

Makra László

Környezeti klimatológia

jegyzet

Szegedi Tudományegyetem

2000

*"Ha kifogtad az utolsó halat a tengerből,
Ha kivágtad az utolsó fát,
Ha megmérgezted az utolsó folyót is,
Akkor rájössz, hogy a pénzt nem lehet megenni!"*

Környezeti Klimatológia

Előszó

1. A környezetvédelem fogalma

2. A Föld légköre

2.1. Bevezetés

2.1.1. A Föld légkörének kialakulása

2.1.2. A légkör összetétele és szerkezete

2.1.2a. A tömeg rétegződése

2.1.2b. A hőmérséklet szerinti és a dinamikus szerkezet

2.1.2c. A nyomgázok

2.1.2d. A felhőzet

2.1.3. A Föld és a légkör sugárzási energiamérlege

2.1.3.1. A Föld energia-egyensúlya

2.1.3.2. A légkör üvegházhatása

2.1.3.3. A légkörben és a felszínen elnyelt napsugárzás

2.1.3.4. A napsugárzás és az emberiség energiaigénye

2.1.3.5. A sugárzási energiamérleg földrajzi szélességek szerinti eloszlása

2.1.3.6. A sugárzási egyenleg földgömbi eloszlása

2.1.3.7. A Föld-légkör rendszer hőháztartása

2.1.4. Az általános cirkuláció

2.2. Sugárzásátvitel

2.2.1. Sugárzási egyensúly

2.2.2. A hő disszipációja

2.2.3. Az üvegházhatás

2.3. Felhőzet

2.3.1. A felhőképződés

2.3.2. Sugárzási folyamatok felhőkben

3. Levegőkémia

3.1. Bevezetés

3.1.1. A légköri összetevők és az ózon felfedezése

3.2. A kémia és az éghajlat kapcsolata

3.2.1. A fotokémiai kinetika és a nyomanyagok modellezése

3.2.2. Sugárzási folyamatok

3.2.2a. A légköri "fűtési" és "hűtési" viszonyok

3.2.2b. A sugárzási szempontból aktív anyagok fotokémiai szerepe

3.2.2c. A sugárzás szóródása és elnyelődése aeroszolokon

3.2.2d. A felhők mikrofizikája és sugárzási tulajdonságai

- 3.2.3. A hidrológiai ciklusra gyakorolt hatások
 - 3.2.4. Biológiai visszacsatolási folyamatok
 - 3.3. Az éghajlati szempontból aktív gázok levegőkémiaiája
 - 3.3.1. Vízgőz (H_2O)
 - 3.3.1a. Éghajlati/kémiai kölcsönhatások
 - 3.3.1b. Mértékek és trendek
 - 3.3.2. Szén-dioxid (CO_2)
 - 3.3.2a. Éghajlati/kémiai kölcsönhatások
 - 3.3.2b. Mértékek és trendek
 - 3.3.3. Ózon (O_3)
 - 3.3.3a. Éghajlati/kémiai kölcsönhatások
 - 3.3.3b. Sztratoszférikus kémia
 - 3.3.3c. Troposzférikus kémia
 - 3.3.3d. Mértékek és trendek
 - 3.3.4. Metán (CH_4)
 - 3.3.4a. Éghajlati/kémiai kölcsönhatások
 - 3.3.4b. Források, mértékek és trendek
 - 3.3.5. Dinitrogén-oxid (N_2O)
 - 3.3.5a. Éghajlati/kémiai kölcsönhatások
 - 3.3.5b. Források, mértékek és trendek
 - 3.3.6. Klórfluorkarbon vegyületek (CFC-k)
 - 3.3.6a. Éghajlati/kémiai kölcsönhatások
 - 3.3.6b. Mértékek, tartózkodási idők és trendek
 - 3.3.7. Egyéb üvegházgázok
 - 3.3.7a. Éghajlati/kémiai kölcsönhatások
 - 3.3.7b. Források, mértékek és trendek
 - 3.4. Az aeroszokok levegőkémiaiája
 - 3.4.1. Források és osztályozás
 - 3.4.1a. Elsődleges részecskék
 - 3.4.1b. Másodlagos (fotokémiai és szerves eredetű) aeroszokok
 - 3.4.1c. Vulkáni eredetű aeroszokok
 - 3.4.2. Aeroszolkémia
 - 3.4.3. Aeroszol-mikrofizika
 - 3.5. Távlati kutatások
4. Az éghajlati rendszer
- 4.1. A sugárzási mérleg és az üvegházhatás
5. Az éghajlati rendszer antropogén összetevői
- 5.1. Bevezetés
 - 5.2. Üvegházgáz-kibocsátások
 - 5.2.1. Szén-dioxid (CO_2)
 - 5.2.2. Dinitrogén-oxid (N_2O)
 - 5.2.3. Metán (CH_4)
 - 5.2.4. Ózon (O_3)
 - 5.2.4.1. Sztratoszférikus ózon
 - 5.2.4.2. Troposzférikus ózon
 - 5.2.5. Klórfluorkarbon vegyületek (CFC-k)
 - 5.2.6. Ózonlyuk - a védekezés lehetőségei

- 5.2.7. Az ózon lebomlásának környezeti hatásai
 - 5.2.7.1. Az ultraibolya sugárzás változásai
 - 5.2.7.2. Az ember és az állatok egészségére gyakorolt hatások
 - 5.2.7.3. A szárazföldi ökoszisztémákra gyakorolt hatások
 - 5.2.7.4. A vízi ökoszisztémákra gyakorolt hatások
 - 5.2.7.5. A biogeokémiai ciklusokra gyakorolt hatások
 - 5.2.7.6. A levegőminőségre gyakorolt hatások
 - 5.2.7.7. A különböző anyagokra gyakorolt hatások
- 5.2. 8. Szmog
 - 5.2.8.1. "London típusú" szmog
 - 5.2.8.2. "Los Angeles típusú" szmog
- 5.2. 9. A jövőbeli üvegházgáz-koncentrációk becslése
- 5.2.10. Magyarország hozzájárulása a globális üvegházgáz-mérleghez
- 5.3. A savas esők
 - 5.3.1. A savas esők környezeti hatása
 - 5.3.1. 1. Bevezetés
 - 5.3.1. 2. A természetes légkör kémiája, különös tekintettel a savas esőre
 - 5.3.1. 3. A csapadék keletkezése, különös tekintettel a savas esőre
 - 5.3.1. 4. A kénsav és a salétromsav keletkezése a légkörben
 - 5.3.1. 5. Mennyire savas az eső?
 - 5.3.1. 6. A savas eső hatása
 - 5.3.1. 7. Közvetlen károsítás
 - 5.3.1. 8. Közvetett hatás
 - 5.3.1. 9. A talaj károsítása
 - 5.3.1.10. Az erdőpusztulás
 - 5.3.1.11. A savas eső leküzdése
 - 5.3.1.12. Összegzés
 - 5.3.2. A légköri savasodást okozó vegyületek, valamint a nehézfémek koncentrációja és ülepedése Európában
 - 5.3.2.1. A légköri kén- és nitrogénvegyületek
 - 5.3.2.2. A légköri savasodás hazánkban
 - 5.3.2.3. A légköri nehézfémek
- 5.4. Urbanizáció - mezoszkálájú aeroszol-, hő- és zajszennyeződés
- 5.5. Erdőirtás
 - 5.5.1. Bevezetés
 - 5.5.2. Az erdő szerepe a biomassza termelésben, a légköri gázcserében és a globális hőmérséklet emelkedésében
 - 5.5.3. Az erdőirtás egyéb klimatikus hatásai
 - 5.5.4. A brazíliai Amazónia őserdeinek letarolása
 - 5.5.4.1. Az amazonasi erdőtüzek eredete, gyakorisága és következményei
- 5.6. Elsivatagosodás
- 5.7. Az emberi tevékenységek egyéb változásai, melyek az üvegházgáz-kibocsátások módosulásához vezettek
 - 5.7.1. Az 1970-es évek energiaválsága
 - 5.7.2. A spray-k hajtóanyagának betiltása az 1970-es évek közepén
- 5.8. A légkör nukleáris szennyeződése
 - 5.8. 1. Bevezetés
 - 5.8. 2. Egy nukleáris háború nagyságrendje
 - 5.8. 3. A nukleáris háború következményei

- 5.8. 4. A nukleáris robbanás közvetlen hatásai
 - 5.8.4.1. A robbanás keltette lökéshullám
 - 5.8.4.2. A fény- és hőhullám
 - 5.8.4.3. A radioaktív és elektromágneses sugárzás
- 5.8. 5. A nukleáris háború közvetett hatásai
 - 5.8.5.1. A tűzvészek
 - 5.8.5.2. A por
 - 5.8.5.3. A füst
- 5.8. 6. A nukleáris háború éghajlati következményei
- 5.8. 7. A nukleáris háború hatása az élővilágra
- 5.8. 8. A légkör kitisztulása
- 5.8. 9. A poszt nukleáris légkör
- 5.8.10. A becslések megbízhatósága
- 5.8.11. A regenerálódás esélyei

6. Szárazföldi ökoszisztémák

- 6.1. Bevezetés
- 6.2. Az éghajlat és az ember által előidézett változások az ökoszisztéma rendszerben
 - 6.2.1. A növényzettel borított felszín jelentősége
 - 6.2.2. A növényzettel borított felszín potenciális globális változásai
 - 6.2.3. Földhasználat és a növényzettel borított felszín módosulása
- 6.3. Az éghajlat és az ember által előidézett változások a szárazföldi ökoszisztémák szén mérlegeiben
 - 6.3.1. A szárazföldi ökoszisztémák szén mérlegeinek jelentősége
 - 6.3.2. A szárazföldi ökoszisztémák szén- és tápanyag ciklusai
 - 6.3.3. A szén-tápanyag-éghajlat kölcsönhatások modelljei
 - 6.3.4. A földhasználat szerepe a zöldnövénytermelés- és tápanyag ciklusban
- 6.4. Az éghajlat, valamint a metán és a nitrogén-oxidok fluxusai közötti kölcsönhatások
 - 6.4.1. A nyomgázok tiszta szárazföldi fluxusainak jelentősége
 - 6.4.2. A metán fluxusait irányító tényezők
 - 6.4.3. A nitrogén-oxidok fluxusait irányító tényezők
 - 6.4.4. A fluxusok modelljei és regionális becslései
- 6.5. A közvetlen mérés módszerei regionális skálán
- 6.6. Összegzés

7. Az óceánok biogeokémiája

- 7.1. Bevezetés
- 7.2. Légkör-óceán gázcsere
 - 7.2.1. A légkör-óceán határfelület
 - 7.2.2. Buborékok
 - 7.2.3. A piston-sebesség meghatározása
 - 7.2.4. Az egyensúlyi idő az óceánfelszíni keveredési rétegben
- 7.3. A szén-ciklus
 - 7.3.1. A szén-dioxid szervetlen kémiája
 - 7.3.2. A szerves anyag ciklusa
 - 7.3.3. A kalcium-karbonát ciklusa
 - 7.3.4. A szén-dioxid légkör-óceán gázcseréje
 - 7.3.5. A szén szivattyú relatív ereje
 - 7.3.6. A légköri szén-dioxid óceáni pufferei

- 7.4. Dimetil-szulfid
- 7.5. Nitrogén-oxidok
- 7.6. Az antropogén eredetű széndioxid feláramlása
- 7.7. Az antropogén eredetű széndioxid feláramlásának szimulálása
- 7.8. A természetes szén-ciklus és egyéb vegyi anyagok
- 7.9. Távlati kutatások
- 8. A szárazföldi jég és az éghajlat
 - 8.1. Bevezetés
 - 8.2. A jégtakarók és az éghajlat
 - 8.3. A gleccserfolyás modellezése
 - 8.4. A felszíni tömegmérleg modellezése
 - 8.5. A magashegységi gleccserek válasza az éghajlatváltozásokra
 - 8.6. A sarki jégtakarók válasza az éghajlatváltozásokra
 - 8.7. A nyugat-antarktiszi jégtakaró potenciális instabilitása
 - 8.8. Következtetések
- 9. Múltbéli éghajlatváltozások
 - 9.1. A földtörténeti korszakok
 - 9.2. A légkör kémiai összetételének szerepe a globális hőmérséklet múltbéli alakulásában
 - 9.3. Vulkáni aktivitás
 - 9.4. A hegységképződés és a kontinensek vándorlása
 - 9.5. A kontinensek és az óceánok zonális eloszlásának hatása a globális hőmérsékletre
 - 9.6. A Nap fényességének lassú változása a földtörténet során
- 10. Az általános cirkulációs mechanizmusokban (CM) szimulált éghajlati változékonyság
 - 10.1. Bevezetés
 - 10.2. Változékonyság napi és havi időskálákon
 - 10.2.1. Néhány napos periódusú jelenségek
 - 10.2.2. A 10 napostól az évszak hosszúságúig terjedő periódusú jelenségek
 - 10.3. Változékonyság a néhány hónapostól a néhány évesig terjedő időskálákon
 - 10.3.1. A trópusok légkör-óceán kölcsönhatásával összekapcsolt jelenségek
 - 10.3.2. A trópuson kívüli területek légkör-óceán kölcsönhatásával összekapcsolt jelenségek
 - 10.3.3. Légkör-szárazföld kölcsönhatás
 - 10.4. Változékonyság évtizedes és évszázados időskálákon
 - 10.5. Távlati kutatások
- 11. Éghajlati modellek válaszai a szén-dioxid és egyéb üvegházgázok megnövekedett mennyiségére
 - 11.1. Bevezetés
 - 11.2. A megnövekedett üvegházgázok sugárzási hatásai
 - 11.3. Vízgőz és felhőzet visszacsatolások
 - 11.4. Hó-, óceán- és szárazföldijég-albedó visszacsatolások
 - 11.5. Energiamérleg éghajlati modell becslések
 - 11.6. Sugárzási-konvekciós modell becslések
 - 11.7. Globális összekapcsolt modell egyensúlyi becslések egyszerű óceánokkal
 - 11.8. Globális összekapcsolt modell becslések dinamikus óceánokkal
 - 11.9. Távlati kutatások

- 12. Változások a földhasználatban
 - 12.1. Fő érvek
 - 12.2. Modell tanulmányok
 - 12.3. A trópusi erdőirtások éghajlati hatásai
 - 12.4. A földhasználattal kapcsolatos tanulmányok szerepe
- 13. A globális fölmelegedés perspektívája
 - 13.1. Az éghajlatváltozás megismerésének módszerei
 - 13.2. Módszerek a regionális éghajlatváltozás becslésére
 - 13.3. Éghajlati következmények
 - 13.4. Az éghajlatváltozás megjelenési formái
 - 13.5. A globális éghajlatváltozás hatása Magyarországon
 - 13.6. Bizonytalansági tényezők
- 14. Az éghajlati rendszer modellezésének jövője
 - 14.1. Bevezetés és visszatekintés
 - 14.1.1. A légköri általános cirkulációs mechanizmus (CM) kidolgozása
 - 14.1.2. Az éghajlati rendszer többi része
 - 14.2. Éghajlati modellek
 - 14.3. Előrejelezhetőség
 - 14.4. A szükséges finomítások
 - 14.4.1. Hosszútávú időjárás előrejelzés / rövidtávú éghajlati prognózis
 - 14.4.2. 100 éves időtartamra vonatkozó éghajlati scénáriók
 - 14.4.3. 10.000 éves időtartamra vonatkozó éghajlati scénáriók
 - 14.5. Jövőbeli kilátások
- 15. Összehangolt lépések a légkör védelmére
 - 15.1. A globális fölmelegedés tudományos és politikai összetevői
 - 15.2. Globális és európai egyezmények a levegőminőség javítására
- 16. Epilógus

2. A Föld légköre

2.1. Bevezetés

A légkör a klímakutatás egyik legfontosabb területe. A vízgőzt, szén-dioxidot és a felhőzetet magukba foglaló sugárzási folyamatok a Föld energiamérlegének legfontosabb tényezői. Bolygónk energiamérlege pedig alapvető szerepet játszik éghajlatunk alakításában.

A kémiai folyamatok szerepe is jelentős, hiszen meghatározzák a légkör összetételét és fontos a kapcsolatuk az emberi tevékenységekkel. A dinamikus folyamatok a harmadik lényeges eleme az éghajlatot meghatározó fizikai mechanizmusok triádjának. A globális cirkuláció alapvető szerepet játszik a sugárzási és kémiai tényezők, továbbá a felhőképződés, valamint a légkör és az óceán közötti hő- és nedvességsere eloszlásában. Az imént említett fizikai folyamatok egy komplex sugárzási, kémiai és dinamikai rendszerre szövődnek a légkörben, mely kialakítja a Föld klímáját. Ez a fejezet az említett folyamatok alapvető törvényszerűségeit írja le.

2.1.1. A Föld légkörének kialakulása

A Föld - kialakulásakor, jelen ismereteink szerint, csillagközi sziklatörmeléből és gázokból álló protoplanétaként diszperz rendszert alkotott. A gravitáció a nehezebb részecskéket a középpont felé tömörítette, a könnyebb gázok fokozatosan gázburkot alkottak. Ez az őslégkör hidrogénből (H_2), héliumból (He), metánból (CH_4), vízgőzből (H_2O), ammóniából (NH_3) és kén-hidrogénből (H_2S) állott.

A Föld aránylag kicsiny gravitációs ereje és magas hőmérséklete mellett a könnyű gázok megszöktek a világűrbe. A Földön a szökési sebesség $11,18 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, a H_2 és He átlagos sebessége a légkörünkben ennek 1,9-, illetve 1,4-szerese. A vízgőz jórészt kondenzálódott, a többi gázok kémiai reakcióba léptek a kőzetekkel és beépültek azokba. Egyes becslések szerint az őslégkör disszipációja kb. 200-300 millió év alatt ment végbe, a Föld pedig légkör nélküli bolygóvá alakult.

Ezt követően a kőzetekből részben vulkáni folyamatok, részben különböző kémiai reakciók révén gázfelszabadulás kezdődött. Ennek során fokozatosan kialakult a másodlagos légkör, amely főleg H_2O -ból és CO_2 -ből állott, kisebb mennyiségben N_2 , H_2 és S_2 is került a légkörbe. A CO_2 és H_2O alkotta légkör üvegházhatása miatt a Föld felszíni hőmérséklete -10 vagy -18°C -ról 0°C fölé emelkedett, így a felszínen megjelent a cseppfolyós víz, amely az óceánokban gyűlt össze. Ez a 3-4 milliárd éve kialakuló légkör kezdetben szabad oxigént nem tartalmazott, ezért redukáló légkörnek nevezzük.

A kőzetekből kiszabaduló illetve azokba beépülő gázok egyensúly esetén kialakítják a geokémiai egyensúlynak megfelelő összetételű légkört. Az ismert bolygólégkörök a Naprendszerben általában megfelelnek az adott bolygó geokémiai egyensúlyának. A földi légkörben azonban megjelent a szabad oxigén és a nitrogén, sőt a metán is. Ezek megjelenése és aránya nehezen magyarázható az élővilág közreműködése nélkül.

Sokáig azt gondolták, hogy a szabad oxigén a vízgőz fotodisszociációja révén került a légkörbe. A Nap ultraibolya sugárzásának hatására vízgőzből H_2 és O keletkezik, azaz



[Itt a $h\nu$ szimbólumban h a Planck-féle állandó ($h = 6,6262 \cdot 10^{-34} \text{ J} \cdot \text{s}$), ν (s^{-1}) pedig a sugárzás frekvenciája.] Ennek az elgondolásnak azonban ellene mond az ún. "Uray-hatás". Ez abban áll, hogy ha a fotodisszociációval felszabaduló oxigén eléri a jelenlegi szint ($PAL = \text{Present Atmospheric Level}$) egy ezrelékét, akkor a disszociáció megáll, mert az O_3 elnyeli a disszociációban aktív ultraibolya sugarakat. Nem tartható ezek szerint az az elképzelés, hogy a vízgőzből felszabaduló O_2 a légkörben feldúsul, míg a szabaddá váló H_2 megszökik a világűrbe. A légkörben lévő oxigén tömegének változását a fanerozoikumban (az utolsó 560 millió év során) a 2.1. ábra szemlélteti.

Az oxigén-koncentráció időbeli változását leíró egyenlet:

$$dM_0/dt = A_0 - B_0, \quad (2.2.)$$

ahol A_0 a bevitel, B_0 a kiadás. A bevételt a fotoszintézisre képes növények produkálják, a kiadást a szerves anyagok oxigénfogyasztása képviseli (oxidáció). A kettő közötti különbséget valamely időintervallumban arányosnak vesszük a szerves szén mennyiségével, amely üledékekben halmozódik fel az egész Földön.

Ebben az összefüggésben az oxigénbevitel:

$$A_0 = \alpha_0 \cdot C_0, \quad (2.3.)$$

ahol α_0 az O_2 molekulasúlyának és a C atomsúlyának az aránya:

$$M(O_2) = 32, \quad M(C) = 12, \quad \text{innen } \alpha_0 = 32/12 = 2,67. \quad (2.4.)$$

C_0 pedig a szerves szén fölhalmozódása az üledékben.

A légköri oxigéngáznak a 2.1. ábrán látható feldúsulása tehát föltételezi az élővilág közreműködését. Hasonlóképpen a nitrogén 78 %-os térfogataránya is csak az élővilág közreműködésével magyarázható. Az oxigén és a metán együttes jelenléte szintén elképzelhetetlen az élővilág jelenléte nélkül.

Ugyanis a metán és az oxigén a napsugárzás hatására szén-dioxiddá és vízgőzzé alakul:



Ezért a metán csak úgy lehet a légkörben az oxigénnel együtt, ha az élővilág állandóan újratermeli az előbbi, pl. szerves bomlás melléktermékeként. Újabb kérdés, hogy a redukáló légkör idején kialakult anaerob élővilágot miként váltotta föl az oxigént fogyasztó aerob élővilág uralma. Ez a kérdés azonban már túlmutat a jegyzet tárgykörén, és inkább az őslénytanhoz tartozik.

2.1.2. A légkör összetétele és szerkezete

A Föld össztömege $6 \cdot 10^{24}$ kg, ebből a légkör tömege $5,136 \cdot 10^{18}$ kg, azaz a Föld tömegének kevesebb, mint egy milliommód része.

A légkör egy gázkeverékből álló diszperz rendszer, mely túlnyomóan molekuláris nitrogénből (78 térfogatszázalék) és oxigénből (21 térfogatszázalék) áll. Emellett számos, de csekély mennyiségű ún. nyomgáz is található a légkörben, mint pl. vízgőz, szén-dioxid, ózon, neon, kripton, xenon, nitrogén-oxidok, szén-monoxid, freon stb. Ezen kisebb összetevők alkotják a légkör maradék 1 %-át. Mivel ez utóbbiak mennyisége igen csekély és rendkívül változékonyak, őket elkülönítjük az elsődleges légköri összetevőktől, melyek együttesére egyszerűen mint "száraz levegő"-re hivatkozunk. A gázokon kívül számos cseppfolyós és parányi szilárd részecske van jelen a légkörben, ezeket összefoglaló néven aeroszolnak nevezzük (2.1. táblázat).

A légkör fő összetevői közül a nitrogén és oxigén együttesen a levegő csaknem 99 %-át alkotják. Ebben különbözik a földi légkör a Naprendszer összes többi bolygójának légkörétől. Az óriásbolygók, a Jupiter, a Szaturnusz, az Uránusz légkörének fő alkotó gázai a H_2 és He könnyű gázok és azért nem szoknek meg, mert az óriásbolygók gravitációja sokkal nagyobb, így fogva tartja őket.

A Földhöz legközelebbi bolygók, a Vénusz és a Mars légköre azonban szintén erősen különbözik a földi légkörtől.

2.1. táblázat

A légkör összetétele. Az összetevőket aszerint említjük, hogy sugárzási szempontból aktívak-e, mekkora a troposzférára vagy a sztratoszférára jellemző térfogati arányuk, milyen a vertikális eloszlásuk, továbbá velük mely folyamatok jellemezhetők.

alkotóelem	térfogati arány	vertikális eloszlás	a folyamat jellemzése
N ₂	0,7808	homogén	vertikális keveredés
O ₂	0,2095	homogén	vertikális keveredés
*H ₂ O	≤ 0,030	erőteljesen csökken a troposzférában, növekszik a sztratoszférában, rendkívül változékony	párolgás, kondenzáció, transzport, a CH ₄ oxidációja termeli
Ar	0,0093	homogén	vertikális keveredés
*CO ₂	345 ppmv	homogén	vertikális keveredés felszíni és antropogén folyamatok termelik
*O ₃	10 ppmv [#]	erőteljesen növekszik a sztratoszférában, rendkívül változékony	fotokémiai úton termelődik a sztratoszférában, a troposzférában lebomlik, transzport
*CH ₄	1,6 ppmv	homogén a troposzférában, a középső légkörben csökken	felszíni folyamatok termelik, oxidációja H ₂ O-t hoz létre
*N ₂ O	350 ppbv	homogén a troposzférában, a középső légkörben csökken	felszíni és antropogén folyamatok termelik, a középső légkörben lebomlik, NO-t termel, transzport
*CO	70 ppbv	csökken a troposzférában, növekszik a sztratoszférában	antropogén hatásra, valamint a CH ₄ oxidációjával termelődik, transzport
NO	0,1 ppbv [#]	vertikálisan növekszik	az N ₂ O disszociációjával termelődik, katalitikus úton lebontja az O ₃ -t
*CFC-11 *CFC-12	0,1 ppbv	homogén a troposzférában, a sztratoszférában lebomlik	ipari termelés, keveredés a troposzférában, fotodisszociáció a sztratoszférában
ClO	0,1 ppbv [#]	vertikálisan növekszik	a CFC-k fotodisszociációja termeli, katalitikus úton lebontja az O ₃ -t

*sugárzási szempontból aktív

[#]sztratoszférikus érték

[ppmv (parce per million of volume): milliommód térfogatrész; ppbv (parce per billion of volume): milliárdod térfogatrész; 1 ppmv = 10³ ppbv]

A Föld-típusú bolygók légkörében tehát a földi légkörhöz képest túlsúlyban van a CO₂. Az óriásbolygók légköre viszont hidrogénen és héliumon kívül jelentős mennyiségű ammóniát és metánt is tartalmaz.

2.1.2a. A tömeg rétegződése

A légkör viselkedésének leírásához kiindulópontunk az általános gáztörvény:

$$p = \rho \cdot R \cdot T \quad (2.6a.)$$

$$p \cdot V = R \cdot T \quad (2.6b.)$$

mely egy tetszőleges gázkeverék állapotegyenlete. Itt p , T , ρ , V és R rendre a nyomás, hőmérséklet, sűrűség, fajlagos térfogat és a gázállandó.

A légkör viselkedését befolyásoló tényezők közül a gravitáció a legfontosabb. A nehézségi erő hatására a légkör a felszín fölött egy vékony réteggé nyomódik össze. Ha a gyorsulás elhanyagolható, akkor Newton második törvénye alkalmazható egy z magasságban lévő egységnyi keresztmetszetű légoszlopra, melynek nyomása p . Ha ez a légoszlop vertikálisan elmozdulva $p + dp$ nyomásszintre jut, a légoszlop súlya és a rá ható nyomás között az alábbi összefüggést írhatjuk föl:

$$dp = - g \cdot \rho \cdot dz . \quad (2.7.)$$

Ez a sztatika alapegyenlete. A hidrosztatikai egyensúly ezen egyszerű alakja egy jó közelítés, még akkor is, ha a légkör mozgásban van, mivel a levegő vertikális áthelyeződése csekély mértékű. Ugyanezt a gondolatmenetet alkalmazva a p nyomásszint és a légkör külső határa között, azt kapjuk, hogy p bármely szinten meg kell egyezzen az adott nyomásszint fölötti egységnyi keresztmetszetű légoszlop súlyával. A levegő összenyomhatósága a (2.7.) egyenletben a sűrűséget függővé teszi a nyomástól a gáztörvényeken keresztül. A (2.6.) egyenletet behelyettesítve a (2.7.)-be, s a kapott formulát a p_s felszíni nyomás és a p adott nyomásszint között integrálva a következő egyenletet kapjuk:

$$\frac{p}{p_s} = e^{-\int_0^z \frac{dz'}{H(z')}} \quad (2.8a.)$$

ahol

$$H(z) = \frac{RT(z)}{g} \quad (2.8b.)$$

a két nyomásszint magasságkülönbsége.

Amint a 2.2. ábrán is látszik, a globális közepes légnyomás és a sűrűség exponenciálisan csökken a magassággal. A légnyomás a tengerszinti értékét jól közelítő 1.000 mb-ról, azaz 10^5 Pa-ról 10 km magasságban már annak alig 10 %-ára csökken. Ebből következik, hogy a légkör tömegének 90 %-a e szint alatt, a Föld sugarának alig több mint 0,1 %-nyi vastagságában található. A közepes sűrűség a kb. $1,2 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ -os felszíni értékétől nagyjából ugyanilyen mértékben szintén csökken. A légnyomás éles magassági csökkenése úgy megy végbe, hogy az izobárfelszínek kvázihorizontálisak. Az ezen felszínektől való

vertikális eltérések a légnyomás viszonylag csekély horizontális változásaihoz vezetnek, amik a légmozgásokat irányítják.

2.1.2b. A hőmérséklet szerinti és a dinamikus szerkezet

A légkört osztályozhatjuk annak közepes globális hőmérsékleti szerkezte alapján (2.2. *ábra*), mely az egyes rétegek dinamikai sajátosságait határozza meg. A vertikális hőmérsékleteloszlásnak egy teljesebb képét adja a földrajzi hosszúság menti közepes zonális hőmérsékleti mező (2.3. *ábra*), mint a szélesség és a magasság függvénye. Az alsó 10-15 km-es rétegben a hőmérséklet a magassággal egy csaknem állandó gradiens szerint csökken (melyet úgy definiálunk, mint magassági hőmérsékleti gradiens), aminek értéke $6 \text{ K} \cdot \text{km}^{-1}$. Ez a közvetlenül a Föld felszíne fölötti réteg a troposzféra, melynek jelentése "feláramlási szféra", s a régiót jellemző levegő konvektív feláramlását szimbolizálja. A troposzférában a hőmérséklet az Egyenlítőn éri el maximumát, s értéke a pólusok felé csökken. A troposzféráról áll rendelkezésre a legtöbb ismeretanyagunk. Itt zajlanak az időjárási folyamatok, melyeket végső soron a felszín eltérő fölmelegedése irányít. A troposzféra felső határán, azaz a tropopauzában a gradiens élesen megváltozik. A tropopauza legmagasabb a trópikusokon (~16 km), legalacsonyabb pedig a poláris régiókban (~8 km).

A tropopauzától kb. 50 km magasságig a hőmérséklet növekszik a magassággal. Ez a réteg a sztratoszféra, melynek jelentése "réteges szféra". A troposzférától eltérően, a sztratoszférában csupán gyenge vertikális mozgások tapasztalhatók és itt jórészt sugárzási folyamatok az uralkodók. A hőmérséklet magassággal történő növekedése az ózon melegítő hatásának a következménye, mely onnan származik, hogy az ózon elnyeli a Napból származó ultraibolya sugárzást. A hőmérséklet e rétegben a nyári póluson a legmagasabb, s egyenletesen tart a téli pólus fölötti minimumhoz. A sztratopauzától kb. 85 km magasságig a hőmérsékletnek újra a magasság szerinti csökkenése figyelhető meg. Ez a réteg a mezoszféra (középső szféra), ahol az ózon fűtő hatása fokozatosan megszűnik. Itt mind a konvektív mozgások, mind a sugárzási folyamatok számottevőek. A mezoszférában a hőmérsékletek a nyári pólus fölött a legalacsonyabbak és fokozatosan emelkednek a téli pólus fölötti maximumhoz. A mezopauza fölötti termoszférát a magasabb szélességek fokozatosan emelkedő hőmérséklete jellemzi. Ugyanakkor az éghajlat szempontjából lényeges összes folyamat gyakorlatilag a mezopauza alatt játszódik le.

A közepes zonális cirkuláció (2.4. *ábra*) nagyrészt a 2.3. *ábra* szerinti termikus szerkezetet követi. A troposzférára jellemzők a szubtrópusi "jet"-ek, melyek nyugatias áramlásúak, s intenzitásuk a magassággal növekszik, egészen a tropopauzáig. A tropopauza fölött újra a zonális áramlás válik uralkodóvá, de e zónában nincsenek nyugatias szelek egyik félgömbön sem. A téli félgömbön a nyugatias szelek megerősödnek a szubtrópusi "jet"-ek fölött. A szelek az ún. sarki éjszaka "jet"-ben, a sztratopauza közelében elérik a $60 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ -os sebességet. A nyár félgömbön a zonális áramlás keletiessé válik, s a sztratopauza felé haladva szintúgy fölerősödik. A nyári sztratoszféra keleti áramlása gyenge keleties szelekkel kapcsolódik a trópusi troposzférához, ahol a közepes zonális szélsősebesség $5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ körüli.

2.1.2c. Nyomgázok

Bár mennyiségük csekély, néhány nyomgáz, mint pl. a vízgőz és az ózon kiemelkedő szerepet játszik a légkör sugárzási és kémiai folyamataiban. Ezen alkotórészek rendkívül változékonyak, mivel a légköri mozgások nem egyszerűen átrendeik őket, ami végül is homogenizálja azok eloszlását, hanem ezen túlmenően egyes régiókban folyamatosan termelődnek, másutt pedig csökken a mennyiségük. A légcirkuláció ezen összetevőket forrásuktól nyelő régiókba szállítja, s ezáltal eloszlásukat dinamikussá teszi.

