, 2013. – 246 с.
10. Коротун І.М. Загальне землезнавство: навч. посібник / І.М. Коротун. – Рівне, ДІВА, 2013. – 308с.
11. Лясота О.Л. Словник термінів загального землезнавства / О.Л. Лясота, Д.Н. Плахтій. – Кам'янець-Подільський, «ПП «Медобори-2006», 2011. – 144 с.
12. Мольчак Я.О. Загальне землезнавство / Я.О. Мольчак, Л.В. Ільїн. Луцьк: «Вежа», 2015. – 232с.
13. Олійник Я.З. Загальне землезнавство / Я.З. Олійник, Р.Л. Федорищак, П.Т. Шищенко. – К.: Знання-Прес, 2003. – 247 с.
14. Рельєф України: навч. посіб. для студ. вищ. навч. закл. / за ред. В.В. Стецюка. – К.: Видавничий дім «Слово», 2010. – 688 с.
15. Волошин І. І. Загальне землезнавство. Навчальний посібник .- Ніжин: Видавництво НДПУ ім.. М. Гоголя. – 2002. – 294 с.
16. Волошин І. І., Уварова А. Є. Загальне землезнавство. Практикум . – К.: видавництво КДПУ, 2000. – 268 с.

Електронні інформаційні ресурси

GoogleEarth Pro

<https://earth.google.com/web/>

<http://www.terkepek.net/>

Earth Nullschool: a global map of wind, weather, and ocean conditions

<https://earth.nullschool.net/>

Загальне землезнавство / Általános természetföldrajz: курс лекцій, навчальний посібник для здобувачів першого (бакалаврського) рівня вищої освіти денної та заочної форм навчання, освітньо-професійної програми: «Природничі науки», галузь знань: «А Освіта», спеціальність: «А4 Середня освіта, предметна спеціальність: А4.15 Природничі науки» / Розробник: Іштван Гаднадь – Берегове: ЗУІ ім. Ф. Ракоці II, 2025. – 130 с. (українською та угорською мовами).

Курс лекцій, навчальний посібник розроблений з урахуванням сучасних вимог для підготовки бакалаврів в галузі знань А Освіта, спеціальністю А4 Середня освіта, предметною спеціальністю А4.15 Природничі науки. Метою видання є формування у студентів комплексної системи знань про географічну оболонку Землі як цілісну планетарну природну систему. Це включає вивчення складу, структури, розвитку та взаємодії різних геосфер (атмосфери, гідросфери, літосфери, біосфери). Для досягнення мети подано тематику предмету, рекомендована література та теоретичний матеріал лекцій. Курс Загальне землезнавство вивчається в I семестрі I курсу підготовки бакалаврів предметною спеціальністю А4.15 Природничі науки. Видання рекомендується для студентів денної та заочної форми навчання.

Методично-практичне видання
ЗАГАЛЬНЕ ЗЕМЛЕЗНАВСТВО / ÁLTALÁNOS TERMÉSZETFÖLDRAJZ

Курс лекцій, навчальний посібник /
Oktatási segédkönyv az előadások tananyagával

2025 р.

*Затверджено до використання у навчальному процесі
на засіданні кафедри біології та хімії ЗУІ імені Ференца Ракоці II
(протокол №1 від 11.08.2025 року)*

*Розглянуто та рекомендовано Радою із забезпечення якості вищої освіти
Закарпатського угорського інституту імені Ференца Ракоці II
(протокол №7 від 26.08.2025 року)*

*Рекомендовано до видання в електронній формі (PDF)
рішенням Вченої ради Закарпатського угорського інституту імені Ференца Ракоці II
(протокол №8 від 28.08.2025 року)*

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

Розробник методичних вказівок:

Іштван ГАДНАДЬ – доктор філософії, доцент, доцент кафедри біології та хімії Закарпатського угорського інституту імені Ференца Ракоці II.

Рецензенти:

Степан КОЛОЖВАРІ – доктор філософії, доцент, доцент кафедри біології та хімії Закарпатського угорського інституту імені Ференца Ракоці II.

Тібор ІЖАК – кандидат географічних наук, доцент, доцент кафедри географії та туризму Закарпатського угорського інституту імені Ференца Ракоці II.

Відповідальні за випуск:

Ержебет КОГУТ – доктор філософії, доцент, завідувач кафедри біології та хімії Закарпатського угорського інституту імені Ференца Ракоці II.

Олександр ДОБОШ – начальник Видавничого відділу ЗУІ імені Ференца Ракоці II.

За зміст методичних вказівок відповідальність несе розробник.

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 (210х297мм).