A vízgőz talán a legfontosabb nyomgáz, mivel ő a felelős a légköri homályosság jelentős részéért az infravörös tartományban, továbbá mert gyakori fázisváltozásai felhőképződéshez, valamint az óceánból származó látens hő átviteléhez vezetnek. A vízgőz közepes zonális eloszlását a szélesség és a nyomás függvényében a 2.5. *ábra* mutatja. A légkör vízgőztartalma csaknem kizárólag a troposzférára korlátozódik. Térfogati aránya/tömegaránya a magassággal fokozatosan csökken. Maximumát az Egyenlítő közelében éri el (kb. $20 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$), míg a tropopauzában csupán néhány ppm értéket mutat. Tömegaránya a földrajzi szélesség szerint is csökken. A 60° szélességek tájékán értéke kisebb mint $5 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$. A vízgőz ezen jellemzői rávilágítanak arra, hogy jelentős forrása a meleg trópusi óceánok felszíne, továbbá arra, hogy eloszlását a légáramlások számottevően módosítják. Mivel a légkör sűrűsége a magassággal exponenciálisan csökken, a vízgőz a Föld felszínének a közelében koncentrálódik - még karakterisztikusabban, mint ahogy azt a 2.5. *ábra* mutatja. A közepes globális vízgőztartalom zöme a légkör alsó 2 km-es rétegére korlátozódik. Míg a 2.5. *ábra* alapján a vízgőz közepes szélesség menti eloszlása meglehetősen egyenletes, addig az egyes napokon történő eloszlása erősen változékony. A légköri mozgások a vízgőzt a néhány órától az egy napig terjedő időskálán kialakuló konvektív cellák és nagy skálájú jelenségek komplex rendszerébe helyezik át.

A vízgőzhez hasonlóan az ózon is sugárzási szempontból aktív nyomgáz. A sugárzásban játszott szerepén túlmenően az ózonnak meghatározó a biológiai jelentősége azáltal, hogy felfogja a káros ultraibolya sugárzást. Az ózon térfogati arányát, mint a szélességnek és a nyomásnak a függvényét a 2.6. *ábra* mutatja. Míg a vízgőz főként a troposzférára korlátozódik, az ózon a sztratoszférában koncentrálódik. Az ózon térfogati aránya ugrásszerűen megnövekszik a tropopauza fölött, mígnem 30 km közelében ($\sim 10 \text{ mb}$) eléri maximumát, amely kb. 10 ppmv, majd csökkenni kezd a nagyobb magasságokban. Az ózon térfogati arányának maximuma a trópusokon található, ahol az O_3 fotokémiai úton képződik. Mint ahogy a vízgőzre is érvényes, az ózon abszolút koncentrációja függ a levegő sűrűségétől. A légkör ózontartalmának legnagyobb része gyakorlatilag a 10-20 km-es magasságok között található.

Az általános cirkuláció jelentős szerepet játszik az ózon közepes eloszlásában is, s a pillanatnyi eloszlás dinamikus és összetettebb, mint azt a 2.6. *ábra* alapján feltételezhetnénk. Az ózon vertikális eloszlása a következő egyenlettel írható le:

$$\Sigma_{\text{O}_3} = \int_0^{\infty} \rho_{\text{O}_3} dz . \quad (2.9.)$$

Ugyancsak ismert, hogy a teljes ózontartalmat, azaz Σ_{O_3} -t Dobson-egységekben fejezzük ki. 100 Dobson 1 mm vastag ózonrétegnek felel meg, ha a globális átlaghőmérsékleten a tengerszinti levegő nyomására összepréselnénk a légkör teljes ózonkészletét. A teljes ózontartalom (Σ_{O_3}) eloszlását az Északi félgömb fölött egy adott napon a 2.7a. *ábra* **4(a) ábra** mutatja. A 300 Dobson körüli értékek az átlagosak, azonban Σ_{O_3} a félgömbön ettől az értéktől - a trópusokon megfigyelhető 225 Dobsonról egészen a 600 Dobsonot meghaladó arktikus régióig - jelentős eltéréseket mutat. Jóllehet a sztratoszférikus ózon legnagyobb része az Egyenlítő közelében termelődik, a számottevő ózonkoncentrációk a magas szélességeken találhatók. A cirkulációs anomáliák a teljes ózonmennyiség 100 %-os változását is előidézhetik lokálisan, egynapos időskálán. A Déli félgömb fölött hasonló sajátosságok tapasztalhatók (2.7b. *ábra* **4.b. ábra**), kivéve az Antarktisz fölötti ózonlyukat, ahol Σ_{O_3} mennyisége drámai módon lecsökken minden évben, az ausztráliai tavasz idején.

Számos egyéb nyomgáz is résztvesz a légkör kémiai és sugárzási folyamataiban. Ezek közé tartozik a szén-dioxid (CO_2), a metán (CH_4), a nitrogén-oxidok (N_2O), a halogénezett szénhidrogének, mint pl. a klórfluorkarbon vegyületek (CFC-k): CFCl_3 (CFC-11) és a CF_2Cl_2 (CFC-12). E gázok mindegyike a Föld felszínén termelődik és hosszú az élettartamuk a troposzférában. Emiatt jól elkeverednek, csaknem homogének a troposzférában. Ami az antropogén forrásokat illeti, koncentrációjuk az idővel fokozatosan növekszik. A szén-dioxid természetes úton keletkezik. Mégis, az ipari korszak hajnalától tekintett fokozatos növekedését az emberi tevékenységnek tulajdonítják, s ez a globális fölmelegedéssel kapcsolatos aggodalmakat vált ki a szén-dioxidnak a globális energiamérlegben játszott szerepe miatt. A metán, a nitrogén-oxidok és a CFC-k ugyancsak sugárzási szempontból aktív gázok. Az utóbbinak csupán antropogén forrásai vannak, s komoly kockázatot jelentenek a sztratoszférikus ózon számára. Kémiai stabilitásuk és az a tény, hogy vízben nem oldódnak, igen nehezíti a CFC-k szokásos úton történő eltávolítását a troposzférából. Ennélfogva légköri tartózkodási idejük igen hosszú, ami lehetővé teszi számukra, hogy a légáramlások a sztratoszférába szállítsák őket. Ott az ultraibolya sugárzás hatására fotodisszociáción mennek keresztül. Az ily módon képződött szabad klórgyökök a felelősek az Antarktiszi fölötti ózonlyuk kialakulásáért, ami a 2.7b. ábrán **4.b. ábrán** egyértelműen kimutatható.

Az aeroszolok további légköri összetevők, melyek lényeges szerepet játszanak az éghajlat alakításában. A légkörben található parányi cseppfolyós és szilárd részecskék alapvetőek az atmoszféra viselkedése szempontjából, mivel azok elősegítik a felhő- és csapadékképződést. Az aeroszol részecskék kondenzációs magokként szolgálnak a vízcseppek és a jégkristályok számára, melyek az előbbiektől nélkülözhetetlenek. E részecskék természetes úton, a felszínen keletkeznek és kerülnek a légkörbe (pl. por, tengeri só, vulkáni működés), továbbá antropogén eredetűek (égéstermékek, ipari folyamatok származékai). Mivel sugárzási szempontból aktívak, az aeroszolok szerepelnek a Föld energiamérlegében, amelyben hatásuk valószínűleg megegyezik a szén-dioxidéval. Az aeroszolok jelentős szerepet játszanak továbbá számos kémiai folyamatban is.

2.1.2d. A felhőzet

Számos okból adódóan a felhőzet az éghajlat egyik kritikus elemének tekinthető. Bármely időpillanatban Földünk kb. felét felhő borítja. A felhőtér a légcirkulációval való kapcsolata miatt rendkívül dinamikus. A felhők - sugárzási tulajdonságaik miatt a Föld energiamérlegének lényeges komponensei, amelyben szerepük egy nagyságrenddel nagyobb, mint a szén-dioxidé. A sekély réteges felhők, mint pl. a tengeri sztratuszok különösen fontosak, mivel ők a Föld jelentős részét borítják.

A sugárzási folyamatokban mutatott jelentőségén túl a konvekció lényeges szerepet játszik a légkör dinamikájában és az óceánokkal való kölcsönhatásában. A trópusok fejlett konvekciói hatalmas mennyiségű látens hőt szabadítanak föl, mely a környező levegőbe kerül, amikor a vízgőz kondenzálódik és csapadék formájában visszahull a felszínre. A látens hő, mely az óceánokkal történő hőcseréből származik, a légkör energiájának egyik jelentős forrása. Emiatt a vastag kumulusz felhőket úgy tekinthetjük, mint a légkör fűtésének a "megbízottjait". A trópusok legátfogóbb és legfejlettebb konvekciós rendszere a trópuson belüli konvergencia zóna, angol nevén "*Inter Tropical Convergence Zone*" (ITCZ), mely lényeges szerepet játszik az általános cirkuláció dinamikájában, valamint a légkör és az óceán közötti hő- és nedvességcserékben.

A maritim régiók fölött az ITCZ egy az Egyenlítővel párhuzamosan húzódó keskeny sávként tűnik föl, mely a két félgömből származó felszíni levegő konvergenciájára utal. A trópusi szárazföldek fölött kiterjedt a felhőfedettség. Ennek oka a felszíni melegítés kiegészítő hatása, amely erősíti a konvekció napi menetét. Az ITCZ-vel összekapcsolódó konvektív

aktivitás a Nap évi járása szerint az év során északra és délre vándorol, magába foglalva a Délkelet-Ázsia és Ausztrália fölötti monszunokat a napfordulók idején.

A felhők szerepe a kémiai folyamatokban is jelentős. A kondenzáció és csapadékképződés teszi lehetővé számos kémiai összetevő kimosódását a légkörből. Azok a gáznemű szennyezőanyagok, melyek vízben oldódnak, a felhőcseppekben elnyelődnek, s eltávoznak a légkörből, amikor a cseppek csapadék formájában a felszínre hullanak. A csapadék kisöpri a levegőből azokat az aeroszol részecskéket is, melyek kondenzációs magokként funkcionálnak a felhőcseppekben.

2.1.3. A Föld és a légkör sugárzási energiámérlege

Bolygónk a Naprendszer részeként jött létre mintegy 4,5 milliárd évvel ezelőtt. A Föld-légkör rendszer "környezete" tehát a Naprendszer. Az ember földi környezetének része pedig az éghajlat, melyet célszerűen szabályozni nem tudunk, noha akaratlanul módosíthatjuk. Éppen ezért kell megismernünk a földi éghajlatot szabályozó mechanizmusokat, hogy a természetes, vagy az ember okozta éghajlatváltozásokra felkészülhessünk. Az éghajlat módosulása nem egyformán érinti a Föld élőlényeit - egyeseket kisebb, másokat nagyobb mértékű alkalmazkodásra késztet. Tény, hogy a gazdagabb országokban az alkalmazkodáshoz szükséges tudás és tőke jobban rendelkezésre áll, mint a szegényebbekben. Az azonban mindenkinek fontos, hogy a lehető legjobban felkészüljön az esetleges változásokra.

A Földön már 3,5 milliárd évvel ezelőtt megjelentek a mai élet csírái. Ez idő alatt a földi éghajlat egyszer sem vált az élet számára elviselhetetlenné. Az éghajlatnak ez a hosszú időn át tartó, kozmikus mértékkel mérve meglehetősen változatlansága *Lovelock* szerint annak köszönhető, hogy az élőlények folyamatosan visszahatnak az "élettelen" földi folyamatokra úgy, hogy ezzel igyekezzenek a maguk számára kedvező körülményeket fenntartani. Természetesen ez az élőlények fajai és egyedei részéről nem tudatos beavatkozás, hanem alkalmazkodás. Mégis, ily módon az egész bolygó "tudatos élőlényhez" hasonlóan viselkedik. Ez az elgondolás új tartalommal tölti meg az ókori görögök által "*Gaiá*"-ról, a Föld istenasszonyáról vallott elképzelését.

2.1.3.1. A Föld energia-egyensúlya

A 19. század elején, amikor a termodinamika fogalmait és tételeit alkalmazni kezdték a Földre, az éghajlatot állandónak tartották. Az ókori leírások szerint a 19. századihoz hasonló természetes és termesztett növények nőttek, tehát az akkori ismeretek az éghajlat állandóságát mutatták. A szélsőséges időjárási eseményeket és éveket zavarának, véletlen kilengésnek tekintették. Úgy tűnt, a kilengések hamar lecsillapodnak, és visszaáll a szokásos állapot. Ha a Föld éves középhőmérséklete állandó, akkor - a 19. század elején már jól fejlődő termodinamika szerint - évről évre a Földön energia nem halmozódik és onnan nem is távozik. Mivel ismert volt, hogy a napsugárzásból állandóan energia érkezik a Földre, tudták, hogy ugyanilyen mennyiségű energiának távoznia is kell. A távozó energia a hőmérséklettől függ, az viszont éves átlagban állandó, tehát a bejövő energia is állandó. Ha a Földre érkező napsugárzási energia éves mennyisége nem változik egyik évről a másikra, akkor feltételezhető, hogy nem változik egyik pillanatról a másikra sem. (Ugyanis, ha volna a Nap kisugárzásában időbeli változás, akkor sincs okunk feltételezni, hogy annak periódusa kapcsolódna a Föld éves keringési idejéhez.) E szemlélet jegyében alakult ki a múlt század elején a napállandó fogalma. A napállandó az a számérték, mely megadja, hogy közepes Nap-Föld távolság esetén, a légkör külső határán, a napsugárzásra merőleges 1 m^2 felületen 1 másodperc alatt mennyi napsugárzási energia halad át. A napállandó mérések 1827-ben kezdődtek. A múlt század végéig kapott eredmények eléggé eltértek egymástól, mert sem a mérőműszerek nem voltak elég megbízhatóak, sem a felszínen végzett méréseknek a légkör

külső határára való átszámításához nem voltak megfelelő eljárások. Századunkban már megbízhatóbb műszerekkel mértek, így a fő hibaforrás a légkör hatásának kiküszöbölése volt mindaddig, amíg a műszerek nem kerültek rakétákra vagy műholdakra. Természetesen az elmúlt évtizedekben a méréstechnika is fejlődött, így ma már a műholdas mérések 0,3 %-nál kisebb abszolút hibával szolgáltatják a napállandót. (Az abszolút hiba azt jelenti, hogy ha lesz a jelenleginél jóval megbízhatóbb műszer, akkor a vele végzett mérés eredménye sem fog eltérni a jelenlegi eredménytől 0,3 %-nál nagyobb mértékben.) Az egyedi mérések ismételhetsége tovább javítja az időbeli átlagok becslését, így 0,01 mértékű időbeli változások ezekkel a műszerekkel kimutathatók.

1960 és 1979 között űreszközökről szórványosan végeztek napállandó méréseket. 1979 óta a teljes hullámhossztartományban és az elektromágneses spektrum különböző hullámhossztartományaiban folyamatosak a napállandó mérések. 9 műhold és több űrrepülőgép vitt, illetve visz ilyen műszereket. A csaknem két évtizedes mérési sorozat azt mutatja, hogy mind a teljes, mind a spektrális napállandó értékeknek vannak hullámzásai. Az időbeli változások néhány perctől a 11 évnnyi napfoltciklusig tartanak. Mértékük a teljes napállandóban néhány tized százalék, a spektrum egyes keskeny tartományaiban 10 % nagyságrendű is lehet.

Ez a két évtizedes mérési sorozat nem teszi lehetővé, hogy a több évtizedes vagy hosszabb változásokra következtessünk. A napfizikai elmélet szerint a Nap olyan csillag, amelynek kisugárzása időben igen lassan nő. Az élet földi tartama alatt a növekedés mintegy 30 %-ot ért el. Az elmélet szerint a növekedés hasonló ütemben folytatódik a következő 4 milliárd évben, amelynek végére a Nap "kimerül".

A 2.8. ábrán **„1.. . ábrán** műholdról mért napállandó értékek idősora látható. Az ábra is alátámasztja, hogy a jellemző napállandó érték

$$I_0 = 1368 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2} . \quad (2.10.)$$

A Nap sugárzása csaknem teljesen párhuzamos nyalábként éri a Földet. A közelítően gömb alakú Föld a párhuzamos sugárnyalábból a keresztmetszetének területével arányos mennyiségű energiát ($I_0 \cdot R^2 \cdot \pi$) "vesz ki". Ez oszlik el az egész Föld felületén, amely $4 \cdot R^2 \cdot \pi$ (R a Föld sugara). Tehát a keresett átlagos besugárzás: $I = 1368/4 = 342 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$.

A Nap felől érkezik még a Napszél, azaz részecskeáram, amely ugyancsak szállít energiát a Földre. Ennek mértéke azonban elhanyagolható az imént kapott átlagérték mellett. Érdekes, hogy statisztikai vizsgálatok szerint a naptevékenységből származó részecskeáram ingadozásainak lehet hatása bizonyos időjárási változásokra, azonban ennek mechanizmusa még nem ismert és szinte biztos, hogy nem a napszél energiájának ingadozása hozza létre a változást.

A Nap által kisugárzott energiának csak a töredékét veszi fel a Föld és a többi bolygó, döntő többsége eltávozik a Naprendszerből. Ennek alapján nyilvánvaló, hogy más csillagok sugárzásából is jut a Földre. Az így kapott energia azonban oly csekély, hogy 3-5 K hőmérsékletű fekete test sugárzásának felel meg, amely elhanyagolható a Napból érkező energia mellett. (A Világegyetem megismerésére viszont csak ezen elektromágneses sugárzás áll rendelkezésünkre. Tehát ha energetikailag nem is jelentős ez a sugárzás, információtartalma más szempontból felbecsülhetetlen értékű.)

A műholdas méréseket megelőző számítások a Föld-légkör rendszer által a bolygóközi térbe visszavert energia mértékét a beérkező napsugárzás 36-40 %-ára becsülték. Azonban már a korai, néhány hétig tartó műholdas mérések azt mutatták, hogy a visszavert részarány (vagyis a Föld albedója) ennél kisebb. Az 1979 óta tartó folyamatos műholdas mérések

eredményei szerint a Föld éves átlagos albedója 30 %, ami évről évre mindössze néhány tized százaléknnyit ingadozik. Eszerint a jellemző visszavert napsugárzás értéke

$$0,3 \cdot 342 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2} = 103 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}, \quad (2.11.)$$

tehát a rendszerben maradó rész $239 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$.

Az egyensúly követelményeinek megfelelően a rendszerben maradó napsugárzási energiának valamilyen formában el kell távoznia onnan. A légkörből bizonyos mennyiségű könnyű molekula folyamatosan "megszökik", ami energiavesztést jelent, de ez elhanyagolható a napsugárzásból elnyelt energia mellett. Mivel más lehetséges útja nincs, ezért az energia hőmérsékleti sugárzás formájában távozik a rendszerből.

Ha feltételezzük, hogy a Föld-légkör rendszer kisugárzása feketetest-sugárzás, akkor a $239 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ -t a Stefan-Boltzman törvény szerint -18°C -on veszíti el bolygónk. Ez azt jelenti, hogy a világűrben nézve a Földet, az -18°C -osnak mutatkozik. A meteorológiai mesterséges holdak mérik a kisugárzást is. A különböző megfigyelések éves átlaga 1979 óta $235 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ körül ingadozik néhány százaléknnyit.

A mérések szerint tehát a Föld nincs teljes energia-egyensúlyban. A sugárzási egyenleg pozitív, értéke a mérések két évtizedes időszakában $4\text{-}5 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$. A várt egyensúly és a mért pozitív energiamérleg eltérése igen hosszasan elemezhető. A legvalószínűbb az, hogy mind az albedóméréseknek, mind a kisugárzás méréseknek van valamekkora rendszeres hibája. A napállandó mérésének $0,3 \%$ -nál kisebb hibájától eltérően a Földről eltávozó sugárzás mérésének hibája több százaléknnyi, amiben lehet rendszeres hiba is. Pontosabban akkor mondhatunk majd, ha az előzőektől teljesen független műszerekkel és feldolgozási módszerekkel újabb eredményeket kapunk.

2.1.3.2. A légkör üvegházhatása

Láttuk, hogy a Föld akkor van sugárzási egyensúlyban, ha hőmérséklete -18°C . Ez a légkörben $5\text{-}6 \text{ km}$ magasságban mérhető érték. A felszín átlagos hőmérséklete $+15^\circ\text{C}$, tehát 33°C -al melegebb az egyensúlyi hőmérsékletnél. A felszíni és az egyensúlyi hőmérséklet eltérése a légkör üvegházhatásának eredményeként jön létre. Ez mutatja azt a lényeges szerepet, amelyet a légkör játszik a felszín és a kozmikus térség kapcsolatában. Abban, hogy ez a hatás pontosan 33°C -ot tesz ki, szerepe van a napsugárzás erősségének és spektrális összetételének, a légkör összes jellemzőjének, valamint a felszín éghajlatot befolyásoló tulajdonságainak is. Kiszámításához tehát a földi éghajlat teljes modellezésére van szükség. A legalapvetőbb szerepet azonban a légkör tömegének kis részét kitevő gázok, az ún. üvegházgázok (szén-dioxid, metán, stb.) játsszák.

Néha úgy magyarázzák az üvegházhatást, hogy a légkör nélküli felszínen -18°C lenne a hőmérséklet. A fenti gondolatmenet során láttuk, hogy ez az érték a Föld keringési pályáján lévő, gömb alakú és 30% albedójú test egyensúlyi hőmérséklete. Ha egy gondolat kísérletben eltávolítanánk a Föld légkörét, akkor meg kellene mondanunk, hogy mennyi lenne az "új" bolygó albedója. A jelenlegi felszín átlagos albedója 10% körüli. Képzeltetben megtehetjük, hogy ezt az értéket megtartjuk, ekkor viszont 0°C lenne az egyensúlyi hőmérséklet. Nem valószínű, hogy bárki meg tudná mondani, hogy a légkör nélküli, "halott" Földnek mennyi lenne az albedója, tehát igazából az sem, hogy mennyi lenne az egyensúlyi hőmérséklete.

2.1.3.3. A légkörben és a felszínen elnyelt napsugárzás

Láttuk, hogy a Föld-légkör rendszer a ráeső napsugárzás 30 %-át visszaveri a világűrbe, tehát 70 % nyelődik el a légkörben és a felszínen. Vajon ez a 70 % hogyan oszlik meg a légkör és a felszín között? A kérdés annak ellenére lényeges, hogy tudjuk, végső soron minden elnyelt napsugárzási energia eltávozik a rendszerből, de a rendszerbeli folyamatok alakulása szempontjából egyáltalán nem mindegy, hogy a napsugárzásból kapott energia hogyan oszlik el a rendszeren belül.

Tiszta légkört és desztillált víz cseppjeiből álló felhőzetet feltételező számítások szerint a légkörben kerekén 20, a felszínen 50 %-nyi napsugárzás nyelődik el. (A légkör aeroszol tartalmát is figyelembe vevő újabb számítások szerint az arány inkább 25:45.) Egyes műholdas és felszíni sugármérések ennél is nagyobb légköri arányra utalnak, a légkör 28-30 %-ot is elnyelhet a rendszerbe jutó 70 %-ból. Jelenleg pontosabb számot nem adhatunk, de a kutatások folynak (hazánkban is) azért, hogy a légköri elnyelés pontosabb arányát meghatározhassuk.

2.1.3.4. A napsugárzás és az emberiség energiaigénye

A napsugárzás nemcsak az élettelen természet folyamatainak energiaforrása, hanem a földi életé is. Az emberi táplálék energiatartalma is a napsugárzásból ered, mint ahogy a tevékenységünkhöz felhasznált legtöbb energiahordozó (szén, kőolaj, földgáz, fa) is. Egyedüli kivételt a nukleáris eredetű energia jelenti. A napsugárzás energiájának egy részét a növények kötik meg, miközben a légkörből szén-dioxidot vonnak ki. Mivel az északi félgömbön több növény van, mint a délin, ezért az északi félteke nyarán a földi légkör szén-dioxid készlete mintegy 2 %-kal csökken, a déli félteke nyarán közel 3 %-kal nő. A szén-dioxid száz év óta tapasztalt légköri felhalmozódását megakadályozhatnánk, ha évente csak annyi szenet égetnénk el, amennyit a növényzet és az óceáni mészkőképződés képes megkötni. Mennyi energiát jelentene ez az emberiség igényeihez képest? A felszín minden négyzetméterén a légkör felső határára érkező napsugárzásnak legalább 40 %-a nyelődik el, azaz nem kevesebb, mint $137 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$. Ezt az értéket megszorozva a Föld felszínével ($5 \cdot 10^{14} \text{ m}^2$), megkapjuk a teljes felszín által elnyelt napsugárzási teljesítményt. A felszínnek csak egyötödét számítsuk növényvel borítottnak és tételezzük fel, hogy a növények a rájuk jutó napsugárzásból 1 %-ot kötnek meg. Ez nagyjából 5 %-os hatásokkal hasznosul elégetéskor. Ezeket figyelembe véve, a növényzet $7 \cdot 10^{12} \text{ W}$ átlagos teljesítményt kínál hasznosulásra az emberiségnek. A technikailag fejlett országokban az egy főre jutó évi átlagos teljesítményfelhasználás megközelíti a 10 kW értéket. Ha ezen a magas szinten szeretnénk ellátni az emberiség minden egyedét, akkor a fenti gondolatmenet alapján 700 millió ember élhetne a Földön úgy, hogy energiaéhsége kielégítésével nem szennyezné a Földet, nem használna más energiaforrást. (Az emberiség jelenlegi lélekszáma 5,7 milliárd fő, s a népességtudomány szerint a lélekszám növekedése csak 10 milliárd fő körül fog megállni.)

2.1.3.5. A sugárzási energiamérleg földrajzi szélességek szerinti eloszlása

Az eddigiek során az egész Földre jellemző éves átlagokról ejtettünk szót. A földgömbi átlagok természetesen nem adnak számot a Föld különböző helyein érvényes viszonyokról. E fejezetben a Föld-légkör rendszer sugárzási energiamérlegének földrajzi szélességek szerinti eloszlását vázoljuk. A 2.9. ábra a különböző földrajzi szélességek évi átlagos jellemző értékeit mutatja.

Tudjuk, hogy az Egyenlítői vidékekre egész évben közel merőlegesen érkeznek a napsugarak, így itt nagy a sugárzási energiabevétel. A sarkvidékeken lapos a napsugarak beesési szöge, itt az évi átlagos besugárzás jóval kisebb. A számértékeket a 2.9. ábra legfelső görbájéről olvashatjuk le. Felülről a második görbe a hőmérsékleti kisugárzás eloszlásáról ad

számot. Az Egyenlítőtől a sarkokig kisebb a változás, mint a besugárzás esetében. Ez jelzi, hogy a hőmérséklet eloszlása kiegyenlítettebb a Földön, mint a besugárzásé. A görbe egyik érdekessége az Egyenlítő körüli kis mértékű, de jól megmutatkozó csökkenés. Az Egyenlítői vidéket rendszeresen borító vastag felhőzet tetejének kisugárzása alacsonyabb, mint az Egyenlítői övezet két oldalán elhelyezkedő nagy sivatagok zónájának kisugárzása. A forró sivatagok nagyobb hőmérsékleti kisugárzását a felhőtlen légkör kevésbé befolyásolja, ezért itt a legnagyobb a Föld energiavesztesége. A görbe másik érdekessége a két sarkvidéki érték egymástól való eltérése. Az Antarktiszt magasabb, ezért hidegebb, mint az Arktiszt, így kisugárzása alacsonyabb.

A harmadik görbe a visszavert napsugárzást mutatja. Ezen is felismerhető az Egyenlítői vastag felhőzet hatása, valamint a két sarkvidék közötti különbség. Legérdekesebb sajátossága azonban az, hogy alig mutat függést a földrajzi szélességtől. Ez arra utal, hogy az albedó szélesség szerinti eloszlása ellentétes a beérkező napsugárzás eloszlásával, azaz az Egyenlítői vidékeken a napsugárzásnak jóval nagyobb hányada nyelődik el, mint a sarkvidékeken.

A legalsó görbe mutatja a sugárzási energiamérleg, vagyis a sugárzási egyenleg eloszlását. A 40 foknál alacsonyabb szélességek övében energiabevétel mutatkozik. Az ennél magasabb szélességeket jelentő két gömbfüvegen energiaveszteséget látunk. Ha figyelembe vesszük, hogy egy 10 fok szélességű zóna területe az Egyenlítőn sokszorosa a 70 fok környékén lévő ugyanilyen szélességű zónának, akkor ennek a görbének a teljes Földre számított átlaga kiadja (a korábban vázolt néhány $W \cdot m^{-2}$ hibával) a 0 értéket. A görbe pontjai mutatják, hogy a Föld-légkör rendszer a környezetével folytatott sugárzási energiacsere révén hol mennyi energiát nyer vagy veszít. Az energiát nyerő területről a légkör és az óceánok áramlásai energiát szállítanak a veszteséges területekre, így tartva fenn az egyensúlyt. Ezért nem melegszik fel túlzottan az Egyenlítői vidék és nem hűlnek le a sarkvidékek. Mivel a sugárzási "fűtés" illetve "hűtés" folyamatos, ezért az áramlások állandóak. (Nem érintjük: az évszakok ugyan némiképp módosítják ezt a képet, de a lényegen nem változtatnak.)

2.1.3.6. A sugárzási egyenleg földgömbi eloszlása

A légkör felső határán mért sugárzási egyenleg éves átlagainak az egész Földön való eloszlását a 2.10. ábrán mutatjuk be. Az ábrán jellegzetes a földrajzi szélesség szerinti elrendeződés. Figyelemre méltó, hogy a szárazföldek fölött az egyenleg rendszerint kisebb, mint az ugyanolyan szélességen lévő óceánok fölött. Különösen erősen mutatkozik meg ez a jelenség a Szahara esetében. Ez a nagy kiterjedésű sivatag különleges helyet foglal el a Földnek a kozmikus környezettel folytatott energiacserejében.

Az ábra azt is jelzi, hogy a sugárzási fűtés és hűtés által hajtott légköri és óceáni áramlásoknak nemcsak az Egyenlítőtől a sarkvidékek felé történő energiaszállítást kell biztosítaniuk. Az azonos földrajzi szélességeken is vannak különbségek, amelyeket szintén ezeknek az áramlásoknak kell kiegyenlíteniük. Ha nem évi átlagos, hanem rövidebb időszakokra vonatkozó eloszlást néznénk, akkor a zonális szerkezettől való eltérés erősebb lenne, azaz újabb különbségek mutatkoznának (pl. a felhős és derült területek között).

2.1.3.7. A Föld-légkör rendszer hőháztartása

A meteorológiai mesterséges holdak legújabb mérései alapján levezethető a Föld-légkör rendszer átlagos évi hőháztartása. Ha a légkör külső határára a rövidhullámú napsugárzással érkező energiát 100 egységnek tekintjük, ebből az energiamennyiségből 70 egység a Föld-légkör rendszerben elnyelődik, a maradék 30 egység visszaverődik a világűrbe. Ennélfogva a Föld-légkör rendszer ún. *planetáris albedója* 30 %.

A felszín a közvetlen napsugárzásból 45 egységhez jut, s további 88 egységet nyel el a légkör által kibocsátott hosszúhullámú sugárzásból. A földfelszín - az átlagos 288 K hőmérsékletén - hosszúhullámú sugárzás formájában 104 egységnyi energiát bocsát ki. Ezek a sugárzási összetevők együttesen a felszín 29 egységnyi tiszta fűtését eredményezik. A hőháztartás egyensúlya érdekében a felszínről szenzibilis (érzékelhető) és latens (rejtett) hő szállítódik a légkörbe.

A légkör energiamérlegének is egyensúlyban kell lennie. A légkör a rövidhullámú napsugárzásból 25 egységet elnyel. További 100 egységnyi energiához jut a felszín által kibocsátott 104 egységből. A légkör által kisugárzott teljes 154 egységből 66 kerül a világűrbe, s 88 egység jut a felszínre. Ezek a sugárzási komponensek együttesen a légkör 29 egységnyi tiszta hűtését eredményezik, melyet a felszínről érkező, s pontosan ekkora számértékű szenzibilis és latens hő egyenlít ki.

A fent említett közepes globális energiamérleg csupán a vertikális energiaátvitelre vonatkozik. A rövidhullámú sugárzáselnyelést, valamint a hosszúhullámú sugárzás-kibocsátást jellemző eltérő optikai tulajdonságok a Föld eltérő fölmelegítéséhez vezetnek. Amint a 2.11. ábra (3.7. ábra) is mutatja, az alacsony szélességek pozitív energiamérleggel (fűtés), a közepes és magas szélességek pedig negatív energiamérleggel (hűtés) rendelkeznek. Az energiaegyensúly megőrzése érdekében energia szállítódik az alacsony szélességekről a magas szélességek felé. Ennek az energiaátvitelnek a 60 %-át a légkör általános cirkulációja valósítja meg.

2.1.4. Az általános cirkuláció

A légkör cirkulációjának alapvető mozgatója a Nap sugárzása. A sugárzási fűtés kitágítja a légoszlopot az alacsony szélességeken és fölemeli a tömegközéppontot, ugyanakkor a sugárzási hűtés összenyomja a légoszlopot a magas szélességeken és csökkenti a tömegközéppont magasságát. A tömeg egyenetlen eloszlása a nyomás egyenetlenségeihez, utóbbi pedig a levegő meridionális kiáramlásához vezet, erősödő mozgásokkal az alacsony, gyengülőkkel pedig a közepes és magas szélességeken.

A meridionális cirkuláció iménti egyszerű sémáját a Föld forgása alapvetően módosítja. A nagy skálájú cirkulációkban áramló levegő csaknem párhuzamosan halad az izobárokkal. A 2.12b. ábrán 3.8 (b) ábrán bemutatott cirkuláció is hasonló képet mutat a közepes és magas szélességeken, csupán egy csekély meridionális komponenssel rendelkezik, mely a hőt szállítja az Egyenlítőről a pólusok felé. Emiatt a 2.12a. ábrán 3.8 (a) ábrán látható cirkuláció aszimmetriái - melyek meridionálisan eltérítik a légáramlást - alapvető szerepet játszanak az alacsony és magas szélességek közötti energiaátvitelben. A közepes és magas szélességeken végbemenő hőátvitelek zöme a szinoptikus időjárási rendszerekhez kötődik. A 2.12a. ábrán 3.8(a) ábrán látható alacsony nyomású képződmények frontális felhőrendszerekkel (2.13. ábra) (7(a) ábra) meridionális irányú hőszállítást végeznek azáltal, hogy kicserélik a trópusi és a poláris régiók levegőjét.

Az alacsony szélességeken a Föld forgása kisebb hatást gyakorol a légáramlásokra. Itt a mozgási energia a "termikusan közvetlen cirkulációkhoz" kapcsolódik, melyeket a légköri fűtés földrajzi régiók szerinti eltérései kényszerítenek ki. Az ITCZ-n belül történő látens hő-kibocsátás meridionális föláramláshoz vezet, melyet "Hadley-cirkuláció" néven ismerünk, s melyben a levegő az Egyenlítő közelében föláramlik és a szubtrópusi szélességeken leereszkedik. Az ereszkedő levegő a Hadley-cirkuláció leszálló ágában felhőoszlató hatású, s ő a felelős a szubtrópusokon igen gyakori sivatagok kialakulásáért és fennmaradásáért. A szárazföldek és óceánok egyenetlen eloszlása zonális aszimmetriát idéz elő a fűtésben, mely a "Walker-cirkuláció" néven ismert kelet-nyugati légáramlási rendszer kialakulásához vezet, melyben a levegő a fűtés hosszúsági köreinél fölemelkedik, s egyéb hosszúságokon

leereszkedik. A látens hő Indonézia fölötti koncentrálódása ráerősít a Pacifikus *Walker-cirkulációra* (2.14. ábra) **(3.9. ábra)**, amely a keleties passzát szeleket táplálja a csendes-óceáni térség felszínközeli régióiban.

A látens hő kibocsátás egyike azon számos mechanizmusnak, melyek az általános cirkuláció aszimmetriáihoz vezetnek. A földfelszín orográfiai tulajdonságai szintén megzavarhatják a zonális áramlást. A hegységrendszerek és hegyvonulatok, mint pl. a Himalája, az Alpok és a Sziklás-hegység vertikálisan helyezik át a légtömegeket. A légkör mozgásai "planetáris hullámok" formájában terjednek tovább. Globális léptékben ezek a háborgások nyilvánvalóak pl. a "jet stream" hullámzásaiban (2.12a. ábra) **(3.8a ábra)**. Mivel ezeket állandó kényszerítő mechanizmusok gerjesztik, a planetáris hullámoknak egy nagy kvázistacionárius komponensük van, mely még a 2.12b. ábrán **3.8b ábrán** látható, idő szerint átlagolt cirkulációban is megtalálható. Planetáris hullámokat idéz elő a nem állandó látens melegítés, pl. az ITCZ-ben. A fenti mechanizmusok bármelyike által keltett nagy skálájú háborgások horizontálisan és vertikálisan is tovaterjednek.

A troposzféra cirkulációját módosító szinoptikus időjárési rendszerek a sztratoszférából teljességgel hiányoznak. A tropopauza fölött a planetáris skálájú sajátosságok az uralkodók. A 10 mb-os légnyomási szint cirkulációját (2.15a. ábra) **(3.10(a) ábra)** - ugyanazon a napon, mint a 2.12a. ábráé **3.8(a) ábráé** - a poláris éjszakai "jet"-hez kapcsolódó erős pólus körüli nyugatias légáramlás jellemzi csakúgy, mint a 2.15b. ábra **3.10(b) ábra** időben átlagos cirkulációját. Bizonyos napokon a cirkulációt az 1. számú planetáris hullám módosítja, mely a troposzférában fölfelé terjed, s a nyugati cirkulációt messze eltávolítja a pólustól. A félgömb fölötti levegő átrendezésével ezek a háborgások jelentős hatást gyakorolnak a sztratoszférára és annak komponenseire, mint pl. az ózonra.

2.2. Sugárzásátvitel

A légkör termikus szerkezetét és rétegződését jelentős mértékben a sugárzásátvitel idézte elő (2.16. ábra) **(1.2. ábra)**. Az (2.17. ábra) **1.1. ábra** a Napra és a Földre jellemző hőmérsékleti értékekre vonatkozó fekete test elnyelési spektrumát mutatja, továbbá a légköri abszorpciót a hullámhossz függvényében. A nagy hőmérsékletkülönbség a rövid- és hosszuhullámú sugárzás számottevő elkülönüléséhez vezet, némi átfedéssel. A látható hullámhosszakon (0,3-0,7 μm), ahol a rövidhullámú sugárzás koncentrálódik, a légkör gyakorlatilag átlátszó. A közeli infravörösben az oxigén és a vízgőz, míg az ultraibolyában az ózon elnyelési sávjai a napsugárzás spektrumának csupán a végeit gyengítik. A vízgőz, a széndioxid és az ózon általi infravörös abszorpció csaknem átlátszatlaná teszi a légkört a hosszuhullámú sugárzással szemben az 5-100 μm közötti hullámhossztartományban. Számos nyomgáz, mint pl. a metán, a nitrogén-oxidok és a CFC-k sugárzási szempontból szintén aktívak ezeken a hullámhosszakon.

A légkör ezen tulajdonságai a sugárzásátvitel alábbi egyszerű modelljét feltételezik. Az ún. "szürke légkör" a rövidhullámú sugárzásra átlátszó, viszont átlátszatlan a hosszuhullámú sugárzással szemben, s egy olyan "k" specifikus (terület/tömeg dimenziójú) együttthatóval rendelkezik az infravörös tartományban, amely független a hullámhossztól, a hőmérséklettől és a nyomástól. A hosszuhullámú sugárzás terjedését a továbbiakban - hullámhosszra való tekintet nélkül - a szürke légkörben vizsgáljuk.

A sugárzási energia háromdimenziós terjedését az I "sugárzás" vagy "intenzitás" írja le, mely egységnyi területen, a $d\Omega$ térszögnövekedésre (erő/terület-szteradián dimenziók) jutó energiaáram mértékét fejezi ki (2.18. ábra) **(3. 17. ábra)**. Egy adott felületen áthaladó "n" mennyiségű "besugárzást" vagy "sugárzási energiaáramot" +n irányban (erő/terület dimenziók) úgy kapjuk meg, hogy az "n" irányba mutató intenzitás és a térszög szorzatait integráljuk:

$$F_n^+ = \int_{2\pi} I \cdot n \cdot d\Omega^+ \quad (2.12a.)$$

Hasonló definíció érvényes a -n irányba történő F_n^- energiaáramlásra is. Ekkor a felszínen áthaladó tiszta sugárzási áram a következő:

$$F_n = F_n^+ - F_n^- \quad (2.12b.)$$

Ha a (2.12.) egyenletet alkalmazzuk három dimenzióra, akkor az $\mathbf{F} = (F_x, F_y, F_z)$ fluxusvektort kapjuk. Izotróp sugárzás esetén, azaz ha I értéke független az iránytól, a fluxus minden irányban a következő egyenlettel jellemezhető:

$$F = \pi \cdot I. \quad (2.13.)$$

Tekintsünk egy sík parallel légkört, amelyben a tulajdonságok csak vertikálisan változnak. Ekkor a sugárzási energia fölfelé terjedését a sugárzásátviteli egyenlet jellemzi:

$$\cos \Theta \cdot \frac{dI}{d\tau} = I - J \quad (2.14a.)$$

ahol I az intenzitás Θ szög esetén, a dimenzió nélküli mennyiség:

$$\tau = \int_z^\infty \rho \cdot k \cdot dz \quad (2.14b)$$

az "optikai vastagság", melynek értéke 0 a légkör tetején és lefelé növekszik, továbbá:

$$J = \frac{1}{\pi} \cdot B(T) \quad (2.14c.)$$

a fekete test forrásfüggvénye, míg:

$$B(T) = \sigma \cdot T^4. \quad (2.14d.)$$

A (2.14.) egyenlet azt fejezi ki, hogy a $-d\tau$ optikai vastagság növekedési rétegén keresztül történő fluxus növekedés egyenlő a rétegből történő kibocsátás ($J \cdot d\tau$) és a rétegben történő elnyelés ($-I \cdot d\tau$) különbségével.

A sugárzás háromdimenziós leírását a vertikális energiaátvitel egydimenziós jellemzésévé redukálhatjuk azáltal, hogy egy "kétirányú megközelítést" alkalmazunk, mely a vízszintesen izotróp sugárzáson alapszik. Ha a térszög szerint integrálunk a felső és alsó féltérben, a (2.14.) formula az alábbira redukálódik:

$$\frac{dF^\uparrow}{d\tau} = F^\uparrow - B(T) \quad (2.15a.)$$

$$-\frac{dF^\downarrow}{d\tau} = F^\downarrow - B(T) \quad (2.15b.)$$

ahol

$$F^{\uparrow\downarrow} = \int_{2\pi} I \cdot k \cdot d\Omega^{\uparrow\downarrow} \quad (2.16.)$$

jelöli a fölfelé és lefelé tartó fluxusokat, τ -t pedig a (2.14.) egyenlet 1,5-szeres szorzata adja meg.

2.2.1. Sugárzási egyensúly

Tekintsünk egy dz vastagságú réteget, melyet alul és felül izobárfelületek határolnak. A termodinamika első törvénye szerint:

$$c_v \cdot dT + p \cdot dV = dQ \quad (2.17a.)$$

illetve:

$$c_p \cdot dT - v \cdot dp = dQ \quad (2.17b.)$$

Innen $dp = 0$ esetén, egységnyi térfogatot tekintve a következő formulát kapjuk:

$$\rho \cdot c_p \cdot \frac{dT}{dz} = -\nabla \cdot F = -\frac{d}{dz}(F^\uparrow - F^\downarrow) \quad (2.18.)$$

A (2.18.) egyenlet alkalmazható izobárfelületek sorozatára, ahol p -t, mint vertikális koordinátát használjuk. A termikus egyensúly miatt $\frac{dT}{dz} = 0$, így a tiszta vertikális fluxus

$$F = F^\uparrow - F^\downarrow = konst. \quad (2.19.)$$

Bizonyítható, hogy ilyen feltételek mellett azt kapjuk, hogy

$$B(\tau) = \frac{F_0}{2}(\tau + 1), \quad (2.20.)$$

ahol $F_0 = (1 - \alpha) \cdot S_0/4$ az effektív (tényleges) rövidhullámú fluxus a légkör tetején, ahogy ezt a (2.19. ábra) **3.18. ábra** is mutatja $F^\uparrow$ -el és $F^\downarrow$ -el együtt.

A (2.20.) emissziós profil megadja a T_R sugárzási egyensúlyi hőmérsékletet a (2.14.) egyenlet segítségével. Ha a légkör hidrosztatikus, akkor a sűrűség nagyjából exponenciálisan csökken a magassággal, ennél fogva ez igaz a T_R -re is a (2.20.) és a (2.14b) egyenletek szerint. Továbbá a vízgőz és a felhők - melyek az alsó légkörben koncentrálnak - a légkör homályosságának túlnyomó részét okozzák. Ezért a B -nek az optikai vastagsággal való lineáris változása, melyet a sugárzási egyensúly jelez, leegyszerűsödik a hőmérsékletnek a magassággal történő meredek csökkenésévé. Némely felszínközeli régióban a hőmérséklet

gyorsabban csökken a magassággal, mint a nedves adiabatikus hőmérsékleti gradiens. Ily módon a sugárzási egyensúlyi légkör feltételeken instabil a felszínközeli rétegekben.

Ha a légköri mozgásjelenségeket is figyelembe vesszük, spontán konvekció jön létre a rétegekben a sugárzásátvitel miatt fellépő instabilitás kiküszöbölésére. A konvekció és a sugárzásátvitel hatásai két teljesen eltérő tulajdonságú terület kialakulásához vezetnek. Azon a felszínen, amely ezen egyszerű légkör troposzféráját képezi, a termikus szerkezetet a konvektív feláramlások alakítják, melyet a sugárzás általi fűtés és a tömegeloszlás állandó instabilitása gerjeszt. Mivel a konvekció sokkal rövidebb idő alatt játszódik le, mint a sugárzásátvitel, a régió termikus szerkezete közel marad a nedves adiabatikus hőmérsékleti gradienshez és a nedves semleges egyensúlyi állapothoz. A felszíni réteg fölötti régió alkotja a légkör sztratoszféráját. Itt a sugárzási egyensúlyi hőmérséklet gradiense kisebb mint Γ_s , így a sugárzás általi melegítés stabilizálja a tömegeloszlást, a termikus szerkezetet pedig a sugárzási egyensúlyhoz közel tartja. Bár a sűrűség légkör kiszűri az energiaátvitel kiugró jellemzőit, mégis, a tényleges sugárzásátvitelt jelentősen módosítja a szóródás és a hullámhossz-függő elnyelés. Ahogy ezt a 2.3. fejezetben is majd látni fogjuk, ezen folyamatok különösen fontos szerepet játszanak a sugárzás és a felhők közötti kölcsönhatásokban.

2.2.2. A hő disszipációja

A T_R sugárzási egyensúlyi hőmérséklettől való eltéréseket - amelyek pl. a légmozgásokhoz kötődnek - eltompítja a sugárzásátvitel. A termikus disszipáció időegységét úgy becsülhetjük meg, ha a sugárzási egyensúlyi hőmérséklettől való csekély eltérést $[\Delta T(t) = T(t) - T_R]$ tekintünk egy véges rétegen belül. Ezen réteg energiamérlegének vizsgálata a hőmérsékleti eltéréshez tartozó sugárzásgyengülés jellemző időegységéhez vezet:

$$\frac{1}{\tau_R} = \frac{1}{\Delta T} \cdot \frac{d\Delta T}{dt} = \frac{4 \cdot k \cdot \sigma \cdot T_R^3}{c_p} \quad (2.21.)$$

$T_R = T_e = 255 \text{ K}$, $(\rho \cdot k)^{-1} = 5 \text{ km}$ és $\rho = 1,0 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ értékei a $\tau_R = 16$ napos jellemző sugárzásgyengülési időt adják. A sztratoszférában, ahol vízgőz és felhők nincsenek, τ_R értéke csupán 3-5 nap.

2.2.3. Az üvegházhatás

A sugárzási egyensúlyba foglalt termikus szerkezet azt is mutatja, hogyan befolyásolja a légkör a Föld energiamérlegét. A felszíni emissziót a következő formulával jellemezhetjük:

$$B_s = \frac{F_0}{2} (\tau_s + 2), \quad (2.22.)$$

ahol τ_s a légkör optikai vastagsága. Mivel B_s a T_s felszíni hőmérsékletéhez kapcsolódik a (2.14d.) összefüggés szerint, a (2.22.) formula az üvegházhatás egyenlete. Pontosabban, a felszíni hőmérséklet nagyobb, mint a légkör hiányában ($\tau_s = 0$) volna, és az optikai vastagsággal arányosan növekszik.

A légkör optikai vastagsága függ a sugárzási szempontból aktív gázok (pl. vízgőz, szén-dioxid) koncentrációjától. A legtöbb ilyen gáz felszíni folyamatok - pl. az óceánok párolgása és a szerves anyagok oxidációja - révén kerül a légkörbe. Ezen folyamatoknak a felszínhőmérséklettől való függése a (2.22.) egyenlet két oldala közötti visszacsatolás lehetőségét veti föl. Pl. a légköri vízgőz koncentrációja erősen függ T_s -től. A *Clausius-Clapeyron* egyenlet szerint:

$$\frac{d \ln e}{dT} = \frac{L}{R_v \cdot T^2} \quad (2.23.)$$

ahol e a gőznyomás, L a látens hő, R_v a vízgőz fajlagos gázállandója, T pedig a hőmérséklet. A (2.23.) egyenletből adódik, hogy a telítettségi gőznyomás gyorsan nő a hőmérséklettel. A T_s pozitív eltérései növelik a légkör vízgőztartalmát, ami növeli τ_s értékét; ez pedig növeli T_s -et a (2.22.) egyenlet szerint.

Ha csak ez az egyetlen pozitív visszacsatolási mechanizmus működne, a felszínhőmérséklet csekély ingadozásai (pl. az emberi tevékenységekhez és az esetleges vulkáni kitörésekhez kapcsolódó légköri összetétel-változások hatására létrejövő ingadozások) jelentős módosulásokat okoznának a felszínhőmérsékletben. Bár egyéb visszacsatolási formák, így a felhőzettel összefüggőek is beléphetnek a vízgőz-hőmérséklet visszacsatolási mechanizmusba. Pl. a megnövekedett nedvesség növelheti a felhőzetet, ami alacsonyabb T_s értékhez vezet a rövidhullámú sugárzás visszaverése miatt. A felhők szerepe a Föld energiamérlegében jóval összetettebb a planetáris albedó egyszerű növelésénél. Ahogy ezt a következő fejezetben tárgyaljuk is, a felhők a Föld felmelegítésében is szerepet játszanak azáltal, hogy növelik a légkör homályosságát, azaz a hosszuhullámú sugárzással szembeni átlátszatlanságát, s így τ értékét a (2.22.) egyenletben.

2.3. Felhőzet

A felhők kulcsfontosságú szerepet játszanak a Föld sugárzási energiamérlegében, valamint a felszín és a légkör közötti energiaátvitelben. Akkor képződnek, amikor a levegő túltelítetté válik. Ez a jelenség a leggyakrabban akkor következik be, amikor a levegő adiabatikusan hűlve a kondenzációs szintje fölé emelkedik.

A felhőket általában három fő osztályba sorolják:

a. A *sztrátusz* vagy réteges felhők valamely légréteg nagy területre kiterjedő emelkedésével keletkeznek. A rétegfelhők keletkezéséhez kapcsolódó vertikális mozgások $\text{cm} \cdot \text{s}^{-1}$ nagyságrendűek, s ezen felhők jellemző élettartama kb. egy nap.

b. A *kumulusz* felhők olyan helyi eredetű légrétegekből keletkeznek, amelyek az erős besugárzás hatására hirtelen fölemelkednek. Mivel képződésük során a levegő feláramlási sebessége $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ nagyságrendű, jellemző élettartamuk perctől órákig terjed, a kumulusz felhők igen dinamikusak. Lendületesen növekszenek (pl. a felszíni melegítés és a látens hő felszabadulása gerjesztik képződésüket), majd a környező levegővel való keveredés során oszlanak szét.

c. A *cirrusz* felhők áttetszőek és nagy magasságokban (6 km fölött) fordulnak elő, ahol jégreszecskekből állnak össze. A cirruszok ugyanazon mechanizmusok révén keletkeznek, mint a sztrátusz vagy kumulusz felhők. Bár vékonyak, ezen magas szintű felhők olyan sugárzási tulajdonságokkal rendelkeznek, amelyek fontossá teszik szerepüket a Föld energiamérlegében.

A levegőt fölemelkedésre készítheti, ha valamely kiemelkedő felszín kerül áramlásának útjába. Ily módon képződnek az *orografikus* felhők, melyek nem feltétlenül állandó összetételű levegőből állnak. A "*lenticuláris*" vagy "*hullámfelhő*" kialakulása - mely a hegyvonulatok szélárnyékaiban gyakori - a felszín tulajdonságaihoz kötött, míg a kondenzációs szint fölé emelkedő levegő átáramlik a felhőn, ahogy ezt a 2.20. ábra (3.19.) ábra is mutatja. A felhajtóerő növekedése is hasonló sajátosságokat okozhat. Az ilyen hullámfelhők és a rajtuk áthaladó levegő közötti mozgáskülönbségek az egyik oka annak, hogy a felhők miért nem megbízható indikátorai a szélsébségnek.

Nem minden felhő keletkezik a levegő fölemelkedése révén. Az alacsony szintű sztrátusz akkor képződik, amikor a nedves levegő hideg felszínnel érintkezik és a harmatpontja alá hűl. Az ilyen felhők az óceánok fölött gyakoriak.

2.3.1. A felhőképződés

A felhők túltelített levegőben keletkeznek, vagyis akkor, amikor a relatív nedvesség 100 % fölé emelkedik. A felhőcseppek (átmérőjük kisebb, mint 200 μm) kétféle módon jöhetnek létre. A *"homogén magképződés"* a véletlenszerű kondenzációt jelenti, amikor a vízgőzmolekulák ütközve egy olyan kezdetleges cseppecskét hoznak létre, amely elég nagy ahhoz, hogy ép maradjon. Az ilyen cseppecske megmaradását a kondenzáció és a párolgás közötti egyensúly határozza meg. Utóbbit fokozza a kondenzáció során felszabaduló látens hő. Telítetlen környezetben a párolgás hatékonyabb, mint a kondenzáció. Ez nem kedvez a cseppecskék képződésének. Túltelített környezetben ugyanez igaz a kis cseppecskékre. Egy bizonyos sugárméreten túl a kondenzáció hatékonyabbá válik a párolgásnál, így az egyes cseppecskéknek elegendő idejük van a növekedésre.

Laboratóriumi kísérletek azt mutatják, hogy a 0,1 μm -nél kisebb sugarú cseppecskék létrejöttéhez 1 %-osnál nagyobb túltelítettség szükséges. Bár a túltelítettség ilyen mértékét ritkán lehet megfigyelni, mégis elég gyakoriak a 0,1 μm -nél kisebb sugarú felhőcseppecskék. Ezért a felhőcseppecskék képződéséért ténylegesen felelős mechanizmus nem a csak vízzel összefüggő *"homogén magképződés"*, hanem a *"heterogén magképződés"*, amely esetben a vízgőz a kondenzációs magként szolgáló aeroszol részecskékre kondenzálódik. A térfogatrészben lévő aeroszol szennyeződések kisöprődnek a légkörből, amikor a rajtuk kondenzálódó cseppecskékkel együtt kicsapódnak. Ugyanez igaz a gáznemű szennyeződésekre, amelyek beleolvadnak a cseppecskékbe.

Kialakulásuk után a felhőcseppecskék növekednek, illetve kisebbednek a kondenzáció, illetve a párolgás által. A felhőcseppecskék növekedhetnek a koaguláció (összenövés) által is, amikor a cseppecskék összeütközve egyesülnek. A 20 μm -nél kisebb sugarú cseppecskéknek nagyon kicsi az esési sebességük. Ennélfogva együtt mozognak a levegővel, benne rendszertelenül ütköznek egymással, de a kondenzáció az elsődleges növekedési mechanizmusuk. A nagyobb cseppecskék a levegőhöz viszonyítva mozognak, így adott időtartam alatt térfogatrésznyi kis cseppecskéket söpörnek ki a levegőből. Ahogy ezt a 2.21. ábra (3.20.) ábra mutatja, a koaguláció hatékonysága erősen növekszik a cseppecske sugarával, s ez a folyamat domináns növekedési mechanizmussá válik a 20 μm -nél sokkal nagyobb sugarú cseppecskék esetén.

2.3.2. Sugárzási folyamatok felhőkben

A felhőrészciskék, valamint a rövid- és hosszuhullámú sugárzások erősen hatnak egymásra. A felhőcseppecskék jelentős mértékben visszaverik a látható sugárzást. A 2.22. ábra 3.21. ábra egy 3 km vastag sztrátuszról történő visszaverődést mutat számos mikrofizikai sajátossággal összefüggésben. A legtöbb cseppecske méreteloszlása és koncentrációja jóval 0,5 fölé emelkedik az albedóhoz vezet a látható tartományban. Ténylegesen, rövidhullámú sugárzás esetén 0,9-es felhőalbedó várható a sztrátusz típusú felhők jellegzetes optikai vastagsága esetén. Így még a vékony sztrátusznak is magas az albedója. E tulajdonságuk és kiterjedt égbolt-borítottságuk miatt a tengeri sztrátuszok a planetáris albedó számottevő komponensei.

A felhők hatékonyan elnyelik az infravörös sugárzást is, így módosítják a légkör homályosságát, ennélfogva a hosszuhullámú energiamérleget. Ahogy azt a 2.22. ábra 3.21. ábra is mutatja, a 3 km vastag sztrátusz elnyelése meghaladja a 0,80 értéket a 2 μm -nél nagyobb hullámhosszak esetén. Mivel a τ_s optikai vastagság arányos a felhővastagsággal, a

vastag kumuluszok a (2.22.) formula szerint hatékonyak a Föld felmelegítésében. Összehasonlításként, a vékony (pl. fél km vastagságú) sztrátusz típusú felhők nem növelik lényegesen a légkör homályosságát (csekély a vízgőztartalmuk). Mégis, a rövidhullámú sugárzással szembeni nagy visszaverőképességük teszi ezeket a felhőket hatékonyá a Föld hűtésében.

Műholdas mérések föltárták, hogy a sugárzási mérlegnek a felhők általi tiszta kényszere (azaz a hosszúhullámú sugárzás elnyelése miatt fellépő melegedés, valamint a rövidhullámú sugárzás visszaverése következtében beálló hűlés) csaknem zéró a trópusokon. (Míg a felhőknek a rövid- és a hosszúhullámú sugárzási egyenlegekre gyakorolt hatása csaknem elhanyagolható az ITCZ-ben, az ezen felhőket létrehozó fejlett konvekció hatalmas mennyiségű látens hőt szállít az óceánokból a légkörbe.) A trópusokon kívül a felhők sugárzási kényszere negatív. Ennélfogva a felhőzet összesített sugárzási hatása hűti a Földet. A felhők viselkedése a jelen éghajlatban és viszonyulásuk a klímaingadozásokhoz az éghajlatkutatás legfontosabb kérdései közé tartozik.

3. Levegőkémia

3.1 Bevezetés

Ez a fejezet a levegőkémiát a globális éghajlatváltozás és az éghajlat modellezésének összefüggéseiben tárgyalja. A levegőkémia önmagában egy igen összetett és széles tárgykör, amelyről számos könyv született már. E fejezetben bemutatjuk a levegőkémia alapvető folyamatait és fogalmait, hogy ezáltal a témakör speciálisabb kezelését is emészthetővé tegyük és világos perspektívát nyújtsunk a tárgykörnek az átfogó éghajlati rendszerben betöltött szerepéről. Áttekintjük a levegőkémia néhány fontosabb alapfogalmát, bemutatjuk a légkört alkotó legfontosabb gázokat, elemezzük a légköri aeroszolok (lebegő részecskék) fizikai és kémiai tulajdonságait és ezeknek az éghajlati folyamatokra gyakorolt hatásait. Említést teszünk a légköri nyomanyagok kémiai modellezésének jövőbeni fejlesztési irányairól, amelyek alapvetőek a globális éghajlatváltozás szempontjából.

3.1.1. A légköri összetevők és az ózon felfedezése

Közismert, hogy az időjárás és az éghajlat az ember életében, tevékenységének szabályozásában fontos szerepet játszik. Ma már nyilvánvaló, hogy a légkör állapota és mozgása a levegő összetételétől is függ. Sőt azt is tudjuk, hogy a légkört alkotó gázok alapanyagokat szolgáltatnak a bioszféra életéhez, pontosabban a fotoszintézishez és a légzéshez. Ennek ellenére az ember a légkör kémiai összetételét csak kb. 200 évvel ezelőtt kezdte megismerni, továbbá egyes nyomelemek létére és jelentőségére csak az utóbbi egy-két évtizedben derült fény.

A történeti ókorban még az sem volt világos, hogy a levegő anyagi tulajdonságokkal rendelkezik. A levegő anyagságát ugyan i.e. 450-ben *Empedoklész* görög orvos már egyszerű módon bizonyította, de csupán kétezer évvel később, a történeti újkorban, *Torricelli* és *Pascal* 1643-as, illetve 1647-es megfigyelései után vált ismertté, hogy a levegő gáznemű közeg, amelynek nyomása van és ez a nyomás a magassággal csökken.

Miután *Mayow* 1667-ben feltételezte, hogy a levegő több gáz keverékéből áll, a levegőből elsőként 1754-ben a szén-dioxid jelenlétét mutatta ki *Black*, angol fizikus. A nitrogént *Rutherford* fedezte föl 1772-ben, majd az oxigént az 1770-es évek elején a svéd *Scheele* azonosította. *Scheele* azt is megfigyelte, hogy ez az anyag ("*Fauerluft*") az égést táplálja és mérései szerint a levegő térfogatának kb. negyedét foglalja el. Végül *Lavoisier* 1777-ben végrehajtott híres kísérletei kimutatták, hogy a levegő 1/5-e oxigén, míg a maradék nitrogénből áll. *Lavoisier* arra is rájött, hogy az oxigén a légzésben fontos szerepet játszik.

Az ózon fölfedezése *Schönbein* nevéhez fűződik, aki a múlt század közepén végzett kísérleteiben elektromos kisüléseket hozott létre és a keletkező anyagot jellegzetes szaga miatt ózonnak nevezte el. Bár *Schönbein* a légköri ózon kimutatására egyszerű kémiai eljárást is kidolgozott (kálium-jodidos lakmuspapír, amit Magyarországon is alkalmaztak), nem valószínű, hogy tudatában volt felfedezésének igazi jelentőségével. Az ózon különleges légköri szerepére elsőként *Hartly* hívta föl a figyelmet. 1881-ben végzett megfigyelései alapján föltételezte, hogy a napsugárzás spektrumából hiányzó 0,3 μm -nél rövidebb hullámhosszú sávot az ózon nyeli el. 1918-ban azt is kimérték, hogy a talajközeli levegőben lévő ózon mennyisége (~40 ppb) közel sem elegendő a légoszlop teljes ózontartalmának megmagyarázásához. A maximális ózonkoncentráció szintjét (~22 km) azonban csak az 1930-as évek elején sikerült a svájci *Götz*-nek meghatározni.

Az 1920-as években a légkörben lévő ózon teljes mennyiségét (ún. teljes ózon) a talajon elhelyezett spektroszkópok segítségével már több állomáson mérték. Ezek a műszerek két hullámhossz-sávban észlelték a Naptól érkező sugárzás intenzitását. Az egyik sávban az ózon a napsugárzást elnyeli, míg a másikban abszorpció nélkül átengedi. Az eredményeket cm-ben, majd *Dobson*-egységekben fejezték ki: 1 Dobson-egység (1 Dobson = 10^{-2} mm) azt a rétegvastagságot jelenti, amellyel az ózon normális légköri viszonyok mellett a Föld felszínét egyenletesen beborítaná. Az első mérések egyebek mellett arra az érdekes tényre is fényt derítettek, hogy a teljes ózonmennyiség az Egyenlítőtől a sarkok felé haladva növekszik.

Így már ezek az első kutatások kimutatták, hogy a Naptól érkező, a bioszféra számára halálos ultraibolya sugarakat a magaslégköri ózon nyeli el. Másrészt lehetővé tették, hogy az abszorpcióval a sztratoszféra létét is megmagyarázzák. Ezért érthető, hogy az ózon keletkezésének, elbomlásának és eloszlásának megmagyarázása a légköri tudomány egyik legfontosabb kérdésévé vált.

3.2 A kémia és az éghajlat kapcsolata

A levegőkémia az éghajlat modellezésével összefüggésben számos tudományág - köztük a kémiai kinetika, termodinamika, spektroszkópia, sugárzásátvitel, fotokémia, fizikai kémia és az analitikai kémia - információit hordozza magában. A kémia és az éghajlat közötti legnyilvánvalóbb összefüggés a légkör molekuláris összetételében, valamint ezen alkotók spektroszkópiái és termodinamikai tulajdonságaiban rejlik. A légkör összetételét számottevő mértékben kémiai folyamatok szabályozzák, bár néhány fontos, az éghajlatot befolyásoló vegyületre - például a szén-dioxidra (CO_2) - erősen hatnak a biológiai folyamatok is. Ezzel együtt a levegőkémiának elhanyagolható szerepe van a szén-dioxid globális körforgásában. Más összetevők - például a vízgőz (H_2O) - koncentrációját a termodinamika törvényei irányítják (a troposzférában). A levegőkémiának itt sincs jelentős szerepe. Másrészt számos - az éghajlatváltozással kapcsolatba hozott - vegyület jelentős levegőkémiai forrásokkal és nyelőkkel rendelkezik. Ilyen nyomgázok az ózon (O_3), metán (CH_4), dinitrogén-oxid (N_2O) és a klórfluorkarbon vegyületek (CFC-k). A másodlagos kémiai folyamatok ugyancsak befolyásolhatják a légkörben lévő, kémiaiilag inert vegyületek viselkedését. Például a kémiai úton képződött oldódó anyagok - amelyeket a légkörben lebegő részecskék hordoznak - szabályozzák a vízgőznek felhőcseppekké történő kondenzálódását, s ennél fogva a hidrológiai ciklust. A sugárzási és termodinamikai folyamatok olyan - kémiaiilag inaktív - vegyületek között létesítenek kapcsolatot, mint például a szén-dioxid és az ózon, melyek meghatározzák a légkör hőmérsékletét.

Az éghajlati szempontból aktív gázok és részecskék kémiája különböző folyamatok széles tartományát foglalja magába. A légkörben végbemenő kémiai mechanizmusokat öt kategóriába soroljuk. A *fotokémiát* a napsugárzás irányítja - főleg az ultraibolya spektrumban. Ez adja az elsődleges hajtóerőt a légkör összetételének megváltoztatásához. A fotokémiai

folyamatok alapjait a következő szakaszban tárgyaljuk. A *heterokémia* itt olyan kémiai átalakulásokra vonatkozik, amelyek vizes oldatban vagy részecskék felületén (például szilárd száraz részecskéken vagy jégkristályokon) mennek végbe. A levegőkémiában a vízben lejátszódó folyamatok elsősorban a felhőcseppekhez kötődnek, de előfordulhatnak csapadékcseppeken, ködcseppeken vagy egyéb cseppfolyós halmazállapotú aeroszol részecskéken is. Az *antropokémia* kifejezést olyan kémiai folyamatok jelzésére vettük át, amelyeket az emberi tevékenység közvetlenül befolyásol. Ebbe a kategóriába olyan folyamatok tartoznak, mint például a motorokban végbemenő égés vagy a klórfluorkarbon vegyületek (CFC-k) kibocsátása a légkörbe. A *biokémia* körébe tartozik a légzés, az asszimiláció és az élő szervezetek által kibocsátott gáz halmazállapotú vegyületek, amelyek közvetlenül befolyásolhatják a légkör összetételét. A természetes biomassza égése ugyancsak ebbe a kategóriába sorolható. Végül a *geokémia* olyan kémiai folyamatokra utal, amelyek a légkör az óceán és a földfelszín közötti határfelületeken játszódnak le. A geokémiai folyamatok közé tartozik a gázoknak ásványi részecskék felületén történő száraz kiülepedése és elbomlása, valamint beoldódása óceánokba és kiválasztódása az óceánokból.

A levegőkémikusok a légkört alkotó gázok fotokémiáját tanulmányozzák, beleértve az ezzel kapcsolatos termokémiai folyamatokat és gyakran a felhők hidrokémiáját is. A levegőkémia egyik fő célkitűzése az antropokémiai folyamatok (pl. a repülőgépmotorokból történő nitrogén-oxid kibocsátások vagy az erőművekből történő kén-dioxid emisszió) környezeti hatásainak megértése. Ugyanakkor ahhoz, hogy pontos, hosszú távú előrejelzések készülhessenek, az idetartozó biokémiai és geokémiai folyamatokat - amelyek elsődlegesen a légköri komponensek forrásait és nyelőit képviselik - gyakran kémiai modellekkel futtatják. (A levegőkémikusok gyakran foglalkoznak geokémiai és biogeokémiai alap kutatásokkal, mivel ezen folyamatok jelentős hatást fejtenek ki a légkörre.)

3.1. ábra: Az éghajlati modellek legfontosabb fizikai elemeinek azon kölcsönhatásai, melyek a nyomanyagokhoz kapcsolódnak, illetve módosítják azok fotokémiáját vagy fizikai kémiáját. Az éghajlati paramétereket az ábrán cellák tartalmazzák, s a következőket foglalják magukba: napsugárzás, a Föld felszínéről történő kisugárzás (vagyis a globális sugárzás egységében kifejezett visszavert napsugárzás - tehát az albedó - valamint a hosszúhullámú kisugárzás), továbbá a hőmérséklet (T), vízgőz (H₂O), dinamika (v), hősugárzás (B_v), felhők és az aeroszolk. Az ábrán a rombuszokban megjelölt fizikai folyamatok kapcsolatot teremtenek ezen éghajlati paraméterekkel. A kémiai szempontból aktív vegyületek részt vesznek a legtöbb bemutatott alapvető fizikai folyamatban. Az ábrán nem minden lehetséges fizikai folyamatot és útvonalat adtunk meg.

A kémiai folyamatokat olyan fizikai folyamatok befolyásolják és maguk is hatnak ezekre a fizikai folyamatokra, amelyek a légkör dinamikus fejlődését irányítják. A 3.2.1 ábra azokat a kulcsfontosságú fizikai folyamatokat - és a köztük lévő kapcsolatokat - mutatja be, amelyeket a légköri modellek tartalmaznak. Ezek a fizikai paraméterek fontos szerepet játszanak a légkör kémiájában is. A fizikai és kémiai folyamatok közötti kölcsönhatások helyes számításba vétele alapvető fontosságú a teljes éghajlati rendszer pontos leírásához.

3.2.1 A fotokémiai kinetika és a nyomanyagok modellezése

A légkör kémiai aktivitását csaknem kizárólag a nap ultraibolya sugárzása irányítja és táplálja a hozzávetőlegesen 350 nanométer alatti hullámhosszúságú sugaraival [1 nanométer (nm) = 10⁻³ μm]. Ha a légkör csak termodinamikai egyensúlyban (azaz kizárólag a hő által irányított és táplált kémiai átalakulások hatása alatt) lenne, akkor lényegében nem lenne jelen sem ózon, sem bármely egyéb reakcióképes komponens. Ez esetben a légkör kizárólag

kémiailag közömbös vegyületekből (pl. N₂, O₂, CO₂, H₂O) állna. Az ultraibolya sugárzás azonban - bonyolult fotokémiai folyamatok révén - ezeket a közömbös vegyületeket igen reakcióképes összetevőkre bonthatja.

Amikor egy molekula az ultraibolya sugárzás egy fotonját elnyeli, két vagy több töredékmolekulára disszociálhat. Ezek a töredékek viszik el a disszociáció energiáját potenciális kémiai energia formájában (és bármely energiafelesleg formájában, mint például a hőenergia vagy belső gerjesztés). Következésképpen a potenciális kémiai energia irányítja és táplálja azokat a reakciókat, amelyek a továbbiakban megváltoztatják a légkör összetételét. Gyakorlatilag minden, a légkör szempontjából érdekes kémiai reakció exoterm, ami potenciális kémiai energiát használ föl amikor végbemegy (ez a felhasznált energia alakul át hővé). Azok a reakciók, amelyekhez további hőenergiára van szükség a környezetből ahhoz, hogy végbemenjenek, endoterm reakciók és a légkörben sokkal kisebb jelentőséggel bírnak.

Az ütköző molekulák (vagy atomok) egyszerűen rugalmasan újraépülhetnek, avagy reakcióba léphetnek más molekulákat (atomokat) képezve. A reakció egy aktivált komplex vagy ütközési komplex képződésén keresztül halad tovább, amelyben a kémiai kötések - amelyek az ütköző molekula egyes atomjait összetartják - átrendeződhetnek, mielőtt a komplex újraépülő töredékekre esik szét. A reakciót egy - az ütköző maghoz vagy az ütközési keresztmetszethez hasonló - "k" reakciósebességi koefficiens írja le. Kettős reakciók esetén a "k" koefficiens egysége cm³·s⁻¹·molekula⁻¹; hármas reakcióknál ez az egység cm⁶·s⁻¹·molekula⁻². A kezdetben egymással kölcsönhatásba kerülő molekulákat reakciópartnereknek nevezik és azokat a molekulákat, amelyek az aktivált komplexből keletkeznek, termékeknek hívják. Egy kettős reakciót szimbolikusan a következőképpen lehet leírni:



ahol X és Y a reakciópartnerek, V és W pedig a termékek. Egy X + Y + M → V + M típusú hármas reakcióban a harmadik "rend" - azaz M - ahhoz szükséges, hogy energia- és momentum-egyensúlyt tartson fenn a reakciópartnerek és a termékek között.

A reakciópartnereknek gyakran át kell lépniük egy energiaküszöböt, mielőtt termékek képződnek. Erre a küszöbre, mint a reakció lejátszódásához szükséges "aktivációs energiára" hivatkozunk. A számottevő aktivációs energia a reakciónak a hőmérséklet iránti nagyfokú érzékenységet jelenti - minél melegebbek az egymással reagáló gázok, annál nagyobb annak valószínűsége, hogy elég hőenergiával rendelkeznek az aktiválási küszöb legyőzéséhez.

A reakció kémiai sebességét, "R"-t, úgy kapjuk meg, hogy a sebességi koefficiens megszorozzuk a reakciópartner gázok "n" koncentrációival (molekula·cm⁻³). A kémiai reakciósebesség úgy értelmezhető, mint egységnyi térfogatú levegőben időegység alatt előforduló reakció-események száma (vagyis: molekula·cm⁻³·s⁻¹),

$$R_{ij} = k_i \cdot n_i \cdot n_j \quad (3.2.)$$

Jegyezzük meg, hogy a (3.2) egyenletben "i" a (3.1) egyenletben szereplő "X"-nek felel meg, "j" pedig "Y"-nak. A kémiai reakciók egy adott molekulára (vagy atomra) gyakorolt hatását a reakciósebességek minden kémiai folyamatra történő összesítésével határozzuk meg azon reakciókra vonatkozóan, amelyekben ezen molekulák képződnek vagy amelyek fogyasztják ezeket a molekulákat, beleértve bármely sugárzási folyamatot [vagyis fotodisszociációs folyamatokat (lásd az alábbiakban)].

Ha valamely molekula elnyeli a napsugárzást (elsődlegesen az ultraibolya sugárzást), az a molekula fotodisszociációjához vezet, amelyben az adott molekula két vagy több egyszerűbb összetevőre bomlik. Ezt a folyamatot szimbolikusan a következő egyenlet írja le:

$$X + h\nu \longrightarrow V + W \quad (3.3.)$$

ahol "X" a fotodisszociációt szenvedő molekula, "V" és "W" a termékmolekulák, $h\nu$ pedig a sugárzásnak egy fotonja ("h" a Planck-féle állandó, "n" a sugárzásnak a "l" hullámhosszhoz tartozó frekvenciája és $n \cdot l = c$, ahol "c" a fénysebesség: $c = 3 \cdot 10^8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$). Ebben az esetben a fotokémiai reakciósebesség a fotodisszociációs koefficiens és az elnyelő molekulák (X) koncentrációjának a szorzata:

$$R_{li} = J_{li} \cdot n_i \quad (3.4.)$$

A fotodisszociációs koefficiens, "J" (amelynek egysége s^{-1}), egy ilyen folyamat esetén a következőképpen számítható:

$$J_{li}(\bar{x}) = \int_0^{\infty} I(\lambda, \bar{x}) \cdot \sigma_i(\lambda) \cdot \varphi_{li}(\lambda) d\lambda \quad (3.5.)$$

ahol "l" a hullámhossz [nanométer (nm) vagy mikrométer (mm) egységben], "I" a spektrális fluxus intenzitás, vagy a napsugárzás intenzitása (egysége: $\text{cm}^{-2} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{mm}^{-1}$) egy adott $\bar{x}$ helyen, a légkörben. "I" számítása a következőképpen történik:

$$I(\lambda, \bar{x}) = I_0(\lambda) \cdot e^{-\tau(\lambda, \bar{x})} \quad (3.6.)$$

ahol $I_0(\lambda)$ a napsugárzás intenzitása a légkör külső határán. "t" az elnyelés optikai vastagsága, avagy a légkör homályossága - l hullámhossz esetén - amit úgy számítunk ki, hogy integráljuk a molekuláris elnyelést a kérdéses ponttól a légkör külső határáig a Nap irányában vett útvonalon (a ds differenciál úthosszal kifejezve):

$$\tau(\lambda, \bar{x}) = \sum_{\{j\}_{abs}} \int_{\bar{x}}^{\infty} \sigma_j(\lambda) \cdot n_j(x') d(s) = \sum_{\{j\}_{abs}} \sigma_j(\lambda) \cdot \int_z^{\infty} n_j(z') dz' / \cos \chi \quad (3.7.)$$

A (3.7.) egyenlet alkalmazásakor feltételezzük, hogy a légkör homogén, ahol χ a szoláris zenitszög. A (3.7.) egyenletben szereplő szumma kiterjed a légkörben található minden fontos elnyelő összetevőre, amelyek a gyakorlatban csökkentik az O_2 és O_3 elnyelését. A (3.5.) és (3.7.) egyenletekben a molekulák (atomok) abszorpciós koefficiense, σ_i (cm^2), az a teljes keresztmetszet, amelyet az "i" típusú molekula képvisel az ütköző fotonok számára, míg a f_{li} - a kvantumhozam - a keresztmetszet azon része, ami egy adott, "l"-lel azonosított rész disszociációjával kapcsolatos. A fenti egyenletekben a molekula-koncentrációk térben és időben változhatnak, de mindig a pillanatnyi eloszlásokat vesszük figyelembe.

A levegőkémia komplex tudomány. Ha pl. a sztratoszférikus ózonréteget tanulmányozzuk, egy teljes modell legalább 50féle kémiai anyagot és 200 kémiai eljárást foglalna magába. Az egyes nyomanyagok koncentrációjának változását a kontinuitási egyenletük határozza meg:

$$\frac{\partial n_{\alpha}}{\partial t} = P_{\alpha} - L_{\alpha} - \nabla \cdot \Phi_{\alpha} \quad (3.8.)$$

ahol n_α az " α " molekulák koncentrációja (molekula·cm⁻³), P és L a teljes fotokémiai termék, valamint a veszteségi arány (molekula·cm⁻³·s⁻¹), F pedig az advektív és diffúzív folyamatok hatására létrejövő molekulafluxus (molekula·cm⁻²·s⁻¹):

$$\Phi = n \cdot v_\alpha - D \cdot \nabla n \quad (3.9.)$$

ahol v_α a háromdimenziós szélvektor és D egy diffúziós tenzor (cm²·s⁻¹), mely főként modellfüggő, kis térszkálájú turbulens diffúzióknak vagy örvényes transzportnak felel meg (a molekuláris diffúzió rendszerint elhanyagolható).

P és L - egyéb összetevők mellett - tartalmazhatják a kémiai reakciók, a fotodisszociációs folyamatok és a molekula-emissziók kifejezéseit. Általában számos fotokémiai kifejezésre van szükség, amint azt a kémiai kinetikai egyenlet általános alakja is mutatja:

$$P_\alpha - L_\alpha = \sum_{l(i+j \rightarrow \alpha+\dots)} R_{lij} - \sum_{l(i+\alpha \rightarrow \dots)} R_{li\alpha} + \sum_{l'(i \rightarrow \alpha+\dots)} J_{l'i} \cdot n_i - \sum_{l'(\alpha \rightarrow \dots)} J_{l'\alpha} \cdot n_\alpha \quad (3.10.)$$

Nyilvánvaló, hogy még kevés kémiai elem esetén is a kapott kontinuitási egyenletek messze nemlineárisak. Emiatt - a numerikus megoldás érdekében - ezeket a parciális differenciálegyenleteket mint véges differenciálegyenleteket kell megalkotni.

A nyomanyag-kontinuitási egyenlet advektív és diffúziós transzporttal kapcsolatos kifejezései egy légköri általános cirkulációs modell (CM) által létrehozott szelek vagy szélmezők segítségével állapíthatók meg.

A GCM-ek nyújtják a jelenleg rendelkezésre álló legrészletesebb (numerikus) leírást a légköri szélrendszerekről. Azonban a turbulens (örvényességi) diffúziós együtthatók csak durván becsülhetők ezekből a modellekből. A GCM-ek összekapcsolhatók a nyomanyag-kémiai modellekkel, s ha a nyomanyagok módosítják a légköri sugárzási mezőt, a hőmérsékletet és egyéb paramétereket, melyek hatnak a légköri mozgásokra, akkor egy visszacsatolási mechanizmus jön létre a nyomanyagok és ezen légköri mozgások között. Ebben az esetben a szimulációt "interaktív"-nak mondják. Passzív esetben, vagy ha nincs összekapcsolódás, a légköri mozgások a nyomanyagoktól függetlenül vagy a nyomanyagok eloszlásával és időbeli változásaival kapcsolatos speciális feltételek esetén fejlődnek ki.

3.2.2 Sugárzási folyamatok

A levegőkémia és az éghajlat közötti leglényegesebb kapcsolatot a légköri összetevőknek a Föld sugárzási energiamérlegére gyakorolt hatása jelenti. A kémiai folyamatok módosítják bizonyos sugárzási szempontból aktív anyagok - gázok és aeroszolok - koncentrációját. A legfontosabb gázok - a vízgőz és a szén-dioxid - melyek aktívak a hosszúhullámú (infravörös) spektrumban, jóformán érzéketlenek a kémiai folyamatokra. A légköri vízgőz mennyiségét a hidrológiai ciklus, valamint a biogeokémiai folyamatok során keletkező szén-dioxid szabályozza. Azonban mindkét gáz befolyásolja olyan egyéb, sugárzási szempontból aktív gázok mennyiségét és eloszlását, mint pl. az ózon és a metán. Ezenkívül, mivel a klímarendszer minden eleme különböző mértékben kapcsolódik egymáshoz, még a főbb gázokra gyakorolt szövevényes kémiai hatások is elképzelhetők - pl. a sztratoszférikus ózon lebontása az ultraibolya sugárzás növekedéséhez vezethet, amely befolyásolja a biológiai produktivitást, ami viszont módosítja a karbon-ciklust, megváltoztatva a szén-dioxid koncentrációját, stb. Jóllehet nem feltételezzük, hogy ezek elsőrendű hatások, óvatosságnak kell

lennünk egy olyan komplex rendszert, mint a Föld klímáját leíró modell készítésekor, s a rendszer elemei közötti kapcsolatok interpretálásakor.

3.2.2a. A légköri "fűtési" és "hűtési" viszonyok

A légkör energiamérlege a hidrológiai ciklushoz kapcsolódó látens hőtől eltekintve a napsugárzás közvetlen elnyeléséből, valamint a földfelszín és a légkör közötti folyamatos és állandó hőenergia-átvitelből származik (3.1. ábra). A napsugárzás energiaspektrumában az ultraibolya hullámhosszakat a sztratoszférikus ózon nyeli el, míg az infravöröshöz közeli sugárzást a troposzférikus víz (a vízgőz és a felhők), továbbá a szén-dioxid (sávokban) abszorbeálják. A visszamaradó látható és infravöröshöz közeli hullámhosszakat a felszín nyeli el vagy visszaverődik a világűrbe (lásd: **Fig. 1.2.**). A hűtést globálisan elsősorban a vízgőz-szén-dioxid- és ózonmolekulákról, valamint a felhőkről és a földfelszínről történő hosszúhullámú (infravörös) kisugárzás idézi elő (lásd: 2.2. fejezet és **Fig. 20.3.**). Számos egyéb - korábban említett - nyomgáz is módosítja a fűtési és hűtési viszonyokat.

A légköri sugárzások irányítják a gázok (pl. az ózon, metán, nitrogén-oxidok, és a CFC-k) fotokémiáját. E gázok némelyike viszont befolyásolja a rövid-, illetve hosszúhullámú sugárzás terjedését. Főként az ózon gyakorol jelentős hatást a napsugárzásra az ultraibolya spektrumban, s jelentős a szerepe a hosszúhullámú tartományban, 9,6 μm -en is (ez a hullámhossz az ún. légköri ablak része). A sugárzás és a kémia kapcsolata kettős. Először is a sugárzás a kisebb hullámhosszakon közvetlenül aktivizálja a fotokémiai folyamatokat. Másodszor, a nagyobb hullámhosszakon történő sugárzáselnyelés és -kibocsátás hatással van a légkör hőmérsékleti rétegződésére, amely számos kémiai reakció sebességét befolyásolja, továbbá hatással van a légkör dinamikus szerkezetére is, ami módosítja számos anyag szállítását, eloszlását és ülepedését. Az említett kapcsolatnak a szállítással (transzporttal) összefüggő aspektusai döntő jelentőségűek lehetnek a klímarendszernek a megváltozott kényszerekre adott válasza pontos előrejelzésében.

3.2.2b. A sugárzási szempontból aktív anyagok fotokémiai szerepe

A fotokémiai folyamatok mikroszkopikus környezetét a 3.2.1. fejezetben elemeztük. Speciális példákat - a főbb, éghajlati szempontból aktív gázokat is beleértve - a 3.3. fejezetben mutatunk be. Az a gáz, amelyről a legtöbben gondolják, hogy fotokémiai folyamatok hatása alatt áll - az ózon. Ez valóban így van, sőt az ózon önmagára is hat, ugyanis az ózon elnyeli, s ezáltal megszűri az ultraibolya sugárzást, amely irányítja az ózon fotokémiáját. Az olyan - kémiai szempontból stabil - üvegházgázok, mint pl. a N_2O és a CFC-k légköri tartózkodási idejét szintén a fotokémia szabályozza. Ezek az összetevők nem lépnek reakcióba az olyan közönséges légköri gyökökkel, mint pl. a hidroxil-gyök (OH), hanem följutnak a sztratoszférába, ahol aztán az ultraibolya sugárzás lebontja őket. Következésképp a nagy skálájú transzport folyamatok rendkívül veszélyesek, ugyanis ezen kémiai szempontból stabil gázokat olyan nagy magasságokba szállítják, ahol azok könnyen fölbomlanak. Némely antropogén eredetű gáz - mint pl. a CF_4 - olyan szélsőségesen stabil, hogy egészen a mezoszféráig kell eljutnia ahhoz, hogy elegendő energiával rendelkező fotonok disszociálják őket (általában egy foton átlagos energiája a magassággal fölfelé haladva növekszik).

3.2.2c. A sugárzás szóródása és elnyelődése aeroszolon

A globális légköri sugárzási mérleg tanulmányozásakor gyakran eltekintenek a felhőelemeken kívül a levegőben lebegő parányi részecskéktől, az aeroszoloiktól. Az aeroszolok mindenütt jelen vannak a légkörben, de különösen a troposzférában magas a koncentrációjuk. Ennek ellenére még empirikusan is ritkán veszik őket számításba a klímamodellek megalkotásakor. Ez a mellőzés részben az aeroszoloznak a sugárzásra és a

kémiára gyakorolt általában csekély (másodlagos) hatásainak köszönhető. S ez azzal is kapcsolatos, hogy összetételük, fizikai és optikai tulajdonságaik, valamint földrajzi eloszlásuk túlságosan bonyolult a klímamodellek számára (lásd: 3.4. fejezet). Ahhoz, hogy maradéktalanul leírassuk egy aeroszol-populáció optikai tulajdonságait, ismernünk kell a méreteloszlásokat, a morfológiát és a refrakció komplex mutatóit, mint a hullámhossz függvényét - minden egyes komponens esetén.

Számos aeroszol mechanikusan képződik, vagy közvetlenül jut a légkörbe, míg mások *"in situ"* keletkeznek, kémiai folyamatok hatására. A tengeri só, a por és a füst az előző kategóriába tartoznak. Néhány aeroszol vízgőzből - kémiai folyamatok eredményeképpen - jön létre. Ilyenek pl. a szulfát aeroszokok és a szerves eredetű részecskék. A kémiai folyamatok az összes aeroszolt módosíthatják (közvetlenül vagy közvetve) légköri tartózkodásuk során. Következésképp az aeroszokok sugárzási tulajdonságai várhatóan az idővel változnak. Az aeroszokok, amint kémiai szempontból *"korosodnak"*, a felhőket alkotó kondenzációs magvaként aktívabbakká válhatnak.

Az aeroszokok a közvetlen sugárzási kényszer két különböző módon befolyásolják. Egyrészt a felületükre érkező napsugárzást szórják, csekély hányadát visszaverik a világűrbe - ezáltal csökkentik a felszínre érkező sugárzást és növelik a planetáris albedót. Másrészt a részecskék abszorbeálhatják is a napsugárzást, ezáltal a légkör a sugárzási energia bizonyos részét elnyeli, amely egyébként elérhette volna a felszínt. A "fűtési rendszer" illetően változása módosíthatja a légköri mozgásfolyamatokat, amelyek viszont az aeroszokok eloszlási sebességét és tartózkodási idejét szabályozzák. Ezen túlmenően az aeroszokok jelentős hatással lehetnek a közvetlen napsugárzásnak szórt sugárzássá történő alakításában. Tekintettel arra, hogy a szórt sugárzás eloszlása és fotokémiai aktivitása eltér a közvetlen sugárzásétól, részletes sugárzásátviteli modellek szükségesek ennek a hatásnak a kiszámítására. Általában az aeroszokok - parányi méretük miatt (átmérőjük rendszerint kisebb egy mikrométernél) - csekély infravörös keresztmetszettel rendelkeznek. Mindazonáltal bizonyos körülmények között az infravörös kényszer számottevő lehet - pl. regionális skálán egy porviharban, vagy hemiszférikus skálán egy sűrű vulkáni felhőben.

3.2.2d. A felhők mikrofizikája és sugárzási tulajdonságai

A felhők mikrofizikai (és az összetételükből adódó) tulajdonságai meghatározzák sugárzási hatásaikat. E tekintetben a felhőcseppek méreteloszlása és térbeli eloszlása a legfontosabb változók (lásd: 2.3. fejezet). A jég-részecskéket tartalmazó felhők esetén a jégkristályok morfológiája is fontos tényezőnek számít. Ha egy adott felhőben a cseppfolyós halmazállapotú víz mennyisége rögzített, akkor a felhőnek a rövidhullámú sugárzással szembeni visszaverőképessége a felhőcseppek méretétől függ. Minél kisebbek a felhőcseppek, annál erősebben veri vissza a sugárzást a felhő - egyéb azonos tényezők esetén. Ha valamely erősen abszorbeáló anyag (pl. korom) kerül a felhőbe, annak elnyelőképessége jelentősen megnövekedhet. A felhő sugárzási tulajdonságainak az aeroszolkémiára adott pontos válasza a felhő által a legkülönbözőbb módokon elnyelt aeroszokok számától, méretétől és összetételétől függ.

A felhők mikrofizikai tulajdonságait a vízgőz kondenzációjához vezető dinamikai és termodinamikai folyamatok, valamint a felhőkben kondenzációs magvakat képező aeroszokok kémiai természete szabályozzák. Minél több kondenzációs mag található a felhőben, annál nagyobb a felhő-részecskék koncentrációja, annál kisebb ezek átlagos mérete és - adott, kondenzálódott felhővíztartalom esetén - annál jobban veri vissza a felhő a rövidhullámú napsugárzást. Mindemellett a kondenzációs magvak a rövidhullámú sugárzási spektrum bizonyos tartományát elnyelik. Az aeroszokok, a felhőzet és a sugárzás közötti kapcsolat egy

erős visszacsatolási mechanizmust képez a klímarendszerben, bár a kondenzációs magvaknak a felhők mikrofizikájára gyakorolt hatásai mennyiségileg alig kifejezhetők.

A kondenzációs magvakat létrehozó kémiai folyamatok és a felhők albedója között egy indirekt kapcsolat is képezhető. Létezik egy hipotézis, miszerint a múlt században végbement iparosodás megnövelte a szennyező aeroszolok koncentrációját az alsó légkörben, s a rövidhullámú sugárzást hatékonyabban visszaverő felhőfedettséget hozott létre az északi félgömb jelentős részén. Természetesen egy ilyen válasz módosítaná a hőmérsékleti adatok értelmezését az adott időtartamra - egy potenciális hűtési tényező bevezetésével.

3.2.3. A hidrológiai ciklusra gyakorolt hatások

A felhők sugárzási és mikrofizikai tulajdonságainak a kémiai folyamatok és az aeroszolok hatására bekövetkező lehetséges változásai (3.2.2. fejezet és 3.2.1. ábra) maguk után vonják a hidrológiai ciklus változásait, beleértve a csapadékviszonyokat is. Az alapvető hidrológiai mechanizmusok - a felhőket is ideszámítva - egyértelműek: a vízgőz a túltelítettséghez vezető feltételek esetén kondenzálódik; felhő-, majd csapadékelemeket képez, miközben a levegő relatív nedvessége néhány százalékkal a telítettségi szint fölött marad. Azonban az imént említett mikrofizikai folyamatok részletei még nem kellően tisztázottak, emiatt azok még nem építhetők be a klímamodellekbe.

Ha egy térség fölött egy adott felhőben a kondenzációs magvak száma nő - pl. biológiai vagy ipari forrásokból származó megnövekedett kénkibocsátások eredményeként - a felhőben a vízcseppek koncentrációja magasabb lesz, viszont átlagos méretük csökken (amint az előző fejezetben is megjegyeztük). Az ily módon képződött felhőből kisebb valószínűséggel hullik csapadék. A tipikus konvekciós rendszerekben végbemenő csapadékképződési folyamat lényege a kis méretű felhőcseppek nagy méretű csapadékelemekké történő átalakulása. Ez az átalakulási sebesség igen érzékeny a felhőcseppek méretére - minél kisebbek a felhőcseppek, annál hosszabb az átalakulás, azaz a csapadékképződés időtartama. A tapasztalat szerint az óceánok fölött képződött és kevés kondenzációs magvat tartalmazó felhőkből gyakrabban hullik csapadék, mint a több kondenzációs magvat tartalmazó, s a kontinensek fölött képződött felhőkből (jóllehet az itt említett különbséget növeli az óceáni levegő magasabb nedvességtartalma).

A csapadék és a kondenzációs magvak kapcsolata egy fontos, bár meglehetősen összetett éghajlati visszacsatolási mechanizmus. A csapadékhatékonyság hatással van a középső és a felső troposzféra nedvességtartalmára, ami - a konvekciós zónáktól távol - széles régiók fölött befolyásolhatja a felhőzetet.

3.2.4. Biológiai visszacsatolási folyamatok

A biológiai folyamatok, a légköri összetétel és az éghajlat alapvető kapcsolatban állnak egymással (lásd részletesebben: 6. fejezet). Közülük kiemelkedő szerepet játszanak a fotoszintézist végrehajtó szárazföldi organizmusok, amelyek életfunkcióik során széndioxidot nyelnek el, illetve bocsátanak ki. Ezek az organizmusok pufferként (ellenhatásként) léphetnek föl a megnövekedett CO₂-kibocsátással szemben akkor, ha közreműködésükkel meggyorsul a biomassza növekedése és főlhalmozódása. Ezt a folyamatot "szén-dioxid trágyázás"-nak nevezik. A szénnek a mély óceánokba történő betemetődése szintén rendelkezik biológiai komponenssel, amely érzékeny arra, hogy állnak-e rendelkezésre olyan tápanyagok, mint pl. a nitrátok és foszfátok, melyek némelyike a légkörből kerül az óceánokba (7. fejezet). Számos olyan összetett visszacsatolási mechanizmus létezik az éghajlati rendszerben, amelyek magukba foglalják a légkör összetételét és kémiaját, mivel ezek befolyásolják a biológiai folyamatokat. Az ózon lebomlása (N₂O), vagy a kémiai reagensek földúsulása (CH₄) kapcsolatot teremthet egyrészt a földfelszíni ultraibolya sugárzás-intenzitás

és a biológiai produktivitás, másrészt az ózonréteg vastagsága között. A csapadékvíz savassága - melyet a kén- és nitrogén-oxid kibocsátások jelentősen befolyásolnak - fontos biológiai hatást fejt ki regionális térszálakon, bár a légkörre gyakorolt lehetséges visszacsatolás természete - ha ez egyáltalán létezik - kétes.

3.1. táblázat
A sugárzási szempontból aktív légköri összetevők tulajdonságai

gázok	H₂O	CO₂	O₃	CH₄	N₂O	CFC-k^d
jelen légköri szint (ppmv)^a	~1 % ^b ~3-6 s	360	0,01 t ~10 s	1,75	0,31	0,0003-0,0005
az ipari forradalom előtti szint (ppmv)	~1 % ^b ~3-4 s	280	<0,01 t	0,8	0,29	0
a növekedés sebessége (% / év)	- ?	0,5	~1 t -0,2 s	0,9	0,2	~4
forrás (tg^e / év)^c	~1·10 ¹⁴	~6000 ^c	- ^c	400-600	5-15	~1
légköri tartózkodási idő (év)	~0,01	>100	~0,1 t ~1 s	~10	~150	65-130
elnyelési sávok rövidhullámú tartomány (μm)	0,9; 1,1; 1,4; 1,9; 2,7	4,3	0,25 0,65			
elnyelési sávok hosszúhullámú tartomány (μm)	6,3 >20	15	9,6	7,7	7,8	8-14 ^d
kémiai aktivitás	HO _x termokémiai	biokémiai, geokémiai	O (¹ D) ^f t O, O (¹ D) ^f s	HO _x , O _x , ClO _x biokémiai	NO _x	ClO _x

^a ppmv: milliomod térfogatrész; 1 ppmv = 10³ ppbv (milliárdod térfogatrész) = 10⁶ pptv (trilliárdod térfogatrész)

^b A troposzférikus vízgőztartalmat ppmv helyett százalékosan adjuk meg. A troposzférikus vízgőz koncentrációja néhány százalék és kevesebb mint 0.01 százalék között ingadozik.

^c A forrás az összes azonosított származási helyet reprezentálja. A vízgőz legfőbb forrása az óceánokból történő párolgás.

^d A CFC-k (klórfluorkarbon vegyületek) közül a CFC-11 és a CFC-12 járulnak hozzá legnagyobb mértékben az üvegházhatáshoz. Ebben a csoportban az egyes CFC-gázoknak infravörös sávjuk van a 8-14 μm közötti hullámhossztartományban, bár az elsősorban a 8-10 μm közötti tartományra koncentrálódik.

^e tg = teragramm; 1 teragramm = 10¹² gramm

^f Az O(¹D) szimbólum az oxigénatomok ¹D-vel jelölt első elektromosan gerjesztett állapotára utal.

t troposzférikus értékek

s sztratoszférikus értékek

3.3. Az éghajlati szempontból aktív gázok levegőkémiaiája

A fizikai klimatológiai paraméterek közötti általános kölcsönhatásokat a 3.1. ábra összegzi. A vízgőz uralkodó szerepet játszik a sugárzási mérlegben és a hidrológiai ciklusban (lásd: 2. fejezet). Ebből következik, hogy a vízgőz a légköri nyomgázok közül különleges helyet kap az éghajlati modellekben. Azonban a többi nyomgáz is számottevő hatást fejt ki a sugárzási mérlegre és a felhők tulajdonságaira. Ebben a fejezetben az éghajlatnak a levegőkémiaiával és a levegőkémiai folyamatokkal kapcsolatos néhány aspektusát tanulmányozzuk. A főbb üvegházgázok fizikai és kémiai tulajdonságait a 3.1. táblázat összegzi.

3.3.1. A vízgőz (H_2O)

A vízgőz az inert nemesgázok (elsősorban az argon és neon) mellett a legnagyobb koncentrációban előforduló nyomgáz a légkörben, s a légkör termodinamikájának egyik legfontosabb eleme. Mindezek mellett a H_2O sugárzási energiát nyel el (és bocsát ki) az infravörös spektrum számos tartományában. Ezek közül a $2,7\ \mu\text{m}$ -es és a $6,3\ \mu\text{m}$ -es hullámhossz, valamint a $20\ \mu\text{m}$ -nél nagyobb hullámhosszak tartománya a legfontosabb, de a hősugarak spektrumában még számos egyéb elnyelési sávja is található. Továbbá, ha a vízgőz nagy tömegben kondenzálódik, felhőket képez, melyek visszaverik és elnyelik a napsugárzást, így közvetlenül befolyásolják a sugárzási energiamérleget. A vízgőznek a légkör fizikai és kémiai folyamataiban játszott szerepét a 3.3.1. ábra foglalja össze (lásd még: 3.1. táblázat).

3.3.1a. Éghajlati/kémiai kölcsönhatások

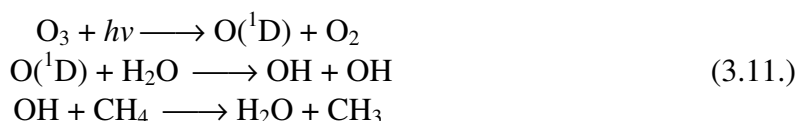
Üvegházhatás: A vízgőz a legfontosabb üvegházgáz a Föld légkörében. A hosszúhullámú kisugárzás visszatartásának köszönhetően a globális felszínhőmérséklet 30°C -os melegedéséért felelős. Ez a fűtési effektus egy nagyságrenddel nagyobb, mint a második legfontosabb üvegházgázé, a CO_2 -é. Az éghajlati rendszer egyik fontos pozitív visszacsatolási mechanizmusa a telítettségi gőznyomás és a hőmérséklet közötti exponenciális függvénykapcsolat. Ennélfogva, ha a felszínhőmérséklet emelkedik, az óceáni rezervoárokból több víz párolog el, ami fokozza az üvegházhatást és tovább melegíti a felszínt (3.3.1. ábra; 4. és 11. fejezet). A többi nyomgáz által előidézett üvegházhatás e pozitív visszacsatolási mechanizmus révén tovább növelhető.

*3.3.1. ábra: A vízgőzt magába foglaló fizikai és kémiai kölcsönhatások sematikus diagramja, amelyeket egy átfogó globális éghajlati modell tartalmazhat. A legfontosabb fizikai klimatológiai paramétereket bekereteztük, amint az a 3.2.1. ábrán is látható. A légkör kémiai összetevőit körök tartalmazzák. Azon kémiai mechanizmusokat, melyek lejátszódásához vízgőz szükséges, az ábra alján található osztályokba soroltuk. A kölcsönhatások útjait és módjait pedig nyilak jelölik. A **fotokémia** a napsugárzás, vagy az annak hatására keletkezett gázok reakciói által előidézett kémiai folyamatokat foglalja magába. A **heterokémia** olyan kémiai folyamatokra utal, amelyek vizes oldatokban mennek végbe - főként felhőcseppekben, vagy részecskék (különösen szilárd halmazállapotú aeroszolok és jégkristályok) felszínén. Az **antropokémia** területéhez elsősorban az emberi tevékenységekkel kapcsolatos emissziók és folyamatok tartoznak. A **biokémia** az élő organizmusok asszimilációja és légzése során keletkező légköri összetevőkkel foglalkozik. A **geokémia** tárgya olyan kémiai folyamatok tanulmányozása, melyek a felszínen, vagy a légkör, az óceánok és a szárazföld találkozási felülete mentén zajlanak le.*

Felhők: A vízgőz kondenzálódott formáiban - amikor a vízcseppek és a jégkristályok felhőket képeznek - jelentős hatást gyakorol mind a rövidhullámú, mind a hosszúhullámú

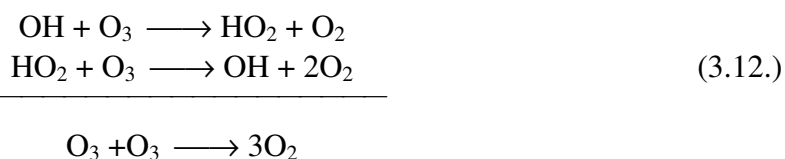
sugárzási mérleg alakulására (lásd: 2.3. fejezet). A felhőképződés gyakorisága, a felhők magassága és víztartalma, s a bennük kondenzálódott víz mikrofizikai sajátosságai mind befolyásolják a felhők sugárzási tulajdonságait. A tárgykör olyannyira komplex, hogy a felhők az éghajlatmodellezés máig megoldatlan fő aspektusai közé tartoznak. Jelenleg is vitatják, vajon a felhők gyenge pozitív, vagy erős negatív visszacsatolási mechanizmust képeznek a klímarendszernek a sugárzási kényszerre adott válaszában (lásd: 2.3. és 11. fejezet). A légkör kémiai összetétele számos módon befolyásolhatja a felhők tulajdonságait. Egyrészt a felhőcseppek nyomanyag-összetétele meghatározza a felhők által elnyelt látható rövidhullámú sugárzás mennyiségét, s így annak a fűtésre, illetve a hűtésre gyakorolt tiszta hatását (3.2.2d. fejezet). Másrészt a "háttér" légkörben végbemenő kémiai folyamatok olyan aeroszolok képződéséhez vezetnek, amelyek kondenzációs magvakként viselkednek. E kondenzációs magvak kémiai összetétele és koncentrációja befolyásolja a felhők mikrofizikáját, s ennél fogva azok sugárzási tulajdonságait (3.2.2d. fejezet).

Fotokémia: A vízgőz részt vesz azon alapvető fotokémiai folyamatokban, melyek meghatározzák számos - az üvegházhatás szempontjából aktív - gáz légköri tartózkodási idejét (3.3.1. ábra). Pl. a metán légköri tartózkodási idejét az elsősorban a troposzférikus vízgőzből származó hidroxil-gyökkel végbemenő reakciója szabályozza:



(Az $\text{O}(^1\text{D})$ szimbólum az oxigénatomok ^1D -vel jelölt első elektromosan gerjesztett állapotára utal.) A (3.11.) reakciók szerint a vízgőztartalom növekedése egy másik üvegházgáz, a metán csökkenéséhez vezethet. Ezenkívül a vízgőzből képződött OH-gyök a klímaváltozáshoz hozzájáruló klórkarbon vegyületek egy teljes osztályának - a metil-kloroformot és a CFC-22-öt is beleértve - a legfontosabb nyelője. Ezen összetevőknek szénhidrogén-kötésük van, melyeket az OH-gyök megtámad. A fokozódó üvegházhatás miatt a troposzférikus vízgőz koncentrációja növekszik, ami maga után vonja az imént említett üvegházgázok koncentrációjának csökkenését és rövidebb élettartamát.

A vízből származó hidrogéngyökök pedig az ózon lebontását katalizálják a sztratoszférában:



Ez a teljes reakcióciklus katalitikus abban az értelemben, hogy benne a hidrogénvegyületek újraképződnek - az OH-gyökben nincs veszteség - míg az ózon kémiai úton lebomlik, az O_3 -ból O_2 keletkezik. Ebből következik, hogy a vízgőz koncentrációjának növekedése általában maga után vonja a sztratoszférikus ózonszint csökkenését. Az ózon hozzájárul az üvegházhatáshoz azáltal, hogy a felső troposzférában és az alsó sztratoszférában elnyeli a Föld-légkör rendszer hosszuhullámú kisugárzását (lásd: 3.3.3a. fejezet). Ily módon a vízgőznek az ózonnal és a többi üvegházgázzal való kapcsolata a globális éghajlat módosításának fontos tényezője.

3.3.1b. Mértékek és trendek

A vízgőz koncentrációja az alsó légkörben helyről helyre nagyságrendekkel változhat, azonban a változás mértéke a teljes levegőssűrűség legfeljebb néhány százalékát teszi ki. Ez a nagy változékonyság az éghajlatmodellezés egyik alapvető problémája. A sztratoszférában a vízgőz kevésbé változékonyságú és koncentrációja sokkal kisebb (mindössze néhány ppm). A légköri víz mennyiségét elsősorban az óceánok hőmérséklete és a víz termodinamikai tulajdonságai szabályozzák. A kémiai folyamatok a vízgőz koncentrációját magasabb rendű hatások - pl. a kondenzációs magvak összetétele - révén befolyásolják. (A mezoszféra fölött azonban a vízgőz túlnyomóan kémiai szabályozás alatt áll.)

3.3.2. A szén-dioxid (CO_2)

A szén-dioxid - tekintettel az antropogén tevékenységekhez kapcsolódóan növekvő koncentrációjára, s az üvegházhatás terén a jövőben betöltendő szerepére - a legszélesebb körben elemzett légköri gáz (lásd: 5. fejezet). A szén-dioxidnak a légkör fizikai és kémiai folyamataiban végbemenő kölcsönhatásait a 3.3.2. ábra foglalja össze (lásd még: 3.1. táblázat). Ezenkívül a szén-dioxid - azáltal, hogy előidézi a jól ismert üvegházhatást - befolyásolja a légkör fotokémiáját és a légkörben található számos anyagra is hatással lehet. A szén-dioxid segítségével állapítják meg a csapadékvíz standard savasságát is. A légköri szén-dioxiddal egyensúlyban lévő tiszta víz savassága 5,6 pH értékű, amely jóval alacsonyabb, mint a tiszta víz semleges pH-ja (7,0). [A pH a vizes oldatok savasságának mértéke és úgy számítják ki, hogy veszik az oldat H^+ -ion koncentrációjának a $(-\log_{10})$ -szeresét.]

3.3.2. ábra: A szén-dioxidot magába foglaló fizikai és kémiai kölcsönhatások sematikus diagramja, amelyeket egy átfogó globális éghajlati modell tartalmazhat. A legfontosabb fizikai klimatológiai paramétereket bekereteztük, amint az a 3.2.1. ábrán is látható. A légkör azon kémiai összetevőit, melyekre a szén-dioxid hatást gyakorol, körök tartalmazzák. Azon kémiai mechanizmusokat, melyek lejátszódásához szén-dioxid szükséges, vagy befolyásolhatják annak koncentrációját, az ábra alján található osztályokba soroltuk. A kölcsönhatások útjait és módjait pedig nyilak jelölik. Az ábrán bemutatott kémiai folyamatok magyarázatát a 3.2. fejezet és a 3.3.1. ábra tartalmazza.

3.3.2a. Éghajlati/kémiai kölcsönhatások

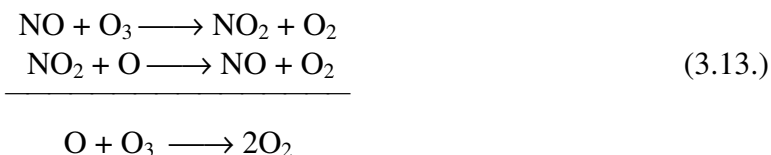
Jóllehet a szén-dioxid semmilyen fontos fotokémiai reakcióban nem vesz részt a troposzférában és a sztratoszférában, azáltal, hogy szabályozza a légkör hőmérsékletét, más gázok fotokémiáját befolyásolja. A CO_2 koncentrációjának a növekedése pl. melegíti a felszínt és hűti a sztratoszférát (lásd: 11. fejezet). Mivel a kémiai reakciósebességek változnak (néhány igen erőteljesen) a hőmérséklettel, a "fűtés", vagy "hűtés" alatt álló levegő összetétele változni fog. Sőt, a felszín melegítése növeli a légköri vízgőz koncentrációját, ami a fotokémia további változásaihoz vezet.

Hőmérsékleti kényszer: A szén-dioxid által előidézett üvegházhatás jól ismert (lásd: 4. és 11. fejezet). Ha a légköri szén-dioxid koncentráció megduplázódna, akkor a felszínhőmérséklet globális átlagban kb. 2-4°C-kal emelkedne. Az óceánfelszín hőmérsékletének ilyen mértékű emelkedése az átlagos vízgőz-koncentrációt 10-20 %-kal emelné. Azonban a felszínhőmérsékletek és a vízgőz CO_2 iránti érzékenysége bizonytalan. A felszínhőmérsékletek és a H_2O koncentrációjának emelkedése pl. a nagy magasságokban megváltoztathatja a vízgőznek a konvekciós rendszerekbe történő bejutásának hatékonyságát.

A szén-dioxid a sztratoszférát hűti azáltal, hogy a felső légkör vékonyabb rétegén át hőt sugároz ki a világűrbe. Mivel a légköri szén-dioxid koncentrációja növekszik, a

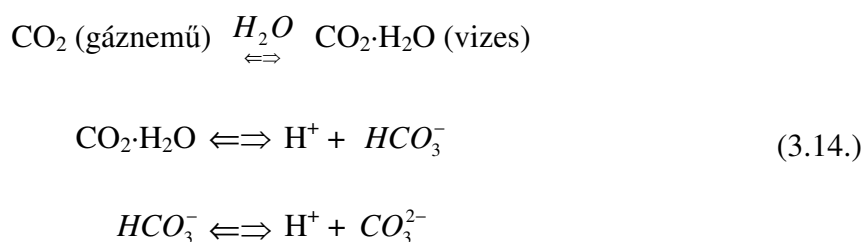
sztratoszféra hűl, ami befolyásolja ennek a rétegnek a fotokémiai mozgásait. Következésképp számos, éghajlati szempontból aktív gáz koncentrációja módosulni fog.

A sztratoszférikus ózonra gyakorolt hatás: A szén-dioxidnak a sztratoszférikus ózonra gyakorolt hatása az ózonnak az NO_x-ek és egyéb ózon-katalitikus anyagok által történő kémiai lebontása hőmérsékleti érzékenységből következik (lásd még: 3.3.3. fejezet). Az ide vonatkozó reakciók a következők:



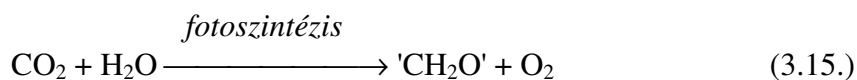
Az NO-nak az O₃-al való reakciója különösen nagy aktivációs energiával rendelkezik. Így, mivel a CO₂ koncentrációja növekszik, a sztratoszféra hűl, az ózonlebontás sebessége csökken, az ózon koncentrációja pedig növekszik. Ha fölteszük, hogy a felszínhőmérsékletben, illetve a vízgőz koncentrációjában nem lép föl változás, akkor egyedül a légköri CO₂ megduplázódása a sztratoszférikus ózonszint néhány százalékos növekedéséhez vezet. Ez az ózonszint-növekedés - egy másodrendű pozitív visszacsatolásként - további fölmelegedést indíthat el. Azonban, ha a légköri vízgőz koncentrációja növekszik a magasabb felszínhőmérséklet hatására, az OH-gyökök koncentrációja is nő, ami elegendő arra, hogy az ózon mennyiségét csökkentse az alsó sztratoszférában (3.12.). Ugyancsak meg kell jegyezzük, hogy a sztratoszférikus hőmérséklet csökkenése jégkristályokból álló felhők képződését indíthatja el, ami az ózon lokális lebontását idézi elő (lásd: 3.4.2. fejezet). Mindezek alapján a szén-dioxid koncentrációjának növekedésére adandó válaszokat óvatosan kell kezelnünk.

Geokémiai és biokémiai kapcsolódás: A szén-dioxid természetes geokémiai és biokémiai ciklusai összetettek, magukba foglalják a szárazföldi és óceáni biótát is (lásd: 6. és 7. fejezet). A szén-dioxid kémiája tartalmazza annak a felhőkben történő feloldódását (ahol a felhőben lévő víz pH-ját, vagy savasságát módosítja), továbbá az óceánokban történő feloldódását, ahol a szén ciklust indítja el. A szén légköri/óceáni cseréje a következő folyamatokat foglalja magába:

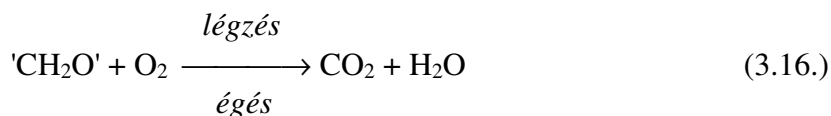


ahol a dupla nyíl a reverzibilis folyamatokat jelzi. A CO₂-nek az óceánokban és a felhőkben történő feloldódása a vízhőmérséklettől függ. Minél hidegebb a víz, annál jobban oldódik a széndioxid. A feloldódott szénkomponenseket (CO₂·H₂O, HCO₃⁻ és CO₃²⁻) az óceáni fitoplanktonok fotoszintézis útján asszimilálják. A karbonátok és a bikarbonátok - a HCO₃⁻ és a CO₃²⁻ - be is épülhetnek pl. a kagylókba vagy egyéb szerves anyagokba, ami a karbonátos üledékek képződéséhez vezet. A mély óceánokban főlhalmozódott karbonátok és bikarbonátok a CO₂ fő rövid periódusú rezervoárjai. Ennélfogva a szén-dioxid növekvő légköri mennyisége módosítani fogja az óceánok geokémiáját és biokémiáját, amelynek során kompenzációs visszacsatolási mechanizmusok aktivizálódhatnak.

A felszínhőmérséklet változásai befolyásolhatják a biológiai aktivitás mértékét és sebességét a Föld felszínén. Az az alapvető biokémiai folyamat, mely a légköri szén-dioxidot a szárazföldekkel és az óceánokkal összeköti, a növényi fotoszintézis:



ahol 'CH₂O' a szerves anyag egységét jelenti. A szerves anyagból oxidációval újra szén-dioxid keletkezik, ha elégetik vagy ha az organizmusok mint energiaforrást elfogyasztják:



A légköri szén-dioxid megnövekedett koncentrációja számos növényben befolyásolja a fotoszintézis sebességét. Ebből adódik, hogy a légköri CO₂-szint változásaira adott biokémiai válaszok számottevőek lehetnek. A globális biológiai aktivitás évszakos változásával összefüggően a CO₂-koncentráció évszakos ingadozása a CO₂-mérések alapján nyilvánvaló **(lásd: Fig.2.2.)**. Továbbá könnyen belátható, hogy az erdők kivágásának és égetésének fölgyorsulása fokozhatja a szén-dioxid légköri fölhalmozódását.

3.3.2b. Mértékek és trendek

A légköri szén-dioxid koncentráció az utóbbi 2-3 évszázadban növekvő trendet mutat, amely az utolsó 50-100 év során tovább gyorsult **(Fig. 2.3.)**. Míg a szén-dioxid fölhalmozódása a légkörben nyilvánvaló, addig a növekedés ütemének magyarázata kevésbé egyértelmű. A CO₂-többség legfontosabb forrása a fosszilis tüzelőanyagok elégetése. Egy másik forrás ipari eredetű, s - a cementgyártás során - a kalcium-karbonátnak (CaCO₃) kalcium-oxiddá (CaO) történő redukciójával kapcsolatos. Az erdők tarra vágása, hogy ezáltal nyersanyagot biztosítsanak a papírgyártáshoz, valamint egyéb mezőgazdasági célú tevékenységek (pl. erdőégetéssel legelők kialakítása) mind antropogén eredetű szén-dioxid források, melyek szerepe egyre nő. Egyes becslések szerint az erdőpusztítás akár 20 %-kal is hozzájárulhat a teljes antropogén eredetű CO₂-kibocsátáshoz.

Mindazonáltal a CO₂ emelkedő trendjére ható geokémiai és biokémiai ciklusok és visszacsatolások szerepe - melyeket a 7. fejezetben részletesebben elemzünk - még nem teljesen tisztázott. Itt két tényezőt kell megemlítenünk. Először is a szén-dioxid gyorsan - mintegy 10-100 év közötti periódussal - végzi ciklusát a bioszféra és az óceánfelszín rezervoárjai között. Másodszor a szén szárazföldi és óceáni rezervoárjai nagyobbak, mint a légköri rezervoár, ennél fogva lehetőségük van jobb és gyorsabb CO₂-cserét végrehajtaniuk. Ahhoz, hogy ezt a fontos kérdést megoldhassuk, a légkör, a bioszféra és az óceánok közötti kémiai, fizikai és biológiai kölcsönhatások jóval átfogóbb ismeretére van szükség.

3.3.3. ábra: Az ózont magába foglaló fizikai és kémiai kölcsönhatások sematikus diagramja, amelyeket egy átfogó globális éghajlati modell tartalmazhat. A legfontosabb fizikai klimatológiai paramétereket bekereteztük, amint az a 3.2.1. ábrán is látható. A légkör kémiai összetevőit körök tartalmazzák. Azon kémiai mechanizmusokat, melyek lejátszódásához ózon szükséges, vagy befolyásolhatják annak koncentrációját, az ábra alján található osztályokba

soroltuk. A kölcsönhatások útjait és módjait pedig nyilak jelölik. Az ábrán bemutatott kémiai folyamatok magyarázatát a 3.2. fejezet és a 3.3.1. ábra tartalmazza.

3.3.3. Az ózon (O₃)

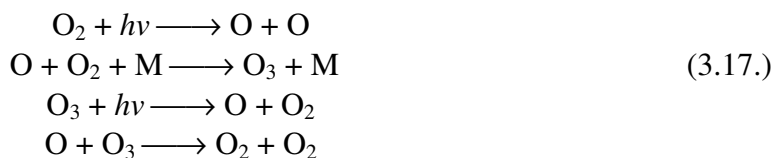
A 3. fejezetben tárgyalt üvegházgázok közül az ózon fotokémiai szempontból messze a legaktívabb. Másrészt az ózon azért is fontos, mert képes elnyelni a Nap ultraibolya sugárzását. Valójában ózon nélkül az üvegházhatással és a klímaváltozással kapcsolatos kérdések elvesztenék értelmüket, hiszen nem élne a Földön ember, akit ezek érintenének. A Föld ózonkészletének legnagyobb része a sztratoszférában található. Az ózon kb. 10 %-a a troposzférában fordul elő, ahol néhány igen szmogos régióban koncentrációja megközelítheti az alsó sztratoszférában tapasztalt értékeket. Az ózon nem csupán egy sugárzási szempontból aktív gáz, hanem számos egyéb fontos fizikai és kémiai kölcsönhatásai mutathatók ki a légkörben (3.3.3. ábra és 3.1. táblázat).

3.3.3a. Éghajlati/kémiai kölcsönhatások

Üvegházhatás: Az ózon elnyeli a hősugárzást a 9,6 µm-es sávban (gyakorlatilag a hullámhossz, mint szakaszközéppont körüli végtelen kicsiny tágasságú intervallumban), mely a hosszúhullámú kisugárzás "légköri ablakának" része (**Fig. 1.1.**). Az ózonnak az energiamérlegre gyakorolt hatása erősen függ magassági eloszlásától (**Fig. 3.6.**). Üvegházgázként különösen a középső és felső troposzférában, valamint az alsó sztratoszférában a leghatékonyabb. Ezekbe a magasságokba számos antropogén forrásból kerülhet ózon. Pl. a tudomány mai állása szerint a polgári légiközlekedés a felelős az ózonszint növekedéséért a felső troposzférában (lásd: 3.3.3c. fejezet).

Sugárzási fűtés / a középső légkör dinamikája: Az ózon elnyeli a Napból származó ultraibolya sugárzást, ami a globális skálájú sztratoszférikus hőmérsékleti inverziót hozza létre. Ezért az alsó sztratoszféra stabilitását, s vele együtt a troposzférikus cirkuláció felső határát az ózon vertikális eloszlása befolyásolja. Ugyanígy, a középső légkör (sztratoszféra és mezoszféra) mozgásfolyamatait az ózon melegítő hatása és a szén-dioxid sugárzási hűtése szabályozza. Bármelyikük megváltozása hatással van a többi fontos üvegházgáz, mint pl. az N₂O és a CFC-k eloszlására.

Fotokémia: Az ózon a molekuláris oxigénből - a Napból érkező ultraibolya sugárzás hatására - fotodisszociáció révén keletkezik. Az ózon koncentrációját azon reakciók szabályozzák, amelyek ózomból újra oxigént hoznak létre. Az ózon legegyszerűbb teljes fotokémiai ciklusát a Chapman-formulák mutatják be (Chapman, 1930):



A (3.17.) formulákban az utolsó reakció reprezentálja az ózonvesztést (az oxigén újraképződik). A fenti összefüggésekben O és O₃ egyformán páratlan számú oxigén-összetevők (lásd később). A fotodisszociáció és a kémiai reakciósebességek együtthatóit tartalmazó táblázatokat felhasználva az ózonkoncentráció egyensúlyi, vagy stabil állapota a (3.17.) formulákból könnyen kiszámítható. Az előrejelzett ózonkoncentráció azonban túl magas. Következésképp ózonszint-csökkentő folyamatokat (rekombináció) is - melyeket olyan nyomgázok, mint pl. a hidrogén, nitrogén és klór katalizálnak - figyelembe kell venni. A (3.12.) és a (3.13.) reakcióciklusok az ózonlebontó folyamatok közül a két legfontosabbat mutatják.

Az ózon a fotokémiai reakciók sorozatán át némely üvegházgáz elbomlásához közvetlenül, másokéhoz közvetve járul hozzá. Ebből következik, hogy fontos szerepet játszik ezen üvegházgázok légköri tartózkodási idejének meghatározásában. A (3.11.) reakciósorozat pl. közvetve szabályozza a metán légköri mennyiségét. Az ózon (a középső sztratoszférában lezajló reakciók sorozatában) közvetlenül megtámadhatja a dinitrogén-oxidot:



Az N_2O légköri élettartama a sztratoszférában végbemenő fotolízistől függ:



Hasonló módon történik a CFC-k lebontása is. Az N_2O (és a CFC-k) $\text{O}(^1\text{D})$ által történő lebontásával keletkező komponensek a leginkább reakcióképes légköri összetevők (lásd: 3.3.5. és 3.3.6.).

3.3.3b. Sztratoszférikus kémia

A sztratoszférikus ózonréteg teljes kémiai részletességgel történő modellezéséhez nagy számú összetevő (~50) és fotokémiai folyamat (~200) ismerete szükséges. Emellett ismernünk kell a különböző sztratoszférikus aeroszolok (szulfát aeroszolok, poláris sztratoszférikus felhők) heterogén kémiáját is (3.4.2. fejezet). Ebből következik, hogy az ózon kezelése a tipikus klímamodellekben jelentősen leegyszerűsödik. Mivel a sztratoszféra a fontos és éghajlati szempontból aktív gázok nyelőjeként alapvető szerepet játszik, végül is szükségszerűnek tűnik a teljes ózon fotokémiának az éghajlati előrejelzési modellekbe történő integrálása.

Számos - az ózon szempontjából érdekes - reaktív kémiai összetevőt ún. családokba oszthatjuk. A legfontosabb családok a "páratlan oxigén" vagy ózon csoportja (O_x), $\{\text{O}, \text{O}(^1\text{D}), \text{O}_3\}$; a H_2O -ból származtatott "páratlan hidrogén" (HO_x) csoportja $\{\text{H}, \text{OH}, \text{HO}_2 \text{ és } \text{H}_2\text{O}_2\}$; a "páratlan nitrogén" (NO_y , lásd: 3.3.5a. fejezet) család, mely az N_2O -ra vezethető vissza $\{\text{NO}, \text{NO}_2, \text{NO}_3, \text{N}_2\text{O}_5, \text{HNO}_2, \text{HNO}_3 \text{ és } \text{HO}_2\text{NO}_2\}$; a metánból származó család $\{\text{CH}_3, \text{CH}_3\text{O}_2, \text{CH}_3\text{O}, \text{CH}_3\text{OOH}, \text{CH}_2\text{O} \text{ és } \text{CHO}\}$; a "páratlan klór" család (Cl_x), amely a CFC-kből ered $\{\text{HCl}, \text{Cl}, \text{ClO}, \text{ClO}_2, \text{ClONO}_2, \text{HOCl}, \text{Cl}_2\text{O}_2, \text{Cl}_2 \text{ és } \text{ClNO}_2\}$; a bróm család (Br_x), amely több - brómot tartalmazó - összetevőből származik $\{\text{HBr}, \text{Br}, \text{BrO} \text{ és } \text{BrONO}_2\}$ és a kén család, amely a COS-re vezethető vissza $\{\text{S}, \text{SO}, \text{SO}_2, \text{HSO}_3, \text{SO}_3 \text{ és } \text{H}_2\text{SO}_4\}$. Ezenkívül még számos gáz fontos szerepet játszik a sztratoszférában (pl. a CO , CH_3Cl , C_2H_6 , stb.). Az itt említett gázok kémiai tulajdonságai és kölcsönhatásaik meglehetősen összetettek és túlmutatnak e jegyzet célkitűzésein.

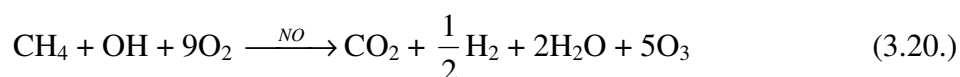
Azonban fontos megjegyeznünk, hogy a legfontosabb sztratoszférikus kémiai folyamatok tartalmazzák azokat az üvegházgázokból (H_2O , O_3 , CH_4 , N_2O és a CFC-k) származtatott összetevőket, amelyekre e fejezetben a legtöbb figyelmet fordítunk. Nyilvánvaló, hogy ezen fotokémiai eredetű összetevők éghajlati és kémiai hatásokkal is rendelkezhetnek.

3.3.3c. Troposzférikus kémia

Az ózon és a vele kapcsolatos összetevők troposzférikus kémiája a sztratoszférikus kémiához hasonló, de számos lényeges eltérést is tartalmaz. A troposzféra kémiáját - különösen a felszín és a légkör közötti gázcserét - a földfelszín határozza meg a felhők és az

aeroszolk által, valamint a gázkibocsátások eltérő eloszlása által. Ezért a troposzférikus kémia erősen változékony regionális skálákon. Azonban számos egyéb összetevőt is - különösen az antropogén és biológiai tevékenységekhez kapcsolódó összetettebb szerves komponenseket is - figyelembe kell venni. A konvekció, a felhőképződés és csapadékhullás, valamint a felhők belsejében végbemenő heterogén kémiai folyamatok jelentős hatást gyakorolnak a troposzférikus összetételre és kémiára, s további változékonyságot idéznek elő. A kénsav, salétromsav és bizonyos szerves savak gyakran olyan koncentráltan fordulnak elő egyes régiók csapadékában, hogy befolyásolhatják a biológiai aktivitást.

A szénhidrogének antropogén forrásai - a nitrogén-oxidok és a szén-monoxid - elősegítik a troposzférikus ózon képződését. A kémia szélsőséges formájában mint fotokémiai szmog nyilvánul meg. Az antropogén eredetű légszennyeződés növekvő hatását jelzi a troposzférikus összetétel lényeges módosulása az Északi félgömbön, a még viszonylag eredeti képet mutató déli félgömbivel szemben. Az ózon keletkezése a legegyszerűbb szénhidrogénből, a metánból (melynek fontos antropogén forrásai vannak) magas nitrogén-monoxid (NO) koncentráció esetén (mely számos térségben antropogén kibocsátásokból származik) az alábbi reakcióval összegezhető:



A repülőgépek motorja által a felső troposzférába juttatott nitrogén-monoxid a (3.20.)-ban bemutatott reakcióhoz hasonló folyamat révén ózontöbbletet eredményezhet. Az ózonkoncentráció illetően növekedése különösen fontos lehet a globális fölmelegedés problémájának tanulmányozásakor.

A további fontos troposzférikus gázok, mint pl. a szén-monoxid és a nitrogén-oxidok kémiáját a következőkben tárgyaljuk (lásd: 3.3.4a. és 3.3.7a. fejezet).

3.3.3d. Mértékek és trendek

Az összes létező ózonmegfigyelések részletes vizsgálata arra a következtetésre vezetett, hogy a globális sztratoszférikus ózonmennyiség jelenleg kb. 0.2 %-os évi sebességgel csökken (3.1. táblázat). E csökkenésnek számottevő földrajzi szélesség menti és évszakos függése van - lévén legerőteljesebb a magas szélességeken télen és tavasszal. A vertikális ózonprofil is változik. A legnagyobb ózoncsökkenés a középső és felső sztratoszférában tapasztalható.

Az Antarktisz fölött az 1970-es évek közepe óta egy mély ózonlyuk képződött. A mért csökkenés az ózon koncentrációjában (ami a vertikálisan integrált ózonoszlopot jelenti) elérte, sőt meghaladta az 50 %-ot a déli félgömbi tavasz idején. Az ózonlebontás a 15-25 km magasságok között a legintenzívebb. Az ózonlyukat a CFC-kból képződött klór és a jégkristályokból álló poláris sztratoszférikus felhők közötti heterogén kémiai kölcsönhatások hozzák létre (3.4.2. fejezet). Az ózonlyuk az 1980-as évek során fokozatosan mélyült, s ez a folyamat azóta leállt (ami azt jelenti, hogy a további csökkenés közelítőleg a 15-25 km közötti magasságok ózonmennyiségére fog korlátozódni). A lyuk főként azon térség vertikális és horizontális kiterjedésére korlátozódik, ahol a sztratoszférikus felhők képződnek. Az északi félgömbön végzett legújabb téli mérések viszonylag csekély sztratoszférikus ózonlebontást jeleznek, szemben a déli félgömbivel. Az északi félgömb magas szélességeinek enyhébb téli hőmérsékletei nem kedveznek a poláris sztratoszférikus felhők folyamatos és kiterjedt képződésének, sem a poláris örvény dinamikai stabilitásának, melyek mindegyike hozzájárul az ózonszint erőteljes csökkenéséhez a Déli félgömb sztratoszférájában.

Az ózonlyuk kialakulása az összekapcsolt légköri dinamikai/kémiai rendszerekben lévő érzékeny és erősen nemlineáris kapcsolatokra utal. Az ózonlyuk keletkezéséhez a téli poláris örvényes cirkuláció bizonyos fokú stabilitására van szükség, hogy kedvező feltételek jöjjenek létre a jégzemek képződéséhez. A jégzemekből álló felhők jelenléte és az ózonszint erőteljes csökkenése viszont befolyásolja az örvény sugárzási energiamérlegét, s így annak stabilitását. Az összekapcsolt rendszer annyira összetett, hogy elemzés céljaira az ózonlyuk háromdimenziós nem összekapcsolt szimulációit állítják elő.

A troposzférikus ózon mennyisége az Északi félgömbön kb. 1 %-os évi sebességgel növekszik. Ez a növekedés az antropogén eredetű nitrogén-oxidok, metán, egyéb szénhidrogének, és a szén-monoxid kibocsátásával összefüggő fotokémiai folyamatokkal kapcsolatos. A Déli félgömbön csupán egy gyenge ózontrend mutatható ki, feltehetően a kisebb mértékű antropogén légszennyeződés következményeként.

Kiszámították a globális ózonkoncentráció lehetséges változásait a kémiai szempontból aktív üvegházgázok (CH_4 , N_2O) és a CFC-k egyidejű növekedése esetére. Az üvegházgázok légköri mennyiségének előrejelzései az elkövetkező 50-100 évre készültek el, azonban a CFC-kibocsátásokat a Montreáli Protokoll és a Londoni Indítvány (lásd: 16. fejezet) valószínűleg szabályozni fogja. Az előrejelzések szerint várható az ózonszint számottevő növekedése az északi félgömbi troposzférában, csökkenése pedig a középső és a felső sztratoszférában. A troposzférikus ózonmennyiség növekedése a metánkibocsátás növekedésének, valamint - a sztratoszférikus ózonlebontás miatt - az ultraibolya sugárzás növekedésének köszönhető. A sztratoszférikus ózonszűkülés oka a nitrogén-oxidok és a CFC-k fölhalmozódása. Az ózonszint változásai jelentős éghajlati visszacsatolásokat tartalmaznak az ilyen scénáriókban.

3.3.4. A metán (CH_4)

A metán bőven található a természetben de jelentős antropogén forrásai is vannak. A hősugárzást 8 μm hullámhosszon nyeli el, mely a légköri ablak része. A metán fotokémiája viszonylag egyszerű és szorosan kapcsolódik az ózónéhoz. Levegőkémiai kölcsönhatásait és szerepét a 3.3.4. ábra mutatja. A metán koncentrációját biokémiai, geokémiai és antropokémiai folyamatok együttese határozza meg. Néhány tulajdonságát a 3.1. táblázat foglalja össze.

3.3.4. ábra: A metánt magába foglaló fizikai és kémiai kölcsönhatások sematikus diagramja, amelyeket egy átfogó globális éghajlati modell tartalmazhat. A legfontosabb fizikai klimatológiai paramétereket bekereteztük, amint az a 3.2.1. ábrán is látható. A légkör kémiai összetevőit körök tartalmazzák. Azon kémiai mechanizmusokat, melyek lejátszódásához metán szükséges, vagy befolyásolhatják annak koncentrációját, az ábra alján található osztályokba soroltuk. A kölcsönhatások útjait és módjait pedig nyilak jelölik. Az ábrán bemutatott kémiai folyamatok magyarázatát a 3.2. fejezet és a 3.3.1. ábra tartalmazza.

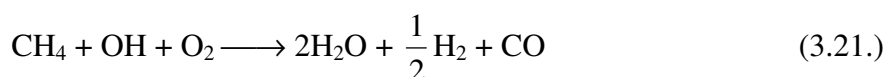
3.3.4a. Éghajlati/kémiai kölcsönhatások

Üvegházhatás: A metán közvetlenül elnyeli az infravörös vagy hősugárzást és módosítja az energiamérleget. A légköri metánnak a globális hőmérsékletváltozásban játszott szerepe ma még tisztázatlan. Megfigyelték, hogy a prehisztorikus metánkoncentrációk korrelálnak a hőmérséklettel (**Fig. 21.3**). Az alapul vett mechanizmusok tartalmazzák a metán kondenzációját és párolgását az állandóan fagyott altalajban, valamint a biológiai metánképződésnek a környezet hőmérsékletével kapcsolatos érzékenységét. Úgy tűnik, hogy a metán pozitív visszacsatolást nyújt a globális fölmelegedéshez; azaz a metánkoncentráció a fölmelegedés hatására növekszik, ami az üvegházhatás további fokozódásához vezet.

Másrésről szárazabb klímák esetén csökken a vizenyős területek kiterjedése és az oxigénhiányos környezet, ami metán képződéséhez vezet.

A metán légköri koncentrációját a troposzférában a hidroxil-gyökkel (OH) való reakciója szabályozza [lásd: (3.11.) egyenlet]. Ezért egy adott forrás (kibocsátó) esetén a metán légköri mennyisége ugyanazon tényezőkre érzékeny, amelyek a hidroxil-gyököt befolyásolják, beleértve a troposzférikus vízgőz és az ózon koncentrációját. A vízgőz koncentrációja különösen érzékeny a felszínhőmérsékletre. A globális melegedés növeli a légköri vízgőz mennyiségét, ennél fogva a hidroxil-gyökét is, viszont csökkenti a metán koncentrációját. A metán csökkenése azonban egy mérsékelt, metán által előidézett melegedéshez vezet (negatív visszacsatolás, becült értéke 10 %).

A metán lebontása vízgőz keletkezéséhez vezet (3.20.). Míg a vízgőz ily módon történő keletkezése a troposzférában nem jelentős, addig a középső és felső sztratoszférában, valamint a mezoszférában rendkívül fontos. Miután a metán a troposzférából a sztratoszférába kerül, a következő folyamat szerint oxidálódik:



[itt a reakcióba lépő OH-molekula egy vízmolekula egyik felét reprezentálja, amely az $\text{O}(^1\text{D})$ hatására bomlik el]. A metán növekvő koncentrációja következtében a felső sztratoszférában keletkező vízgőz lehet a felelős a jégkristályokból álló poláris sztratoszférikus felhők, valamint a világító felhők gyakoribb előfordulásáért [utóbbiak a víz jégkristályaiból állnak és a hideg nyári mezopauzában találhatók, ahol a hőmérséklet 130 K-re is süllyedhet (**Fig. 3.3.**)]. A sztratoszférikus felhők pl. az ózon vertikális eloszlásával összefüggő közvetlen sugárzási hatások és közvetett hatások révén kapcsolódnak a klímához.

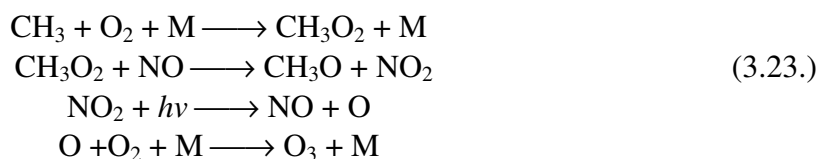
Az ózonra gyakorolt hatás:

A metánnak számos, az ózonnal kapcsolatos fotokémiai hatása van. A troposzférában - mint fentebb említettük - a metán lebontása ózon képződéséhez vezethet (3.20.). Egy hasonló, ózonképződéshez vezető szmogszerű folyamat léphet föl a felső troposzférában és az alsó sztratoszférában, különösen akkor, amikor a polgári légiközlekedés hatására nagy mennyiségű NO_x kerül a levegőbe.

A sztratoszférában a metán olyan kémiai ciklusokban vesz részt, amelyek katalizálják az ózonlebontást. A CH_4 -nek a klórciklusban játszott szerepe figyelemre méltó. A metán az alábbi reakció szerint mérsékli a klór ózonbontó képességét (lásd: 3.3.6. fejezet):



ahol a HCl a klór inert rezervoárja (azaz oly módon köti meg a klórt, hogy az közvetlenül nem lép reakcióba az ózonnal). A (3.22.) reakció - az alábbi reakciósorozaton át - valóban ózonképződéshez vezethet:



mely egy tipikus "szmog"-reakciósorozat része.

3.3.4b. Források, mértékek és trendek

A metánnak - a természetektől a rizsföldekig - számos természetes és antropogén forrása létezik (5. fejezet). A történelmi időktől napjainkig a metán koncentrációja folyamatosan emelkedett. Úgy tűnik, hogy a CH₄-koncentráció növekedése a népesség gyarapodásához kapcsolódik. A metán légköri mennyisége az 1800-as évek közepétől napjainkig megközelítően kétszeresére nőtt, összhangban a fokozódó antropogén tevékenységeknek tulajdonítható mintegy kétszeres metánkibocsátással. A növekedés jelenlegi üteme globális skálán kb. 1 % évente. A metánnak számos kémiai (és fizikai) kapcsolata van egyéb, éghajlati szempontból fontos gázokkal, mint pl. az ózonnal és a vízgőzzel. Ebből adódik, hogy folyamatos növekedését és az ezzel összefüggő potenciális éghajlati visszacsatolásait az éghajlati modelleknek megfelelő módon kell tartalmazniuk.

3.3.5. A dinitrogén-oxid (N₂O)

A dinitrogén-oxid természetes és antropogén forrásból származik. Az emberi tevékenységek szerepe még nem teljesen tisztázott, de valószínűleg felelős lehet a megfigyelt N₂O-koncentráció lassú növekedéséért. A dinitrogén-oxid az infravörös spektrum 8 μm-hez közeli hullámhosszán nyeli el a sugárzást. Fotokémiai szempontból is aktív, bár csupán a sztratoszférában, ahol befolyásolja az ózonkoncentrációt. Az N₂O néhány tulajdonságát a 3.1. táblázat foglalja össze. A dinitrogén-oxid, valamint a klímarendszer egyéb fizikai és kémiai elemei közötti fő kölcsönhatásokat a 3.3.5. ábra mutatja.

3.3.5. ábra: A dinitrogén-oxidot magába foglaló fizikai és kémiai kölcsönhatások sematikus diagramja, amelyeket egy átfogó globális éghajlati modell tartalmazhat. A legfontosabb fizikai klimatológiai paramétereket bekereteztük, amint az a 3.2.1. ábrán is látható. A légkör kémiai összetevőit körök tartalmazzák. Azon kémiai mechanizmusokat, melyek lejátszódásához dinitrogén-oxid szükséges, vagy befolyásolhatják annak koncentrációját, az ábra alján található osztályokba soroltuk. A kölcsönhatások útjait és módjait pedig nyilak jelölik. Az ábrán bemutatott kémiai folyamatok magyarázatát a 3.2. fejezet és a 3.3.1. ábra tartalmazza.

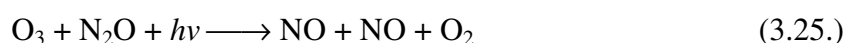
3.3.5a. Éghajlati/kémiai kölcsönhatások

Üvegházhatás: Az N₂O az infravörös sugárzásnak a troposzférában történő elnyelése révén közvetlenül járul hozzá az üvegházhatáshoz. A dinitrogén-oxid átlagos tartózkodási ideje a troposzférában meglehetősen hosszú, s kölcsönhatása egyéb gázokkal, a felhőkkel, s az aeroszolokkal minimális.

Sztratoszférikus ózonhatás: Az N₂O főként a napsugárzás hatására fellépő fotodisszociáció révén bomlik le a sztratoszférában (3.19.):



Az ózon jelenlétében lebomlott N₂O nitrogén-oxidokat (NO_x) képez, amint a (3.18.)-ből következik:



[megjegyzés: az NO_x-eket gyakran úgy definiálják, mint NO + NO₂ , de néha az NO₃-at és a többi nitrogén-oxidot is hozzáveszik; NO_y tartalmazza az NO_x-eket, továbbá a salétromsavat (HNO₃), valamint az összes többi nitrogént tartalmazó savakat és nitrátokat (3.3.3b. fejezet)]. Az NO_x egy katalitikus ciklus során reakcióba lép az ózonnal és lebontja azt. A folyamatot a (3.13.) összegzi. Az N₂O napjainkban tapasztalt légköri koncentrációja a felelős a középső és

alsó sztratoszféra teljes ózoncsökkenésének kb. 30-40 %-áért. Következésképp, az N_2O -szint bármely szignifikáns változása erős visszacsatolással hat az ózon mennyiségére és eloszlására. Az ózonkoncentráció változása viszont a teljes sugárzási mérleget és az éghajlatot befolyásolja (lásd: 3.3.3. fejezet).

Dinitrogén-oxid az anaerob környezetben történő mikrobiológiai denitrifikáció során keletkezik. Mivel az N_2O befolyásolja az ózon koncentrációját, az ózon pedig módosítja a földfelszínre érkező ultraibolya sugárzás intenzitását, amely viszont hatást gyakorol a biológiai aktivitásra, egy fotokémiai/biokémiai visszacsatolási mechanizmus állhat fenn, amely úgy működik, hogy szabályozza ezen dinitrogén-oxid forrás nagyságrendjét. Mindazonáltal az éghajlati rendszernek az N_2O -koncentráció növekedésére adott elsődleges válasza a közvetlen sugárzási kényszerrel és a sztratoszférikus ózonlebontással kapcsolatos.

3.3.5b. Források, mértékek és trendek

A dinitrogén-oxid legfontosabb légköri forrása a természetes és a mezőgazdasági biomassza denitrifikációja, bár a mezőgazdaság hozzájárulása rendkívül bizonytalan és viszonylag csekély lehet (lásd: 5. fejezet). Az óceánok képezik az N_2O másik jelentős forrását. Az égés - beleértve a biomassza égetését - másodlagos forrás. Az utóbbi 10 év során az N_2O -koncentráció nyilvánvalóan növekedett. A jelenlegi növekedési ütem csekély, mindössze ~0.2 % évente. Mégis, ha ez a trend folytatódik a következő évszázadban, vagy fölgyorsul, a dinitrogén-oxid megnövekedett mennyisége rendkívül aggasztó lehet az ózonra és az éghajlatra nézve.

3.3.6. A klórfluorkarbon vegyületek (CFC-k)

A klórfluorkarbon vegyületek vagy CFC-k olyan összetevők családját képezik, amelyek klórt és fluort tartalmaznak különböző kombinációkban. Ezen összetevők antropogén eredetűek (gyári készítmények) és nincs természetes forrásuk. Az összes közönséges CFC aktív üvegházgáz; azaz erős elnyelési sávjaik vannak az infravörös sugárzási spektrumban, mely a légköri ablak része. Ezen összetevők legnagyobb része kémiai szempontból inert és légköri tartózkodási idejük hosszú. A CFC-k éghajlattal kapcsolatos tulajdonságait a 3.1. táblázat foglalja össze. A leggyakoribb CFC-gázok a CFC-11 (CFCl_3) és a CFC-12 (CF_2Cl_2). A CFC-gázok, s a velük összefüggő klórkarbon vegyületek [pl. szén-tetraklorid (CCl_4) és metil-kloroform (CH_3CCl_3)] légköri mennyisége folyamatos megfigyelés alatt áll (3.2. táblázat).

A CFC-gázoknak az éghajlati rendszer többi elemével fennálló főbb kölcsönhatásait a 3.3.6. ábra mutatja. Mivel a CFC-k kémiai szempontból inertek, a bioszférával és a geoszférával, továbbá a felhőkkel és az aeroszolokkal való kölcsönhatásaik figyelmen kívül hagyhatók. A CFC-knek az éghajlati rendszerre gyakorolt elsődleges hatásai a közvetlen sugárzási kényszer a hosszúhullámú spektrumban, valamint a nagy magasságokban felszabaduló klór által történő sztratoszférikus ózonlebontás. A CFC-k kölcsönhatásait tartalmazó ábra nagyon hasonlít az N_2O -éra; az egyetlen kivétel: hiányzik a CFC-k erős biológiai kapcsolata.

3.3.6. ábra: A klórfluorkarbon vegyületeket magába foglaló fizikai és kémiai kölcsönhatások sematikus diagramja, amelyeket egy átfogó globális éghajlati modell tartalmazhat. A legfontosabb fizikai klimatológiai paramétereket bekereteztük, amint az a 3.2.1. ábrán is látható. A légkör azon kémiai összetevőit, melyekre a CFC-k hatást gyakorolnak, körök tartalmazzák. Azon kémiai mechanizmusokat, melyek lejátszódásához CFC-k szükségesek, az ábra alján található osztályokba soroltuk. A kölcsönhatások útjait és módjait pedig nyílak

jelölik. Az ábrán bemutatott kémiai folyamatok magyarázatát a 3.2. fejezet és a 3.3.1. ábra tartalmazza.

3.2. táblázat
A halokarbonok koncentrációi és trendjei

halokarbon	gyakorlatban használt név	térfogati arány (pptv)*	növekedési ütem (% / év)	légtöri tartózkodási idő (év)
CFC1 ₃	CFC-11	280	4	65
CF ₂ Cl ₂	CFC-12	484	4	130
CF ₃ Cl	CFC-13	5		400
C ₂ F ₃ Cl ₃	CFC-113	60	10	90
C ₂ F ₄ Cl ₂	CFC-114	15		200
C ₂ F ₅ Cl	CFC-115	5		400
CCl ₄	szén-tetraklorid	146	1,5	50
CHF ₂ Cl	HCFC-22	122	7	15
CH ₃ Cl	metil-klorid	600		1,5
CH ₃ CCl ₃	metil-kloroform	158	4	7
CF ₂ ClBr	halon-1211	1,7	12	25
CF ₃ Br	halon-1301	2,0	15	110
CH ₃ Br	metil-bromid	~10		1,5

* pptv (trilliárdod térfogatrész): 1 pptv=10⁻³ ppbv (milliárdod térfogatrész)=10⁻⁶ ppmv (milliomod térfogatrész)

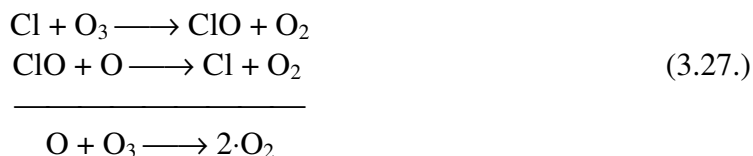
3.3.6a. Éghajlati/kémiai kölcsönhatások

Üvegházhatás: A CFC-knek két olyan tulajdonságuk van, amelyek grammról grammra a leghatékonyabb üvegházgázokká teszik őket. Az első: nagyon erős elnyelési sávjaik vannak a 8- és 14 µm közötti spektrális tartományban. Ebből következik, hogy a CFC-k 1 ppb-s térfogati aránya szignifikáns éghajlati következményekkel bírhat. A második: mivel a CFC-k igen stabil gázok - az egyedüli ismert szignifikáns nyelőkük a sztratoszférában végbemenő fotodisszociációjuk - hosszú időszakon át halmozódhatnak a légkörben.

A sztratoszférikus ózonlebontás: A dinitrogén-oxid és a CFC-k közötti párhuzam kiterjed sorsukra és az ózonra gyakorolt hatásukra is. Mindkettőjüket főként a napsugárzásból származó ultraibolya fotodisszociáció bontja le a sztratoszférában. A CFC-k esetében a klór (Cl_x) alakban felszabadul, amely kimarja az ózonréteget. Pl.:



Az ózon klór által történő katalízisekor a legfontosabb reakcióciklus a következő:



A sztratoszférában lejátszódó klórciklust jelenleg a CFC-kből felszabaduló klór uralja, bár a sztratoszférikus klórnak vannak természetes forrásai (pl. a metil-klorid, vagy a CH₃Cl, a vulkánok és a meteorok).

3.3.6b. Mértékek, tartózkodási idők és trendek

A 3.2. táblázat a legfontosabb klórfluorkarbonok, klórkarbonok és halonok (brómot tartalmazó összetevők) légköri tulajdonságait foglalja össze. Ezen összetevők légköri tartózkodási ideje a természetes szerves halogéngázok (CH_3Cl és CH_3Br) esetén kb. 1-2 év, ezzel szemben az erősen fluorozott CFC-ké (pl. a CFC-115) több száz évig terjedhet. Az élettartamok a fluorozás mértékével arányosan növekednek. A hidrogéntartalmú CFC-k (HCFC-k) viszonylag rövid ideig tartózkodnak a légkörben (pl. a HCFC-22 esetén ez az idő kb. 15 év).

Napjainkban számos CFC-gáz és a velük kapcsolatos összetevők koncentrációja gyors növekedést mutat (3.2. táblázat). Legnagyobb mértékben a CFC-113 (továbbá a CFC-114 és a CFC-115) mennyisége növekszik, ily módon ezek a gázok magas éghajlatváltozási (üvegházhatás-) potenciállal rendelkeznek, lévén igen hosszú a légköri tartózkodási idejük. A Montreali Protokoll (1988) és a Londoni Indítvány (1990) egyrészt határidőket szab meg számos CFC-gáz használaton kívül helyezésére (lásd: 16. fejezet), másrészt szabályozza a többi - velük kapcsolatos - összetevő előállítását. Mindazonáltal a fenti egyezmények jótékony hatása egy tízéves időskálán még nem tapasztalható, s csupán akkor válik érezhetővé, ha az összes nemzet teljesíti előírásait. Egyébként a légköri CFC-koncentráció rendületlen növekedése az üvegházhatás legfontosabb tényezőjévé válhat.

Alternatív CFC-k: Napjainkban a fluorozott összetevőknek egy olyan új családját fejlesztették ki, amely hidrogén-szén kötéseket tartalmaz - ezek a HCFC-k és a HFC-k. Ezen összetevők a klasszikus klórfluorkarbon vegyületek számos kívánatos termodinamikai tulajdonságával rendelkeznek, viszont kevesebb nemkívánatos fotokémiai mellékhatásuk van. A HCFC-knek általában rövid a légköri tartózkodási idejük, mivel az OH-gyök eredményesen támadja azok C-H kötéseit (3.2. táblázat):



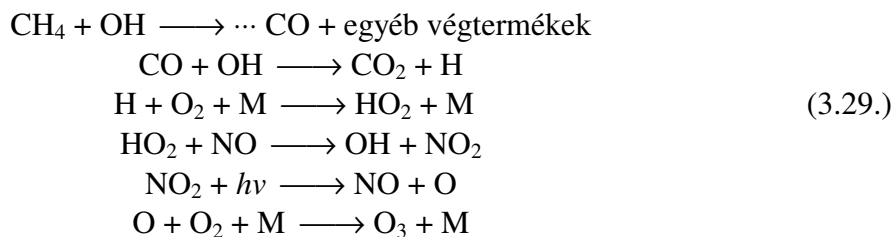
ahol a fluorkarbon töredék kémiai szempontból instabil. A HFC-k klóratomokat nem tartalmaznak, így a CFC-kkel és a HCFC-kkel ellentétben nem bontják le az ózont. Az ily módon speciálisan előállított szerves halogén vegyületeknek globálisan sokkal kisebb a sugárzási és kémiai hatásuk, mint a CFC-knek. Ha e vegyületek használata világméretben - de különösen a fejlődő országokban - elterjed, csak azt követően várhatjuk, hogy a jövőbeli CFC-koncentráció mérséklődni fog.

3.3.7. Egyéb üvegházgázok

Számos közönséges légköri gáznak van infravörös elnyelési sávja, mely befolyásolhatja az energiamérleget. Ide tartozik a szén-monoxid (CO), a kén-dioxid (SO_2), a karbonil-szulfid (COS) és jó néhány szerves vegyület (pl. a C_2H_2 , C_2H_4 , C_2H_6). Általában e gázok koncentrációja, s ennél fogva a globális fölmelegedéshez való közvetlen hozzájárulása jóval kisebb, mint a fent említett legfontosabb üvegházgázoké. Másrésről ezek a nyomanyagok közvetetten hozzájárulhatnak a klímaváltozáshoz. Pl. a CO befolyásolja a metán légköri tartózkodási idejét, a COS pedig a sugárzást visszaverő sztratoszférikus aeroszolok mennyiségét (lásd: 3.4.1b. fejezet). Ennek megfelelően a következőkben röviden áttekintjük e nyomgázok kémiáját. Meg kell jegyezzük, hogy e nyomgázokkal együtt a sugárzás/összetétel kapcsolatrendszer az éghajlat modellezése során még összetettebbé válik.

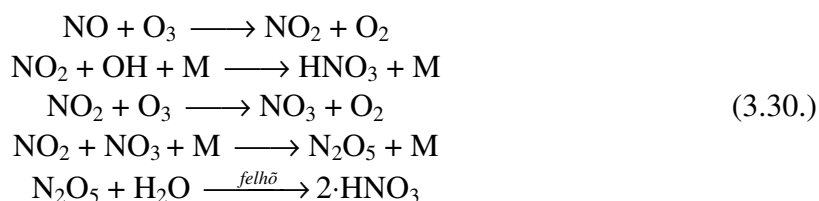
3.3.7a. Éghajlati/kémiai kölcsönhatások

Szén-monoxid: A CO számos reakcióval kapcsolódik a metán és az ózon kémiájához. Pl.:



A CO reakcióba lép az OH-gyökkel, ezért csökkentheti az OH-koncentrációt, amely viszont befolyásolja számos egyéb gáz (pl. a kén-dioxid és a metán) légköri tartózkodási idejét. A CO és NO antropogén kibocsátásai is növelik a troposzférikus ózonkoncentrációt. [Megjegyezzük, hogy a (3.29.) utolsó reakciójának végterméke egy ózonmolekula.]

Nitrogén-oxidok: A sztratoszférával ellentétben, ahol az N₂O fény hatására történő elbomlása az NO_x-ek (és az NO_y-ok) legfőbb forrása (3.3.5a. fejezet), a troposzférikus NO_x legnagyobb része közvetlenül (a talajokból és a belső égésű motorokból) kerül a légkörbe, vagy a villámlás, illetve egyéb - magas hőmérsékleten végbemenő - folyamatok révén keletkezik. Az NO_y-ok nem kapcsolódnak szignifikánsan a sugárzási úton fellépő üvegházhatás közvetlen kényszeréhez. Viszont fontos szerepet játszanak a többi üvegházgáz levegőkémiaiájában. A nitrogén-oxidoknak a sztratoszférikus ózonra gyakorolt hatását a 3.3.2a. és a 3.3.5a. (lásd még: 3.3.3b.) fejezetekben, a troposzférikus ózonra gyakorolt hatását pedig 3.3.3c. és a 3.3.4a. fejezetekben (valamint jelen fejezetben) elemezzük. Némely földrajzi régióban a nitrogén-oxidok is számottevően hozzájárulnak a csapadék savasságához. Ezen összetevők az alábbi reakciósorozat útján kerülnek ki a troposzférából:



Megjegyezzük, hogy e reakciósorozatban az NO-kibocsátásokból fotokémiai úton salétromsav képződik, amit már a csapadék könnyen kimos a légkörből. Az NO_x-ek kimosódási ütemét az OH- és ózonkoncentrációk szabályozzák; és viszont: az NO_x-ek légköri tartózkodási idejének bármely változása az ózon kémiaiájának a függvénye.

Egyéb gázok: A természetes és antropogén eredetű nem-metán szénhidrogének (NMHC-k) fény hatására történő lebomlása hidrogén-gyökök és ózon képződéséhez vezet, csakúgy mint a metán fotooxidációja (3.20. és 3.23. reakciók). A kapott különböző másodlagos összetevők, melyek - az ózonnal együtt - szerepet játszanak az éghajlatváltozásban, nagyon érzékenyek az NO_x mennyiségére. A kén-tartalmú gázok, főként az SO₂, COS és a (CH₃)₂S (dimetil-szulfid) aeroszoloikat hoznak létre (3.4.1b. fejezet), melyek éghajlati következményekkel járnak (3.2.2c. és 3.2.2d. fejezet).

3.3.7b. Források, mértékek és trendek

A szénmonoxid légköri tartózkodási ideje viszonylag rövid (kb. 2-3 hónap a troposzférában), emiatt koncentrációja erősen változik. A CO forrásai egyrészt az égés (a fosszilis tüzelőanyagok és a biomassza), mely az összes kibocsátás felét teszi ki, másrészt pedig a metán (természetes és antropogén eredetű) oxidációja, ami a CO-kibocsátás másik felét képezi. A mérések az északi félgömbön kétszeres CO-koncentrációt jeleznek a déli

félgömbihez képest, ami összhangban van az északi félgömbi nagyobb kibocsátásokkal. A CO mennyiségének évi növekménye az északi félgömbön kb. 1 % évente.

A nitrogén-oxidok szintén lehetnek természetes eredetűek (talajbiológia: $\sim 20 \text{ tgNév}^{-1}$; villámlások: $\sim 5 \text{ tgNév}^{-1}$) és származhatnak antropogén forrásokból (fosszilis tüzelőanyagok elégetése: 20 tgNév^{-1} ; a biomassza égetése: $\sim 5 \text{ tgNév}^{-1}$) ($1 \text{ tg} = 1 \text{ teragramm} = 10^{12} \text{ gramm}$). Az NO_x -ek légköri tartózkodási ideje csupán néhány nap, továbbá az NO_x -ek (és az NO_y -ok) légköri változékonysága igen nagy. Az elmúlt évszázad során történt antropogén kibocsátások valószínűleg az NO_x -ek - úgyszintén a CO - mennyiségének lényeges növekedéséhez vezettek az északi félgömbön. Sajnos rendkívül kevés adat áll rendelkezésre az NO_x -eloszlások és -trendek globális skálán történő leírására.

3.4. Az aeroszolok levegőkémiaja

3.4.1. Források és osztályozás

A légköri aeroszoloknak számos forrása van. Jellemzésük általában nemcsak térbeli és időbeli eloszlásuk, hanem összetételük, a részecskék méreteloszlása, valamint fizikai tulajdonságaik (pl. morfológia, refrakciós indexek) részletezését is magába foglalja. A troposzférikus aeroszoloknak rövid a légköri tartózkodási idejük (pár naptól néhány hétig terjed) és rendkívül nagy a térbeli változékonyságuk. Ezen túlmenően az aeroszolforrások gyakran igen nagy mértékű változást mutatnak térben és időben, amely erős gradiensekhez vezet (mint pl. egy porvihar esetén). Ennélfogva a troposzférikus aeroszolokat globális skálán leíró adatok távolról sem pontosak, s az éghajlat modellezéséhez szükséges - eloszlásokkal és tulajdonságokkal kapcsolatos - információk csupán első közelítésnek tekinthetők.

A sztratoszférikus aeroszolokat jobban ismerjük, mint troposzférában lévőket, mivel egyrészt a részecskéknek ott nagyobb a homogenitásuk az összetétel, térbeli eloszlás és időbeli változékonyság terén, másrészt már 1979 óta műholdakra telepített műszerekkel figyelik a globális sztratoszférikus aeroszol mennyiségét. Ehhez hasonló program a troposzférikus aeroszolok tanulmányozásra ezidáig nem létezik.

A légköri aeroszolok két kategóriába sorolhatók: 1. elsődleges részecskék, melyek valamilyen módon bekerülnek a légkörbe, 2. illetve másodlagos részecskék, melyek a légkörben keletkeznek kémiai és mikrofizikai folyamatok hatására. Néha körülményes a megkülönböztetés és rugalmasnak kell lennünk az aeroszolok kategorizálásakor. Jelen elemzésben a felhőket alkotó részecskéket (a felhőcseppeket, jégkristályokat és hidrometeorokat) nem tekintjük aeroszoloknak; a felhőzettel a 2.3. fejezet foglalkozik. Az aeroszolok méretük szerint is osztályozhatók. Nagy méretűnek tekintjük azokat, amelyek sugara meghaladja az $1 \mu\text{m}$ -t; ezek gyorsan kihullanak a légkörből, vagy felhőelemekké válnak, illetve a csapadék mossa ki őket. A $0,1$ - $1 \mu\text{m}$ közötti sugártartományú részecskéket *növekedési fázisú* aeroszoloknak is nevezik. Ezeknek viszonylag kicsi az esési sebessége, de a csapadék még hatékonyan mossa ki őket. Ebben a kategóriában némely aeroszol oldódó komponenseket (szulfátokat, nitrátokat) tartalmaz, mely lehetővé teszi számukra, hogy kondenzációs maggá váljanak (3.2.2d. és 3.2.3. fejezet). $0,1 \mu\text{m}$ -nél kisebb sugárméret esetén *magképződési fázisú* aeroszoloiról beszélünk, melyek közé vízgőzből keletkező részecskék is tartoznak. Ezek a finom részecskék a koaguláció során általában eltűnnek.

A sugárzási energiamérleg szempontjából az akkumulációs fázisú részecskék a legfontosabbak, mivel nagy a fajlagos extinkciós (sugárzásgyengítési) együtthatójuk (azaz egységnyi keresztmetszetű és egységnyi tömegű levegőn áthaladó sugárzás teljes szórása és abszorpciója) (lásd: 3.2.2c. fejezet).

3.4.1a. Elsődleges részecskék

Azokat a részecskéket nevezzük elsődleges aeroszoloknak, amelyek természetes és antropogén folyamatok révén közvetlenül kerülnek a légkörbe. Általában véve ezek az aeroszolok egyre növekvő hatást fejtenek ki a lokális és regionális energiamérlegekre és kémiára.

A legegyszerűbb elsődleges aeroszolok a troposzférában a tengeri só, a földfelszínről származó por, a füst és a korom. Az óceánok fölötti sópárát a szél és a hullámozás idézi elő. A sószemcsék általában *óriás méretűek* (sugaruk meghaladja a 10 μm -t) és nem jutnak 100 méternél magasabbra, mielőtt visszahullanak az óceánba. A sópára (mely nem tévesztendő össze a köddel vagy a sztrátusz felhőzettel, melyek gyakoriak az óceánok fölött) általában az óceánok szél által kisöpört régióira korlátozódik.

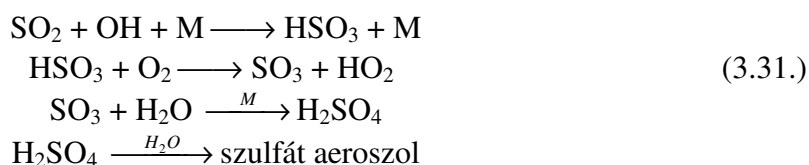
A földfelszínről származó por (vagy egyszerűen por) az arid térségeken keresztülfújó szelek révén kerül a légkörbe. A leghevesebb porviharok - melyek a felszínt napokon át megfoszthatják a napfénytől és folyamatos esti szürkületet borítanak a tájra - Földünk legnagyobb sivatagjaihoz kapcsolódnak (pl. a saharai porviharok, melyek által szállított por egészen a karibi régióig is eljuthat). A száraz felszíneken haladó járművek is nagy mennyiségű port juttatnak a légkörbe. A légköri por legnagyobb része (csakúgy, mint a tengeri só esetén) óriás méretű részecskékből áll, s legfeljebb néhány órán át tartózkodnak a levegőben, majd kihullanak. A lebegő por kisebb hányadát mikrométernél is kisebb sugarú részecskék képezik. Ezek napokig, esetleg hetekig a légkörben maradhatnak, miközben több ezer kilométeres utat megtesznek (eolikus por). Előfordult már, hogy a Góbi-sivatagból származó port észleltek Hawaii szigetén, a Mauna Loa vulkáni kúpjára telepített meteorológiai obszervatóriumban. A Csendes-óceán nyugati medencéjének aljzatáról származó fűrészminták ugyancsak kontinentális eredetű porhullás nyomait mutatják.

A biomassza elégetéséből származó füst, valamint a fosszilis tüzelőanyagok tökéletlen égése során keletkező korom a trópusok, illetve az iparosodott térségek fölötti aeroszolok elsődleges forrása. A biomassza-, illetve erdőégetéshez kapcsolódó kiterjedt aeroszolfelhők a műholdképeken tisztán kivehetők. Az égéstermékekben található korom összefüggő szürke lepelt képez számos városi térség fölött az északi félgömbön és elsötétíti az Arktisz fölötti aeroszoltakarót, amely télen az északi félgömb magas szélességeken fekvő területeit is beborítja. A füst részecskék növekedési fázisú aeroszolok, így viszonylag hosszú a légköri tartózkodási idejük és sugárzási szempontból aktívak.

Az elsődleges részecskék koncentrációinak trendjeit nem ismerjük. Csupán korlátozott számú történelmi adatról van tudomásunk - elszigetelt városi légtereket kivéve, melyek viszont nem jellemzők a globális légkörre. Még napjainkban is kevés mérési adat áll rendelkezésre az elsődleges aeroszol emisszió mértékével és tulajdonságaival kapcsolatosan.

3.4.1.b. Másodlagos (fotokémiai és szerves eredetű) aeroszolok

A másodlagos aeroszolok főként szulfát-, nitrát- és szerves eredetű összetevőkből épülnek föl. A részecskékből található kén a redukált kén gázok természetes emisszióiból (mennyisége: 70 tgSév^{-1}) és antropogén kénbocsátásokból (főleg SO_2 -emisszióból) (mennyisége: 80 tgSév^{-1}) származik. Szulfát aeroszol az alábbi folyamatok révén keletkezik:



A fönti utolsó folyamat a kénsavnak (és a vele kapcsolatos szulfát összetevőknek) a lebegő részecskékre történő kondenzációját, vagy a nukleáció révén történő új részecskék képződését mutatja. Hasonló folyamat megy végbe a sztratoszférában is, mely ott egy határozott szulfátréteget (a felfedezőjéről elnevezve: Junge-réteget) eredményez. Azonban ez esetben a kiindulási kénrészecske COS, mely fotolízis révén elbomlik és oxidálódik a következő reakciósorozat szerint:



A dimetil-szulfid [(CH₃)₂S vagy DMS] a világóceán felszíni vizeiben élő fitoplanktonok életműködései során keletkezik (lásd: 7.4. fejezet). A DMS teszi ki a légköri redukált kén emisszió legnagyobb részét (kb. 40 tgSév⁻¹). A DMS fotooxidációja SO₂-t és metil-szulfósavat [(MSA) (olyan kénvegyület, melyben a kénatomhoz két oxigénatom, egy hidroxilgyök és egy metilgyök kapcsolódik)] hoz létre, melyek mindegyike kondenzálódik, s aeroszolt képez az óceáni határrétegben. Ezek az aeroszolok a tengeri sőrészecskékkal együtt kondenzációs magvakat képeznek, s belőlük jönnek létre az óceáni sztrátuszfelhők.

A nitrátok ugyanolyan kémiai utat követnek, mint a szulfátok (3.30.). A szulfátok és a nitrátok ammóniumsók formájában gyakran megtalálhatók a troposzférában, mivel az ammónia - mely a biológiai folyamatok során nagy mennyiségben képződik - erősen reakcióképes a kénsavval és a salétromsavval.

Szerves eredetű aeroszolok akkor képződnek, amikor valamely szerves részecske igen csekély illékonyságú (vagy gőznyomású) összetevővé oxidálódik. E folyamatra példa a növények által kibocsátott terpének (pl. némely örökzöld faj α-pinén emissziója), melyek az OH-gyökkel könnyen kondenzálódó részecskéket képeznek. Az eredmény szerves eredetű pára, ami a szmogra hasonlít.

A másodlagos aeroszolképződésnek meglehetősen összetett a fizikája és a kémiája. Egyrészt ugyanis a kondenzációs csírákra kicsapódó vízgőz fotokémiája magába foglalja az OH és a troposzférikus ózon kémiáját is. Másrészt figyelembe kell venni azokat a mikrofizikai folyamatokat is, amelyek irányítják az aeroszolok fejlődését a kialakulásuk után (lásd: 3.4.3. fejezet). Így gyakran használnak empirikus aeroszol-optikai paramétereket az aeroszolok elsődleges sugárzási és éghajlati hatásainak vizsgálatára. Ez esetben az aeroszol optikai vastagságát - mint a megfigyelőhely földrajzi koordinátáinak és az időnek a függvényét - szokták megadni valamely klímamodellben szükséges sugárzási számításokhoz.

3.4.1c. Vulkáni eredetű aeroszolok

Esetenként, a nagyobb vulkánkitöréseket követően kénsavcseppecskékből álló, globálisan szétterjedő aeroszolréteg jön létre a sztratoszférában. Két - nemrégiben lezajlott - vulkánkitörés globális következményeket vont maga után [El Chicon (Mexikó, 17°N, 1982 április 4.); Mount Pinatubo (Fülöp-szigetek, 17°N, 1991 június 15-16.)]. A vulkáni eredetű aeroszolok általános tulajdonságait a 3.3. táblázat foglalja össze. Tekintettel az éghajlatra, a sztratoszférikus aeroszolok több lényeges szempontból különböznek a troposzférikus aeroszoloktól. Egyrészt a vulkáni eredetű aeroszolok gyorsan szétterjednek az egész Föld fölött, befolyásolva a globális felszíni energiamérleget. Másrészt akár egyetlen kitörésből származó aeroszolok több éven át tartózkodhatnak a sztratoszférában - sokkal tovább, mint amennyi ideig a troposzférában maradhatnak. Ezenkívül a vulkáni aeroszoloknak nagy lehet az optikai vastagsága - jelentősen túllépheti a troposzférikus aeroszolok átlagos optikai vastagságát (regionális vagy kisebb térszálak kivételével).

3.3. táblázat

A vulkáni eredetű aeroszolok tulajdonságai

összetétel	szilikátok; H_2SO_4 / H_2O (~70 % / 30 %); nyomokban szulfátok, nitrátok, kloridok, stb.
származás	vulkáni SO_2 -gőzök; COS, CS_2 ; H_2S ; fotokémiai oxidáció kénsavvá (H_2SO_4) OH-n keresztül
tulajdonságok	folyékony halmazállapotú és gömb alakú cseppecskék; szilárd ásványi részecskék az uralkodók az első hónapban; ~100 ppbm; erősen változó; ~10 dbcm^{-3} ; sugár: ~0.3 μm
eloszlás	regionális (napok); zonális (hetek); hemiszférikus (hónapok); globális (év)
tömegforgalom	~10-100 tgS ; H_2O , $\times 10$; CO_2 , $\times 10$ -100
légtér tartózkodási idő	~1-3 év (aeroszol megfigyelések alapján)
hatások	a rövidhullámú sugárzás szórása ($\tau > 0.1$) a felszín hűléséhez vezet; a hosszúhullámú sugárzás elnyelése melegíti a sztratoszférát; a HCl, H_2O , stb. légkörbe történő kibocsátása befolyásolja a levegő kémiai és összetételét; szulfát felszíneken történő heterogén reakciók; az ózonszint csökkenése ΔT , ΔHCl , $\Delta \text{aeroszol}$, stb. révén (az ózonszint alakulására gyakorolt hatását a klór jövőbeli sztratoszférikus mennyisége is befolyásolja)
trendek	szignifikáns erősségű vulkánkitörések átlagosan kb. 20 évenként; meghatározó erejű erupciók átlagosan kb. 100 évenként

* ppbm: milliárdod tömegrész

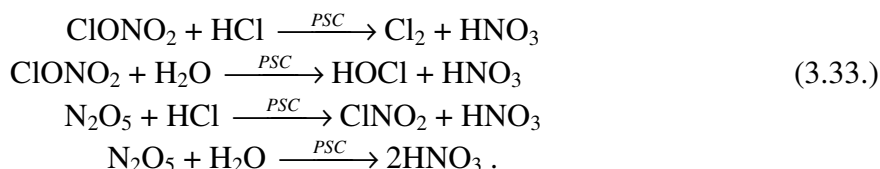
Viszonylag ritka az olyan vulkánkitörés, amely elég nagy ahhoz, hogy a globális éghajlatot befolyásolja. A történelmi újkorban a legnagyobb ilyen esemény a Tambora (Indonézia, 1815) kitörése volt, amely a nevezetes "nyár nélküli évet" produkálta. Szignifikáns erejű kitörés (vagyis olyan, ami legalább 5-10 tgS -t lövell a sztratoszférába és ott globális skálájú aeroszol réteget hoz létre - melynek optikai vastagsága a látható fény tartományában 0,1 körüli - 30 évenként egy alkalommal következik be; Tambora-nagyságrendű erupció pedig (mely ~100 tgS -t juttatott a sztratoszférába) minden 300 évben egyszer történik (bár a vulkánkitörésekkel kapcsolatos statisztikák és előrejelzések bizonytalanok). A globális éghajlatváltozással összefüggésben a vulkáni erupciók szignifikáns "zajt" (lehűlési periódusokat) eredményeznek a hőmérsékleti följegyzésekben, melyek a hőmérsékleti trendek gondos elemzésével azonosíthatók. A vulkáni aeroszolok katalizálhatnak is bizonyos reakciókat, amik számottevő ozonlebontáshoz vezetnek a sztratoszférában (3.4.2. fejezet). Ennek a hatásnak a jelentősége növekedhet a jövőben, ha a klór légköri koncentrációja tovább növekszik.

3.4.2. Aeroszolkémia

Az aeroszolok kémiai több kategóriába sorolhatjuk. Ezek a következők: kondenzálódott anyagok fizikai kémia és termodinamikája; szilárd részecskéken adszorbeálódó nyomanyagok reakciói; és a folyékony cseppekben feloldódott nyomanyagok reakciói. Az utóbbi kategória kiszélesíthető, ha hozzávesszük a felhő- és esőcseppekben végbemenő reakciókat is (a jégkristályok felületén végbemenő reakciók a második kategóriába tartoznak). A légköri aeroszolok fizikai kémiai és morfológiáját nem ismerjük alaposan. Míg néhány aeroszolfajta - pl. a szulfát aeroszol, a talajfelszínről származó por, a

vulkáni eredetű aeroszol - viszonylag jól jellemezhető összetételükkel, illetve a fizikai kémia kifejezéseivel, addig a többi részecskefajtát - pl. a füst és a szerves eredetű aeroszokok - alig ismerjük.

Az aeroszol részecskék felszínén végbemenő reakciókat csupán újabban veszik komolyan figyelembe a globális kémiai modellezés során. Az érdeklődés azonban hirtelen megnőtt irántuk, miután fölfedezték az ózonlyukat az Antarktisz fölött, valamint rájöttek a poláris sztratoszférikus felhőknek (polar stratospheric clouds = PSC-k) az ózon lebontásában játszott központi szerepére. Megállapították, hogy a PSC-k - melyek jégtükből és salétromsav-hidrátból állnak - katalizálják a következő reakciókat:



Ezek a reakciók hozzák létre a fotokémiai szempontból aktív klórt, illetve annak vegyületeit (Cl_2 , HOCl és ClNO_2) az inert klór-rezervoárokból (HCl és ClONO_2), továbbá az aktív NO_x -eket (melyek ClONO_2 és N_2O_5 formájában találhatók meg a fönti reakciósorozatban) kevésbé reaktív összetevővé, salétromsavvá (HNO_3) alakítják át. A sztratoszférikus feltételek közepette e reakciók egyike sem megy végbe a gáz fázisban. A reagensek a poláris sztratoszférikus felhők jégtüinek a felszínén kondenzálódnak; rajtuk a reagensek nagy koncentrációban csapódnak ki, ezáltal csökkennek azok a termodinamikus küszöbök, melyek egyébként meggátolnák ezen reakciókat.

A vizes oldatokban lejátszódó reakciókat már sok éve tanulmányozzák. A vizes oldatok reakcióival kapcsolatos adatoknak a levegőkémia problémáira történő alkalmazása jól ismert. A számunkra érdekes kémiai folyamatok közé tartoznak az SO_2 és az NO_x szulfátokká, illetve nitrátokká történő oxidációja, majd azt követően a csapadék útján történő kiülepedésük. A legfontosabb oxidánsok a vizes oldatokban a hidrogén-peroxid (H_2O_2), az ózon és bizonyos fémionok.

Az aeroszokat is magukba foglaló kémiai reakciók befolyásolhatják az olyan - kémiai szempontból fontos - gázok, mint pl. az ózon koncentrációját és eloszlását. A gázok részecskékké (pl. az SO_2 -nek szulfát aeroszokokká) történő kémiai transzformációinak egyaránt vannak direkt és indirekt éghajlati vonatkozásai: direkt, mivel az aeroszokok fölhalmozódása befolyásolja a sugárzás szóródását a légkörben; és indirekt, mivel az aeroszokok lévén a felhők alkotóelemei, befolyásolják a planetáris albedót.

3.4.3. Aeroszol-mikrofizika

Az aeroszol részecskék légkörbe jutása, illetve a légkörben történő képződése kémiai és mikrofizikai folyamatok függvénye. A lebegő részecskék mikrofizikáját részleteiben elemezték már. A legjelentősebb mikrofizikai folyamatok a nukleáció, kondenzáció/párolgás, koaguláció és szedimentáció. Az aeroszolfizika modellezésekor a részecskék méreteloszlását és az aeroszolfajták közötti összetételbeli eltéréseket kell tanulmányozni. Az ilyen részletek azért szükségesek, hogy definiálhassuk az aeroszokok kémiai, mikrofizikai és sugárzási tulajdonságait.

Numerikus analízis esetén az aeroszokat rendszerint diszkrét mérettartományokba osztjuk. Minden egyes diszkrét részecskeméretre és -fajtára az alábbi kontinuitási egyenletet írhatjuk föl:

$$\frac{\partial n_{pi}}{\partial t} = S_{nuc} + S_{inj} + (P-L)_{cond} + (P-L)_{coag} - \nabla \cdot \Phi_{pi} \quad (3.34.)$$

$$\Phi_{pi} = v_{adv} \cdot n_{pi} - v_{sed} \cdot n_{pi} \cdot \hat{z}$$

ahol n_{pi} a részecskék koncentrációja az i -edik mérettartományban, a nukleáció révén keletkező (nuc) és a közvetlenül a légkörbe jutó (inj) aeroszol forrásokat (S) külön jelöljük, a végtermék-veszteség (P-L) kifejezést minden egyes mikrofizikai folyamat (cond = kondenzáció; coag = koaguláció) esetén alkalmazzuk. v_{adv} a vízszintes légáramlás sebessége, melyet a megfigyelt széladatokról vagy egy dinamikus modellből - a gáznemű nyomanyagok kontinuitási egyenletéből (3.8.) - kaphatunk meg; a szedimentáció sebessége v_{sed} , amely a részecskék méretének, alakjának és sűrűségének a függvénye; $\hat{z}$ pedig a tengerszint fölötti magasság.

Az aeroszolak a túltelített vízgőz nukleációja révén keletkeznek. *Homogén nukleáció*ról akkor beszélünk, ha a vízgőz a saját anyagából álló valamely tiszta vízcseppre, mint aeroszokra kondenzálódik; *heterogén nukleáció* akkor történik, ha a vízgőz valamely - a saját anyagától eltérő, s kondenzációs magként szolgáló - egyéb aeroszol részecskére csapódik ki. A kondenzáció/párolgás a vízgőznek valamely korábban létező és hasonló anyagot tartalmazó aeroszorra/ról történő kicsapódására/párolgására vonatkozik. A kondenzáció, illetve a párolgás sebessége arányos a gőznyomás és a részecske fölött kondenzálódó gáz parciális nyomása közötti különbséggel. A koaguláció a dinamikus folyamatok egy csoportjára vonatkozik, melyek esetében egy aeroszol részecske dinamikusán ütközik egy másikkal, majd a két részecske egyesül. Ezt a folyamatot mennyiségileg egy koagulációs (vagy ütközési/egyesülési) modell reprezentálja. Végül, egy makroszkopikus méretű részecskének a gravitáció hatására történő ülepedését annak végső esési sebessége írja le, mely a nehézségi erő és az aerodinamikus légellenállás egyensúlyakor lép föl.

3.5. Távlati kutatások

A légkör összetételében bekövetkező változások elsődleges éghajlati hatásait a meglévő globális éghajlati modellek már széleskörűen prognosztizálták. Viszont tanulmányozásra vár még az, hogy milyen szerepet játszanak a kémiai szempontból aktív gázok a klímamodellekben, valamint meg kell határozni azon potenciális visszacsatolásokat, melyek akár növelhetik, akár csökkenthetik az antropogén kényszerre adott éghajlati válasz tartamát és nagyságrendjét. Számos kémiai folyamatról kiderülhet, hogy másodlagos hatásai vannak, bár több ilyen hatás - ha megerősödik - lényegesen nagyobb szerepet játszhat az éghajlati előrejelzésekben. A klímarendszer modellezésekor szintén fontos, hogy új visszacsatolási mechanizmusokat azonosítsunk és megbizonyosodjunk arról, hogy az összes szignifikáns visszacsatolást már számításba vettük. Az éghajlatmodellezők végső célja, hogy az éghajlati rendszer teljes egészében integrált dinamikus-sugárzási-kémiai szimulációját hozzák létre.

Napjainkban számos kutatócsoport kísérletezik a globális dinamika és fotokémia háromdimenziós modelljeivel. Ezek a modellek azonban a hosszú távú éghajlati szimulációk számára még primitívek és nem alkalmazhatók. Jelenleg folynak a kutatások a légkör-óceán rendszer nyomanyag-kémiai modellezésére. Az ilyen modellben történő alkalmazásra a széndioxid a legmegfelelőbb éghajlati szempontból aktív gáz, mivel fotokémiája elhanyagolható és geokémiája nagyjából ismert. Viszont mennyiségileg jellemezni kell még azokat a folyamatokat, amelyek a karbon-ciklust irányítják. Ezeket a folyamatokat még alig értjük, s a

velük kapcsolatos matematikai eljárások (melyeket egy klímamodell tartalmazhat) ez idáig nem ismeretesek.

Talán egy-két évtized szükséges még ahhoz, hogy rendelkezésre álljanak azon kutatási eredmények, melyek alapján egy teljes éghajlati modell - beleértve a fotokémiát, geokémiát és biokémiát - készíthető. Továbbá magától értetődő az a feltevés, hogy a kémiai transzport klímamodellek jövőbeli generációinak kifejlesztésekor sokkal nagyobb kapacitású és gyorsabb számítógépek állnak majd rendelkezésre. Meg kell jegyeznünk azonban, hogy nem számít mennyire fejlettek lesznek majdan a számítógépes lehetőségeink, kevés lesz ezen számítógépek tudományos hozadéka, ha nem fejlesztünk ki olyan eszközöket, melyekkel a. a modellek létrehozása során kapott nagy mennyiségű output-ot földolgozhatjuk, b. a modell eredményeket a megfigyelésekkel - a megfelelő globális műhold adatokkal - összevethetjük, c. s az eredményeket az alapvető fizikai és kémiai folyamatok segítségével interpretálhatjuk. Mindazonáltal kevés a remény az éghajlati rendszer megértésére - vegyük pl. a globális szennyezés aggasztó problémáira adandó megoldásokat - ha a kutatók megrészegülnek a numerikus modellek által létrehozott rajzoktól és mellőzik a tudományos alapokat.

4. Az éghajlati rendszer

Az *éghajlat* a légkör fizikai tulajdonságainak és folyamatainak egy adott helyen hosszabb időszak (rendszerint néhány évtized) során a környezettel és egymással is kölcsönhatásban álló rendszere. Az *időjárás* definíciója csupán a vonatkozási időben (pár óra, néhány nap) tér el az éghajlatétól. Ha az éghajlat fönti értelmezését kibővítjük és kapcsolatba hozzuk az időjárás fogalmával, azt is mondhatjuk, hogy adott hely éghajlata az időjárás változásainak keretét megszabó rendszer és az az egyensúlyi állapot, amely körül ott az időjárás kilengései végbemennek. (E kilengéseket a változékonyság és az ingadozások olyan mértékeivel jellemezhetjük, mint pl. az adott időszakra vonatkozó szórás vagy autokorrelációs statisztikák.) Mindkét meghatározásból következik, hogy az éghajlat értelmezéséhez hozzátartozik légkörünk egy földrajzilag elhatárolható téreleme.

Bár mind az éghajlati, mind az időjárási előrejelzések eszközei ugyanazok a fizikai törvények, az éghajlati előrejelzés bonyolultabb azért, hogy ahhoz az éghajlati rendszer - a légkör, az óceánok, a szárazföld, a jég- és hótakaró, továbbá a szárazföldi és a tengeri/óceáni élővilág - összes komponense közötti, csakúgy mint az azokon belüli komplex kölcsönhatásokat kell figyelembe venni. Jóllehet az időjárás-előrejelzés készítésénél nem kell tekintetbe venni pl. a jégfelszín, a hőmérséklet, vagy az óceáni cirkuláció csekély napi változásait, viszont e változások az évszokról évszakra vagy az évtizedről évtizedre történő légköri változások prediktoraiként már figyelembe veendőek. Másrésről a Föld pályaelemeinek szignifikáns változásai ezer éves időskálán lépnek föl, ily módon ez a tényező elhanyagolható, ha az éghajlatváltozásokat csupán néhány ezer éves időtartamon belül tekintjük.

Mint már említettük, a megfigyelt éghajlati állapotot a következő komponensek kölcsönhatása eredményezi: a légkör, az óceánok, a krioszféra és a szárazföldek/bioszféra. A légkör és az óceánok képezik a rendszer két *fluid* (a folyadék és a gáz halmazállapot együttes neve) komponensét, melyek mindegyike rendezett cirkulációval, kaotikus mozgásokkal és véletlen turbulens áramlásokkal rendelkezik. A perturbációkra nagyon eltérő időskálákon reagálnak. A belsejükben és közöttük lezajló kölcsönhatások számos skálán mennek végbe, s e kölcsönhatások a határfelületük közelében koncentrálnak, ahol az egyes fizikai tulajdonságok (pl. hőmérséklet, sűrűség) gradiensei igen nagyok lehetnek. Ebben a pontban ezen kölcsönhatásokat mutatjuk be röviden, melyeket a következő fejezetekben fogunk részletesen elemezni.

A légkör kémiai összetétele is módosítja az éghajlatot. Az aeroszokok, vízgőz, a szén-dioxid és az ózon közvetlenül befolyásolják a napsugárzás elnyelődését és a légkörön való áthaladását, mely az egész rendszer csaknem teljes energiamennyiségét szolgáltatja. Továbbá az aeroszokok (pl. a por és a szulfát részecskék) felhő- és csapadékképződéshez vezethetnek. [Pl. kimutatták, hogy a légköri kénsavcseppecskék számának növekedése (melyek származhatnak a szén elégetése, az olajtüzelés vagy lehetséges fotoplankton kibocsátások révén) megnövelheti a felhők fényességét a nem szennyezett területeken (lásd részletesebben: 3. fejezet).] Egy feltevés szerint ez a hatás némileg ellensúlyozhatja a szén-dioxid által 1950 óta előidézett északi félgömbi fölmelegedést. Azonban bármiféle ilyen hatás erősen regionális és csökkennie is kellett, mivel az 1970-es évektől korlátozták a kén-dioxid kibocsátást a savas esők mérséklése érdekében.

Az éghajlati rendszer egyéb összetett folyamatai magukba foglalják az *óceánok* sótartalmát, amely befolyásolja a víz sűrűségét, s ily módon az óceánok cirkulációját. A levegő és az egyéb sugárzáselnyelő gázok (pl. a vízgőz, a szén-dioxid, a metán, a nitrogén és a kén oxidjai) közötti kicserélődés egy másik példa, melyet olyan fizikai folyamatok határoznak meg, mint a szél, a csapadék, a lefolyás és az erdők biológiai folyamatai, vagy a fotoplankton termelődés.

Az éghajlati rendszer harmadik komponense a *krioszféra* (lásd: 8. fejezet), mely az Antarktisz és Grönland kiterjedt jégtakaróit, egyéb kontinentális hó- és jégfelszíneket, továbbá a tengeri jeget foglalja magába. A kontinentális hótakaró és a tengeri jég évszakosan és éves időskálán is változik, jelentős évi változásokat idézve elő a kontinensek melegítésében, az óceánok felső rétegeinek keveredésében, valamint a felszín és a légkör közötti energiacserében. Noha a kontinentális jégtakarók kiterjedése nem változik elég gyorsan ahhoz, hogy évszakai vagy éves időskálájú éghajlat-ingadozásokat idézzon elő, viszont az évszázadostól az évezredesig terjedő időskálájú éghajlatváltozásokban játszott szerepük jelentős. Ilyen éghajlatváltozások pl. a glaciális és interglaciális ciklusok, melyek az elmúlt legalább egymillió esztendő során többször ismétlődtek.

A *szárazföldi felszín, s a rajta lévő biomassza* képezi az éghajlati rendszer negyedik komponensét. Ez az összetevő a kontinensek lassan változó kiterjedését, helyzetét és orográfiaját, valamint a tavak, a folyók, a talajnedvesség és a vegetáció gyorsabban változó jellemzőit foglalja magába. Ennélfogva a szárazföldek és biomasszájuk minden időskálán az éghajlati rendszer változó részeit képezik.

A teljes éghajlati rendszer tartalmazza az élővilág, a légkör, a világóceán, a jég és a szárazföldek kölcsönhatását a napsugárzással, mely a rendszer működtetéséhez szükséges energiát biztosítja. A légkörben található szilárd és cseppfolyós részecskék, valamint a gáznemű alkotórészek változásai a Föld helyzetének a Naphoz viszonyított változásaival együtt módosítják a felszínre érkező napsugárzás mennyiségét és eloszlását. Az óceánok hőmérséklete számottevő hatást gyakorol a légkör hő- és nedvességtartalmára. A rendszerben maradó sugárzási energia irányítja a légáramlásokat, valamint - a szélnyomás és a hőátvitel által - az óceánok áramlásait. A légkört és az óceánokat egyaránt befolyásolja a szárazföldi és a tengeri jégtakaró kiterjedése és vastagsága, csakúgy mint a szárazföldi felszín anyagi összetétele, s a felszíndomborzat. Mivel e komponensek mindegyikének eltérő a reakcióideje, az egész rendszer - egyes részek lemaradásával, más részek előrehaladásával - folyamatosan fejlődik.

A rendszer visszacsatolási mechanizmusokat is tartalmaz az egymással kölcsönhatásban álló komponensek között. Ezek erősítik (pozitív visszacsatolás) vagy csillapítják (negatív visszacsatolás) a perturbációkat. Pl. a poláris hó- és jégtakaró területének egy lehűlés hatására bekövetkező növekedése miatt fokozottabb lesz a beérkező napsugárzás visszaverődése, s ezáltal kevesebbet nyel el a felszín. Ha kellő mennyiségű hó hullik, ez

tovább csökkenti a felszíni hőmérsékletet, ami viszont növeli a hó- és jégtakaró kiterjedését (pozitív visszacsatolás). Mégis, azt várhatjuk, hogy a növekvő hóborítottság, s a kontinensbelső vele kapcsolatos lehűlése fokozatosan korlátozza a kontinentális levegő nedvesség-behozatalát a térségbe. Ennek hatására mérséklődik a havazás és fokozatosan visszahúzódik a jégtakaró (negatív visszacsatolás).

4.1. A sugárzási mérleg és az üvegházhatás

A Nap jó közelítéssel abszolút fekete testként viselkedik, s kb. 5.780 K felszínhőmérsékleten sugároz. Sugárzási energiájának 90 %-a a 0,4-4 μm közötti hullámhossztartományba esik, a maximális sugárzás intenzitása pedig a látható spektrum sárga tartományában, kb. a 0,50 μm hullámhosszon tapasztalható.

A beérkező sugárzási energia 30 %-a verődik vissza a világűrbe - ez tehát nem hasznosítható a Föld melegítéséhez. Ezt a visszavert hányadot *planetáris albedónak* nevezzük. A visszaverődés a felhőkről, a Föld felszínéről, valamint a légkört alkotó molekulákról és a légköri részecskékről (aeroszlokról) történik. A felhők a legnagyobb mértékben járulnak hozzá az albedóhoz, miután - hosszú időszak átlagában - a beérkező sugárzásnak kb. 25 %-át verik vissza. Bár bolygónk felhőzetének természetes változékonysága következtében a Föld albedója lényeges változást mutathat napról napra, csakúgy mint évszokról évszakra.

A Föld felhőtlen része a fennmaradó globális albedó 5 %-át foglalja magába. A Föld felhőtlen részének albedóját a felszínalbedó, valamint a légköri molekulákról és a lebegő részecskékről történő visszaverődés határozza meg. Utóbbi - jóllehet, legfeljebb csupán néhány százalékkal járul hozzá a teljes albedóhoz - gyakorlati jelentőséggel bírhat, mivel a lebegő részecskék koncentrációját az emberi tevékenység módosíthatja. A beérkező sugárzásból kb. 25 %-nyit elnyelnek a különböző gázok, a felhők, s a légkörben található különböző aeroszol részecskék, 30 % - mint már említettük - visszaverődik a világűrbe, a megmaradót pedig elnyeli a Föld felszíne. Mivel azonban az emberiség jelentősen megváltoztatta a Föld felszínét, ez közvetett úton módosította az éghajlatot (legalábbis kisebb régiókban) azáltal, hogy a felszín albedójának és jellegének megváltoztatásával átalakította a hő- és vízmérleget.

Ahhoz, hogy az egyensúlyt fenntarthassuk, a Föld-légkör rendszer által elnyelt beérkező sugárzási energiának meg kell egyeznie a rendszerből távozó energia mennyiségével. Ha nem így lenne, a Föld hőmérséklete folyamatosan változna addig, amíg az "*energia-egyensúly*" helyre nem áll. A Föld is - mint minden test - abszolút hőmérsékletének arányában sugárzási energiát bocsát ki magából. De mivel a maximális sugárzási energiamennyiséget hordozó hullámhossz fordítottan arányos a sugárzó test felszínhőmérsékletével, ezért a Föld elsődlegesen a hosszúhullámú vagy infravörös tartományban bocsát ki sugárzást - a legtöbb energiát a 4-100 μm hullámhosszak közötti sávban adja le. Az **1.1. ábra** a Nap és a Föld felszínhőmérsékletén sugárzó abszolút fekete testek sugárzási energiaspektrumát mutatja a légköri gázok sugárzáselnyelésével együtt.

Ha kiszámítjuk a Föld-légkör rendszer által elnyelt teljes sugárzási energiamennyiséget, s azt egyenlővé tesszük a rendszerből távozó infravörös sugárzással, akkor meghatározhatjuk bolygónk effektív hőmérsékletét a *Stefan-Boltzmann* törvény segítségével, mely a sugárzó test felszínhőmérséklete, s az általa kibocsátott sugárzási energiaáram kapcsolatát rögzíti. A világútból megfigyelve a Föld effektív hőmérséklete -18°C (255 K), ugyanakkor tudjuk, hogy az átlagos felszínhőmérséklet kb. $+15^{\circ}\text{C}$.

E két hőmérsékleti érték közötti 33°C különbség természetesen a légkör jelenlétének köszönhető. Az optikailag aktív gázok - főként a vízgőz, a szén-dioxid, a metán és az ózon - elnyelik az infravörös sugárzást, majd az infravörös spektrum bizonyos sávjaiban újra kibocsátják azt. A felhők és az aeroszol részecskék is befolyásolják az infravörös sugárzást. A

felhők (a vékony cirruszok kivételével) csaknem a teljes infravörös sugárzást elnyelik, míg az aeroszol részecskék anyagi természetüktől függően az infravörös sugárzásnak csupán viszonylag kis hányadát nyelik el és szórják.

Elsődlegesen az átlagos felszínhőmérséklet magasabb, mint az effektív hőmérséklet - mivel a légkör félig átlátszó a napsugárzásra, de a gázok és a felhők sugárzáselnyelése miatt csaknem teljesen átlátszatlan az infravörös sugárzásra. Ennélfogva a felszín, mely a napsugárzásnak majdnem a felét elnyeli (**lásd: pl. 1.2. ábra**), az alsó légkör hőforrásává válik, mely átlagban egyenletesen hűl a magasság növekedésével, egészen kb. 10 km-ig. A légkörnek ez a része a troposzféra. Itt a vertikális hőmérsékleti gradiens: $dt/dz \sim -6,5 \text{ K} \cdot \text{m}^{-1}$, amit a sugárzás melegítő hatása és a vertikális konvektív folyamatok befolyásolnak.

A meleg felszíni réteg infravörös sugárzást bocsát ki, melynek legnagyobb részét az optikailag aktív légköri gázok, a felhők és az aeroszol részecskék felfogják. Ezek az összetevők újra kibocsátják az elnyelt sugárzást, részben a világűrbe, részben vissza a földfelszínre, mely utóbbi rendkívüli módon csökkenti a felszín tiszta hőveszteségét. Mivel a légköri kibocsátók hőmérséklete alacsonyabb, mint a felszíné, azok viszonylag kevesebb sugárzási energiát bocsátanak ki. Emiatt a Föld-légkör rendszerből távozó összes infravörös sugárzási energia kevesebb, mint a felszín által egyedül kibocsátott sugárzás; továbbá a Föld effektív sugárzási hőmérsékletét jobban befolyásolja a hűvösebb légköri gázok és a felhők tetejének a hőmérséklete (melyek durván a felhők tetején mért hőmérsékletű abszolút fekete test szerint bocsátanak ki sugárzást), mint az alul lévő melegebb felszín. Ezt a jelenséget gyakran *üvegházhatásnak* nevezik.

Ha valamely infravörös sugárzást elnyelő gáz mennyisége a légkörben növekszik, akkor az a felszínközeli meleg légrétegekből származó infravörös sugárzási energia nagyobb hányadát nyeli el. Ennélfogva a világűrbe távozó infravörös sugárzásfluxus csökken. Továbbá - amint azt az **1.2. ábra** jobb oldali nyilai mutatják - ez megnöveli a lefelé irányuló infravörös sugárzásfluxust is az alsó légkörben, mely tovább melegíti a felszínt. Az üvegházhatás eredménye az, hogy a légköri infravörös sugárzáselnyelők koncentrációjának a növekedése a felszínhőmérséklet emelkedéséhez vezet. Az üvegházhatás szükséges ahhoz, hogy a Föld-légkör rendszer által a világűrbe történő állandó infravörös sugárzás-kibocsátás fennmaradjon, feltéve hogy a planetáris albedó nem változik. 1900 óta elegendő CO_2 , CH_4 , N_2O és klórfluorkarbon vegyületek (CFC-k) halmozódtak föl a légkörben ahhoz, hogy további kb. $3 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ sugárzási energia hasznosuljon a Föld felszínén. Ez kétségtelen tény, azt viszont elég bonyolult megmondani, hogy ez a $3 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ sugárzási többlet hogyan alakul át hőmérsékleti többletté, mivel ez a sugárzási többlet számos visszacsatolási mechanizmus modellezését kívánja meg az éghajlati rendszerben. Pl. az **1.2. ábra** azt mutatja, hogy a felszínre érkező napsugárzási energia 5 %-a mint érzékelhető (szenzibilis) hő helyeződik át a légkörbe, kb. 24 %-a pedig mint látens hő - a szárazföldi és a vízfelszínekről történő párolgás révén. Utóbbi befolyásolja a felhőzetet is, mely fontos szerepet játszik az éghajlati visszacsatolási mechanizmusokban.

5. Az éghajlati rendszer antropogén összetevői

5.1. Bevezetés

E fejezet célja, hogy betekintést nyújtsunk az emberi tevékenység és az éghajlatváltozással kapcsolatos fizikai folyamatok közötti kölcsönhatásokba. Röviden bemutatjuk a legfontosabb környezeti folyamatokat, majd a mögöttük álló antropogén okokat elemezzük. Fontos megérteni azokat a társadalmi-gazdasági erőket, melyek elősegítik (gyakran irányítják) az éghajlattal kapcsolatos környezeti változásokat. Csak azután remélhetik a társadalmak, hogy módosíthatják, netán ellenőrzésük alá vonhatják ezeket a

változásokat, ha tanácsot adnak a döntéshozóknak, akik azt keresik, hogyan befolyásolhatják az éghajlat és a társadalom közötti kölcsönhatásokat.

Számos olyan, a globális változást és az éghajlatváltozást leíró diagram létezik, melyek megkísérlik egyszerűen bemutatni az alrendszer közötti komplex kapcsolatokat. Az emberi tevékenységet, mely számos esetben a légkör-bioszféra kölcsönhatások szerves részét képezi, gyakran felületesen kezelik, s néha helytelenül mutatják be ezeken a diagramokon, csakúgy, mint azok kísérőszövegében. Így ez a fontos tényező mindeddig nem kapta meg azt a figyelmet a globális változás kutatásában, amit megérdemel. (E kijelentéssel nem mondunk ellent néhány jelen kísérletnek, melyek ennek a helyzetnek a javítását célozzák.) Az emberi tevékenység, mely - pl. az iparosodás, az erdőpusztítás, az elsivatagosodás, a földhasználat változásai, stb. révén - módosítja a légkört, igen nagy valószínűséggel a globális változás / éghajlatváltozás kutatási program központi részévé fog válni.

Ahhoz, hogy megértsük és modellezzük a globálisról a lokális skáláig terjedő fizikai változások okait és hatásait, csakúgy mint azon visszacsatolási mechanizmusokat, melyek visszahatnak ezekre a fizikai folyamatokra (azaz erősítik vagy gyengítik azokat) tökéletesíteni kell az emberi tevékenység azon feltételeit, melyek közvetlenül vagy közvetve elindítják vagy elősegítik az ilyen változásokat. A fentieket támogatva az *USA Föld- és Környezeti Tudományok Bizottsága (CEES)* 1991-ben a következő jelentést tette közzé:

"Anélkül, hogy megértenénk az antropogén kölcsönhatásoknak a globális környezet váltoásaiban játszott szerepét - mely egyrészt az emberi viselkedés empirikus megfigyelésein, másrészt az emberi tevékenységek következményeinek jobb megértésén alapul - a változások fizikai és biológiai folyamatainak bármely modellje nem lesz teljes."

E fejezet ennél fogva az alapul szolgáló folyamatokra, valamint az éghajlatváltozás antropogén vonatkozású módosulásainak a mértékére koncentrál. Az elemzésre kerülő folyamatok a következők: az üvegházgáz-kibocsátások (5.2. fejezet), a savas esők (5.3. fejezet), az urbanizáció (5.4. fejezet), az erdőirtás (5.5. fejezet), az elsivatagosodás (5.6. fejezet), az emberi tevékenységek egyéb változásai, melyek az üvegházgáz-kibocsátások módosulásához vezettek (5.7. fejezet) és a légkör nukleáris szennyezése (5.8. fejezet). Az említett fejezetekben elemzésre kerülő folyamatok kapcsán a döntéshozók szerepét hangsúlyozzuk, akik képesek különbséget tenni, vajon hogyan és milyen mértékben folytatódik vagy mérséklődik az üvegházhatás növekedése.

5.2. Üvegházgáz-kibocsátások

Fourier, francia kutató 1827-ben vetette föl azt a gondolatot, hogy a légkör bizonyos gázai úgy viselkednek, mint az üvegházak üvegtáblái. Számos kutató tovább folytatta az összehasonlítást a légkör és az üvegház között azon célból, hogy egyszerűbbé tegyék a komplex folyamatok értelmezését a nem szakemberek számára. Amíg azonban az üvegház analógia hasznos és értelmezhető a döntéshozók és a nagyközönség számára a komplex folyamatokat illetően, nem használható a folyamatok jobb megértéséhez vagy egy új tudományos elképzelés kialakításához. A valóságban az analógia nem érvényes mivel az üvegház nem engedi meg a konvekciós hőcserét, mivel az üvegházgázokkal szemben megakadályozza a sugárzási hővesztést.

Az üvegházhatás következményeit, melyek eredetileg a légköri szén-dioxid (CO_2) növekedésének a hatásaira koncentráltak, egészen az 1960-as évekig úgy tekintették, mint az emberiség számára előnyös, vagy semleges tényezőket *Arrhenius* (1908), *Chamberlin* (1899) és később *Callendar* (1938) úgy vélték, hogy ezek a tényezők előnyösek az emberiség számára, mivel a légkör fölmelegedése megelőzi a következő (és küszöbön álló) jégkorszakot. *Revelle* és *Suess* (1957) az 1950-es évek közepén azt írták, hogy "az emberiség most egy olyan nagy skálájú geofizikai kísérletet hajt végre, amely nem ismételtető meg a jövőben". Az

1960-as évek végén és az 1970-es években a figyelem ismét az üvegházhatás antropogén okokra visszavezethető lehetséges növekedésére összpontosult. A korábbiaktól eltérően az ökoszisztémákra és a társadalomra gyakorolt potenciális hatásokat ekkor már károsnak minősítették.

A többi üvegházgáz természetes és antropogén forrásait, valamint nyelőit is azonosították már, beleértve a nitrogén-oxidokat (NO_x), a klórfluorkarbon vegyületeket (CFC-k), a metánt (CH_4) és a troposzférikus ózont. Azonban a sugárzási szempontból fontos nyomgázok, azaz a metán (CH_4), a dinitrogén-oxid (N_2O) és a klórfluorkarbon vegyületek (CFC-k) csökkentik a sztratoszférikus ózon koncentrációját. Az üvegházgázok fokozott kibocsátása az ipari folyamatokra (melyekre a külföldi szakirodalom mint "*ipari metabolizmus*"-ra utal) és a földhasználat változásaira vezethető vissza. A következőkben a főbb üvegházgázokat tárgyaljuk, különös tekintettel antropogén vonatkozásaikra (jöllehet a 3. fejezetben már részletesebben elemeztük őket).

A **2.1. ábra** a főbb üvegházgázoknak a sugárzási kényszer növekedéséhez való hozzájárulását mutatja be az 1980-as években.

5.2.1. Szén-dioxid (CO_2)

A szén-dioxid az éghajlatváltozást illetően a legfontosabb üvegházgáz. A földtörténet során a légköri szén-dioxid koncentrációja folyamatosan változott (**lásd: 2.1.3. ábra**), s ezek a változások meleg időszakokhoz és jégkorszakokhoz, továbbá a tengerszint jelentősebb változásaihoz kapcsolódtak. A szén-dioxidnak elsődleges szerepe van a globális fölmelegedésben. A légkör szén-dioxid tartalmát 1957 óta folyamatosan és részletesen méri a *Mauna Loa* vulkáni hegyén működő meteorológiai obszervatóriumban, *Hawaii* szigetén (**2.2. ábra**), korábbi becslések pedig jégbe zárt levegőbuborékok elemzésével állnak rendelkezésre. Az ábrán szembetűnő a trendre ráakódó erős évi ciklus, melyet a fotoszintézis évi ciklusa idéz elő az Északi félgömbön. Az emberi tevékenység eredményeként a légköri szén-dioxid mennyisége 25 %-kal növekedett az ipari forradalom kezdete, azaz a 18. század második fele óta (**2.3a. ábra**). A társadalmak különböző módokon függenek a fosszilis tüzelőanyagoktól. E függés hátterében az áll, hogy fokozzák az ipari-technológiai fejlesztéseket annak érdekében, hogy elérhessék gazdasági céljaikat. Az erdőirtás és a biomassa elégetése szintén felelős az antropogén eredetű szén-dioxid viszonylag magas hányadáért.

A szén-dioxid a fosszilis tüzelőanyagokon alapuló ipari tevékenység mellékterméke. Fosszilis tüzelőanyagokat használ a közlekedés, az áramtermelés, a fűtési és hűtési technikák, valamint a gyáripar. A szén elégetéséből származik a legtöbb szén-dioxid (energiaegységre átszámítva), azután következik az olaj, s a természetes gáz a legtisztább e tekintetben.

A fejlődő országok a múltban viszonylag kisebb részt vállaltak a globális szén-dioxid termelésből az ipari országokhoz képest. A jelenlegi trendek viszont azt feltételezik, hogy a jövő évszázad elején a fejlődő országok üvegházgáz-kibocsátása eléri, esetleg meg is haladja a fejlett országokét. Ez főként ezen országok növekvő népességének energia- és élelmiszerigényével, továbbá a trópusi erdőirtással és - nem szükségszerűen - az egy főre jutó energiafogyasztás növekedésével magyarázható.

Számos fejlődő ország felülvizsgálja teljes szén-dioxid kibocsátását, mint az iparosodás szintjének egy indikátorát, amely másfelől az ipari fejlettség szintjének is egy indikátora.

A fejlődő országokban gyakran hangoztatják, hogy még nincsenek teljesen felkészülve a legújabb ipari technológiák alkalmazására. Számos esetben ezek az országok csupán az egyedül rendelkezésre álló energiaforrásra (pl. fosszilis tüzelőanyagok, vagy fa) támaszkodhatnak gazdaságuk fejlesztése, valamint az életszínvonal emelése érdekében. Úgy gondolják, hogy a globális fölmelegedéssel kapcsolatos problémák, valamint néhány fejlett

ország javasolt cselekvési terve a szén-dioxid kibocsátás korlátozására, a fejlődés minden esélyét elveszi tőlük. Úgy vélik továbbá, hogy folyton arra kérik őket - egy olyan környezeti probléma megoldásának a terhét hordozzák, melyet nem ők idéztek elő. Ezt a perspektívát mostanában úgy említik, mint *"környezetvédelmi célú kolonializmus"*.

Így könnyű kijelenteni, hogy a légköri szén-dioxid jövőbeli szintjeinek becsült értékei rendkívüli módon függenek az emberi tevékenységtől, s ennél fogva változásra vannak ítélve. A légköri szén-dioxid jövőbeli koncentrációinak megbízható kivetítése függ pl. a népességnövekedés, az egy főre jutó energiafogyasztás és a felhasznált energiák fajtái arányainak megbízható becslésétől. Az egyes társadalmak gazdasági fejlődése jövőbeli szintjeinek becsült értékei ugyancsak fontosak. Mivel a társadalmak idővel gazdagabbá válnak, az egy főre jutó energiafogyasztásuk növekedni fog. E jövőbeli kivetítésekhez fontosak még a jelenben tett kísérletek a hatékonyabb energia-felhasználásra, s az egyes országok energiaszerkezetének átalakítására.

5.2.2. Dinitrogén-oxid (N_2O)

A dinitrogén-oxid egyrészt a természetes környezetben, másrészt az emberi tevékenység eredményeként keletkezik. Forrásai és nyelői napjainkban még nincsenek megbízhatóan föltárva. Jelenleg a dinitrogén-oxiddal kapcsolatos legnagyobb gond azokkal a kibocsátásokkal függ össze, melyek a műtrágyák széleskörű és egyre növekvő alkalmazásától erednek, valamint a trópusi erdőirtás, szűkebb értelemben véve az erdőnek legelővé vagy megművelt területté történő átalakítását követően keletkeznek.

Az USA Energiaügyi Minisztériumának egyik jelentése szerint: *"A grönlandi jégtakaróban végzett mélyfúrások elemzésével kapott adatok arra utalnak, hogy a dinitrogén-oxid légköri koncentrációja kb. a legutóbbi háromezer év óta nem változott, viszont kb. 150 évvel ezelőtt növekedésnek indult."* A légköri dinitrogén-oxid évi növekedését 0,2-0,3 % körülire becsülik (**2.3b. ábra**). A dinitrogén-oxid koncentrációjának jelenleg tapasztalható növekedését nehéz megmagyarázni, bár valószínűleg antropogén okokra vezethető vissza. A belső égésű motorok égéstermékeként és a biomassza elégetése során keletkező dinitrogén-oxid évi mennyisége a mai becslések alapján feltételezhetően sokkal kevesebb, mint eredetileg gondolták. A mezőgazdasági tevékenységek - mint pl. a műtrágyák használata - fokozhatja a talaj dinitrogén-oxid kibocsátását és így ez fontos tényező lehet.

A dinitrogén-oxidnak a műtrágyákban való használata az élelmiszertermeléshez és az élelmiszerbiztonsági kérdésekhez kapcsolódik a fejlődő és az ipari országokban. A Föld művelhető területeinek nagy részén kutatások folynak a terméseredmények növelésére, mely lehetőséget nyújt (a mezőgazdasági szempontból művelésre alkalmatlan területektől eltekintve) a következő néhány évtized során a növekvő népesség élelmiszerszükségleteinek a kielégítésére.

5.2.3. Metán (CH_4)

A légkör metántartalma 0,8-1 %-os évi növekedést mutat (**2.3c. ábra**). A metán koncentrációjának a növekedése összhangban van a népesség növekedésének a mértékével. Az olyan emberi tevékenységek, mint pl. az alföldi rizs termesztése, a szarvasmarhatenyésztés, a talajművelés, a szénbányászat, a földgázkibocsátás, valamint a gázvezetékek szivárgásai mind hozzájárulnak a légköri metán koncentrációjának növekedéséhez. Ezen túlmenően a metánkibocsátásnak természetes forrásai is vannak, mint pl. a természetes és a nedves talajok, melyekre ugyancsak az emberi tevékenység van hatással. E tényezőknek a metánkibocsátáshoz való hozzájárulása jelenleg nem teljesen ismert, s az egyes források részarányában is nagy a bizonytalanság. Mindazonáltal jelenleg kutatások folynak azzal kapcsolatosan, hogy csökkentsék a rizsparcellák (pl. alföldi rizs) metánkibocsátását, annak

ellenére, hogy az alföldi rizs termesztésének a metánkibocsátásban játszott szerepe ma még nem ismert.

5.2.4. Ózon (O_3)

Az ózonnak felszíni természetes vagy antropogén forrása nincs. Kémiai reakciók révén keletkezik a légkör alkotóelemeiből. Az ózonkeletkezés módja azonban a sztratoszférában és a felszín közelében lényegesen eltér egymástól.

A sztratoszférában a Nap ultraibolya sugárzásának a hatására a levegő oxigénmolekulái atomokra bomlanak. Egy-egy oxigénmolekula és oxigénatom reakciójával ózon keletkezik. Az ózonképződésben más anyagok is részt vesznek (nitrogén-oxidok, metán, stb.); ezek jelentősége azonban kisebb.

A troposzféra ózontartalma részben a sztratoszférából származik. Ide éppen a sztratoszférikus ózon szűrő hatása miatt nem jut el az a sugárzástartomány, amely képes lenne előidézni az oxigénmolekulák elbomlását. A természetes és antropogén forrásokból származó nitrogén-dioxid fotodisszociációja nitrogén-monoxidra és oxigénatomra azonban lehetséges. A természetes és antropogén forrásokból származó szénhidrogének oxidációja során peroxi gyökök (szabad elektronnal rendelkező atomcsoportok) keletkeznek, amelyek a fotodisszociáció során létrejött nitrogén-monoxidot nitrogén-dioxiddá oxidálják és ennek felbomlásával újabb ózonmolekulák keletkezésére nyílik lehetőség.

Nitrogén-oxidok keletkeznek a légköri elektromos kisülések, a villámlások révén és savas talajtípusokban a denitrifikációs folyamat eredményeként. Az ózonképződés szempontjából fontos *izoprént* elsősorban a lomblevelű, a *terpéneket* pedig a tűlevelű fák bocsátják ki.

A belső égésű motorok használata során rendkívül nagy mennyiségű nitrogén-oxid és magas ózonképződési potenciálú szénhidrogén kerül a levegőbe. Nitrogén-oxidok más égési folyamat során, így például a fosszilis tüzelőanyagokat felhasználó erőművekből is jutnak a légkörbe. A gépkocsik mellett a (petrol)kémiai ipar, valamint a festék- és oldószergyártás tekinthető jelentős antropogén szénhidrogénforrásnak.

Ahol jelentős az ózonképződés nyersanyagainak kibocsátása, ott számottevően megnő az infravörös tartományban is elnyelési vonalakkal rendelkező és így üvegházhatású ózon troposzférikus koncentrációja. Nem véletlen tehát, hogy jelentős ózonkoncentráció-emelkedést elsősorban Európában és Észak-Amerikában figyeltek meg. Európában a felszínközeli légréteg ózonkoncentrációja az elmúlt 100 év során megkétszereződött.

A megnövekedett troposzférikus ózonkoncentráció számottevően hozzájárul az üvegházhatás erősödéséhez. Ezt a hatást nem egyenlíti ki a sztratoszférikus ózommennyiség utóbbi egy-két évtizedben megfigyelt csökkenése.

5.2.4.1. Sztratoszférikus ózon

5.2.4.2. Troposzférikus ózon

5.2.5. Klórfluorkarbon vegyületek (CFC-k)

A klórfluorkarbon vegyületeket - melyeket az 1920-as években fedeztek föl - oldószerekként, hűtőszekrények hűtőfolyadékaként, tűzoltókészülékek hajtóanyagaként, valamint aeroszol spray-k és habok hajtóanyagaként használják. 1950 előtt a CFC-ket nem használták széleskörűen a kereskedelemben. Amikor azonban a kereskedelmi célú hasznosításuk megkezdődött, mennyiségük gyorsan nőtt (**2.3d. ábra**).

A CFC-k kémiai szempontból közömbösek az alsó légköri tisztulási folyamatokra, beleértve a kémiai reakciókat is, melyek lehetővé teszik a számukra, hogy elérjék a sztratoszférát. A CFC-knek hosszú - a becslések szerint 60-200 év közötti - a légköri

tartózkodási idejük. A sztratoszférában fotodisszociációnak vannak kitéve, amely után a szabad klóratom egyesül és újraegyesül az ózonnal és más vegyületeket képez. Ez a folyamat a CFC-ket igen hatékony "ózonfaló"-vá teszi. Ózonbontó szerepükön túlmenően a CFC-k jelentős mértékben elnyelik a hosszúhullámú sugárzást, ezáltal fokozzák az üvegházhatást.

A **2.1. táblázat** e fontos üvegházgázok alapvető jellemzőinek becsült értékeit mutatja be.

5.2.6. Ózonlyuk - a védekezés lehetőségei

5.2.7. Az ózon lebomlásának környezeti hatásai

5.2.7.1. Az ultraibolya sugárzás változásai

A sztratoszférikus ózonkoncentrációnak a mérések kezdete óta napjainkban a legalacsonyabb az értéke, következésképp a földfelszínre érkező UV-B sugárzás intenzitása jelenleg a legnagyobb. Az ózont lebontó anyagok teljes sztratoszférikus koncentrációja valószínűleg a 2000. év előtt érte el maximumát. Feltéve, hogy az összes egyéb hatótényező változatlan maradt, a sztratoszférikus ózonkoncentráció csökkenése, s vele kapcsolatosan az UV-B sugárzás intenzitásának a növekedése ekkor közel került szélső értékükhöz. Az eritemális (a bőrfelület barnulását előidéző) ultraibolya sugárzás becsült százalékos növekedése 2000-ben az 1970-es évekbelihez képest a következő:

- kb. 7 % az északi félgömb közepes szélességein télen/tavasszal
- kb. 4 % az északi félgömb közepes szélességein nyáron/ősszel
- kb. 6 % a déli félgömb közepes szélességein nyáron/ősszel
- kb. 130 % az Antarktiszon tavasszal; és
- kb. 22 % az Arktiszon tavasszal.

A felszíni UV-B sugárzás intenzitásának a növekedése, s a sztratoszférikus ózonkoncentráció csökkenése közötti kapcsolatot különböző körülmények között végzett felszíni műszeres mérések is kimutatták. Az újabb és pontosabb UV-B sugárzás mérések ma már jobb térbeli és időbeli lefedettséget adnak. A felszínre érkező UV-B sugárzás koncentrációja számottevően függ a napmagasságtól, a borultság mértékétől, valamint helyi tényezőktől, beleértve a levegőben található szennyezőanyagokat, s a felszínről történő reflexiót.

A felszíni mérések szerint a nyári eritemális (a bőrfelület barnulását előidéző) ultraibolya sugárzás a déli félgömbön legfeljebb 40 %-kal haladja meg az északi félgömb ugyanazon földrajzi szélességén mért értéket. Ezzel szemben a megfelelő műholdas becslés mindössze 10-15 %-os eltérést feltételezett. A különbség oka valószínűleg a felszíni és a műholdas mérések magassági szintjei közötti levegő szennyezettsége.

Az Antarktiszon, az ismétlődő tavaszi ózonlyuk fennállásakor az UV-B sugárzás jóval intenzívebbé válik. Pl. az ózonlyuk idején a mért - biológiai szempontból káros - ultraibolya sugárzás Palmer állomáson (USA) (64°S) megközelítette, sőt alkalmanként meg is haladta San Diego (USA) (32°N) maximális nyári értékeit.

Az UV-B sugárzás jövőbeli előrejelzése nem megoldott. Mindazonáltal a jelenlegi legjobb becslések feltételezik, hogy az ózonlebomlás előtti időszakhoz való lassú visszatérés várható a következő fél évszázad során. Jóllehet a maximális ózonlebomlás, s ennél fogva az UV-B sugárzás maximális értékei valószínűleg az 1991-2000 közötti évtized során léptek föl, az ózonréteg a 21. században is sebezhető marad. A lebomlás maximuma és a visszaalakulási fázis évtizedekkel elhalasztódik egyéb, hosszú tartamú légköri változásokkal - mint pl. az üvegházgázok növekvő koncentrációjával - való kölcsönhatások miatt.

5.2.7.2. Az ember és az állatok egészségére gyakorolt hatások

A felszínre érkező UV-B sugárzás növekedése - mely a sztratoszférikus ózonlebomlásra vezethető vissza - növeli a rövid- és hosszútávú egészségkárosodás veszélyét, feltéve, ha a bőrfelület kitettségével kapcsolatos szokások nem módosulnak.

A szemre gyakorolt káros hatások minden populációt - bőrszíntől függetlenül - érintenek. E káros hatások a következők lehetnek: gyakoribbá válnak a heveny reakciók, mint pl. a "hóvaktság"; megnő a hályog, illetve a hályoggal összefüggő vaktság gyakorisága; továbbá növekszik a rákos szemdaganatok gyakorisága.

Az immunrendszerre gyakorolt hatások viszont - melyek szintén érintenek minden populációt - nemcsak károsak hanem hasznosak is lehetnek. Káros hatások a csökkent ellenállóképeség a daganatos és fertőző betegségekkel szemben, a szervezetnek valószínűleg növekvő gyakoriságú autoimmun és allergikus válaszai, továbbá az oltásokra adott csökkent reakciója. Előnyös hatások lehetnek viszont, hogy mérséklődik bizonyos immunbetegségek - mint pl. a pikkelysömör és a nikkel-allergia - veszélye.

A bőrre gyakorolt hatások: a bőr öregedése és a bőrrák, továbbá a bőr simasága romlik. A felszínre érkező ultraibolya sugárzás növekedése valószínűleg meggyorsítja a bőr öregedését, növekedni fog a melanómás és nem melanómás bőrrák előfordulási gyakorisága (a melanóma a melanin, azaz a bőr festékanyaga okozta bőrelszíneződés, anyajegy valamely testfelületen), valamint nőni fog a különböző sejtdaganatok gyakorisága is. Az USA Környezetvédelmi Ügynökségének (EPA) egyes szakértői szerint az Egyesült Államokban a bőrrákból eredő elhalálozások száma 2050-re eléri az évi 200.000-et.

A viselkedési szokások módosítása, mint pl. antioxidánsokban gazdag étrend választása, a dehidratációt megelőző és követő két-két órában a napozás mellőzése, a testfelületeket fedő viselet, mint pl. kalap, napszemüveg használata mind olyan stratégiák, melyek mérséklik a kockázatot.

5.2.7.3. A szárazföldi ökoszisztémákra gyakorolt hatások

A megnövekedett felszíni UV-B sugárzás károsíthatja a szárazföldi organizmusokat, beleértve a növényeket és a baktériumokat is. Viszont ezen organizmusok rendelkeznek védekező és a normális életfunkciókat helyreállító reakciókkal.

Az elmúlt néhány év kutatásai azt mutatják, hogy a megnövekedett felszíni UV-B sugárzás elsősorban az adott faj megváltozott génszerkezetén keresztül fejti ki hatását. Ezen UV-B sugárzás az életfunkciókra hat, mely számos módon nyilvánul meg, beleértve az életciklus tartamának változásait, a növény alakjának változásait, s azon növényi műtrágyák termelésének változásait, melyek nem vesznek részt közvetlenül az elsődleges anyagcserében. E műtrágyák védik a növényeket a kórokozóktól, a rovarok támadásaitól, valamint befolyásolják az ember és a legelő állatok táplálékának minőségét.

A szárazföldi ökoszisztémáknak a megnövekedett felszíni UV-B sugárzásra adott válasza elsősorban a fajok közötti kölcsönhatásokban nyilvánul meg. A magasabb növények növekedése közti verseny egyensúlya módosulni fog, s változik a növények kórokozókkal szembeni érzékenysége.

A megnövekedett felszíni UV-B sugárzás évről évre főlhalmozódhat a hosszú életű évelő növényekben, s generációról generációra az egy éves növényekben.

A megnövekedett felszíni UV-B sugárzás hatásait számításba kell venni a többi környezeti tényezővel együtt, beleértve azokat is melyek a globális éghajlatváltozással kapcsolatosak. A növényeknek és egyéb élő szervezeteknek a megnövekedett felszíni UV-B sugárzásra adott válaszait egyéb környezeti tényezők, mint pl. a CO₂, a víznyomás, a rendelkezésre álló ásványi tápanyagok, a nehézfémek és a hőmérséklet módosítják.

5.2.7.4. A vízi ökoszisztémákra gyakorolt hatások

A Nap UV-B, illetve UV-A sugárzásai ellentétes hatást gyakorolnak a fitoplanktonok növekedésére, fotoszintézisére, protein- és pigment tartalmára, valamint reprodukciójára - ily módon befolyásolva a táplálékláncot.

A makroalgák és a hínárok kifejezetten érzékenyek a Nap UV-B sugárzására. Az említett fajok fontos biomassza-termelők a vízi ökoszisztémákban. Ezen organizmusok zöme összekapcsolódik, így nem tudják elkerülni, hogy a növekedési oldaluk ne legyen kitéve napsugárzásnak. A hatások 10-15 m vastag vízoszlopban még megfigyelhetők.

A zooplankton közösségek, s egyéb vízi organizmusok - beleértve a tengeri sünöket, korallakat és kételtűeket - szintén érzékenyek az UV-B sugárzásra.

Az UV-B sugárzás - elnyelődésekor - felbontja az oldott és a részecske alakban található szerves szenet, s a végterméket a bakteriális elbomlás és a remineralizáció számára alkalmassá teszi. A bomlástermékek fontos szerepet játszanak a vízi ökoszisztémák szén ciklusában. Mivel az UV-B - miután elnyelődik - felbontja az oldott szerves szenet, intenzitásának növekedése növelheti mind az UV-B, mind az UV-A sugárzás behatolását a vízoszlopba. Következésképp az adott mélységbe lehatoló UV-B sugárzás mennyisége hatással van az oldott szerves szénre, s ez a hatás kölcsönös. A melegedés és a savasodás ezen anyagok gyorsabb lebomlását eredményezi, s ennél fogva fokozza az UV sugárzás behatolását a vízoszlopba.

Az ózonlebomlás miatt leginkább veszélyeztetett régiók poláris óceáni ökoszisztémái vannak leginkább kitéve az UV-B sugárzás növekedésének. Míg az arktiszi, illetve az antarktiszi óceáni ökoszisztémák termékenységének csökkenésével kapcsolatos becslések mérhető, rövid tartamú hatásokon alapulnak, a hosszútávú következményekkel kapcsolatban azonban számos bizonytalanság fennmarad, beleértve a közösségek szerkezetében fellépő esetleges módosulásokat. A halak és egyéb tengeri élőlények csökkenő termékenységének gazdasági hatása lehet, továbbá érinti a táplálékláncot, befolyásolja természetes ragadozók életterét.

5.2.7.5. A biogeokémiai ciklusokra gyakorolt hatások

A megnövekedett felszíni UV-B sugárzás nagyságrendjének és irányának a nyomgázok kibocsátására, s az ásványi nyersanyagciklusra gyakorolt hatásai fajspecifikusak és számos folyamaton keresztül hatnak. E folyamatok magukba foglalják az élő fa szövetében a kémiai összetétel változásait, az elpusztult fa anyagának (beleértve az avart is) fotodegradációját (fény általi lebomlását), tűzben elszenesedett vegetációból származó szén-monoxid kibocsátást, a rothasztó baktérium-közösségek változásait, s a nitrogénmegkötő mikroorganizmusokra és a növényekre gyakorolt hatásokat.

A természetes vízi ökoszisztémákkal kapcsolatos legfrissebb tanulmányok szerint (UNEP, 1998) a szerves anyag az UV-B sugárzás behatolásának elsődleges szabályozója. A megnövekedett UV-B sugárzás befolyásolhatja a biológiai folyamatok közötti egyensúlyt, melyek a szerves anyagot termelik, továbbá a kémiai és a bakteriális folyamatokat, melyek lebontják azt. Az egyensúly változásai módosítják a megnövekedett UV-B sugárzásnak a biogeokémiai ciklusokra gyakorolt hatásait. Ezeket a változásokat - melyeket az éghajlat és a savasodás változásai erősítenek - a víz tisztulása és a fényminőség változásai idézik elő.

A megnövekedett UV-B sugárzás egyaránt gyakorolhat pozitív, illetve negatív hatást a vízi ökoszisztémákban zajló bakteriális tevékenységre, mely befolyásolhatja a szén-, illetve ásványi tápanyag ciklust, csakhogy mint az üvegházgázok és a kémiai szempontból reaktív gázok felszínre jutását, s a légkörbe kerülését.

5.2.7.6. A levegőminőségre gyakorolt hatások

A megnövekedett UV-B sugárzás növelni fogja a kémiai aktivitást az alsó légkörben (a troposzférában). A troposzférikus ózon érzékeny a nitrogén-oxidok (NO_x) és a hidrokarbonátok helyi koncentrációira. Modellkísérletek szerint a megnövekedett UV-B sugárzás hatására a tiszta környezetben csökken a troposzférikus ózon koncentrációja (a levegő NO_x -koncentrációja alacsony), szennyezett területek fölött pedig növekszik (a levegő NO_x -koncentrációja magas).

Feltéve, hogy egyéb tényezők változatlanok maradnak, a megnövekedett UV-B sugárzás hatására az elsődleges szennyezőanyagok növekvő arányban hullanak ki a troposzférából. Az intenzívebb UV-B sugárzás valószínűleg növelni fogja a hidroxil-gyökök (OH) koncentrációját, s a szennyezőanyagok gyorsabb kihullását eredményezi. Várhatóan nőni fog az oxidánsok (pl. a hidrogén-peroxid és a szerves peroxidok) koncentrációja is. A megnövekedett UV-B sugárzás feltételezhetően fokozott hatást fog gyakorolni a troposzférikus ózonra, a hidroxil-gyökökre, a metánra, a szén-monoxidra és valószínűleg egyéb troposzférikus összetevőkre. Bár megjegyzendő, hogy ennek a hatásnak a kiderítése elég bonyolult, hiszen az említett szennyezőanyagok koncentrációi számos egyéb tényezőtől is függenek (pl. a kibocsátásoktól).

A HCFC-k, valamint HFC-k légköri lebomlásából származó trifluoracetátnak (TFA) nincs számottevő hatása az emberre és a környezetre - legfeljebb mérsékelt, s rövid tartamú toxicitása van. Az ózonlebontó anyagok legtöbb helyettesítőjének a légköri lebomlási mechanizmusai jól ismertek. E helyettesítők két legfontosabb csoportja a HCFC-k és a HFC-k. A HCFC-123 (CF_3CHCl_2), a HCFC-124 (CF_3CHFCl), valamint a HFC-134a ($\text{CF}_3\text{CH}_2\text{F}$) légköri lebomlásával TFA keletkezik. A TFA a hidroszféra mindenütt jelenlévő komponense, s koncentrációja ott jóval nagyobb, mint az a jelenlegi források alapján magyarázható lenne. Ugyanakkor a HCFC-k és a HFC-k légköri lebomlásával keletkező TFA koncentrációja nagyságrendekkel kisebb, mint a hidroszférában tapasztalt érték.

5.2.7.7. A különböző anyagokra gyakorolt hatások

A polimerek fizikai és mechanikai tulajdonságait a megnövekedett UV-B sugárzás napfényben negatívan befolyásolja. A megnövekedett UV-B sugárzás csökkenti a szabadban használatos szintetikus polimer termékek és a biopolimer anyagok, mint pl. a fa, a papír, a gyapjú és a gyapot hasznos élettartamát. A különböző anyagok szavatossági idejének csökkenése a megnövekedett UV-B sugárzás szinergisztikus hatásától és egyéb tényezőktől - különösen a közvetlen sugárzásnak kitett anyagok fölmelegedésétől - függ.

A hagyományos fotostabilizáló anyagok valószínűleg mérsékelni tudják a megnövekedett közvetlen ultraibolya sugárzás hatásait.

5.2.8. Szmog

Városi levegőben az aeroszol-koncentráció nagyságrenddel, esetenként nagyságrendekkel nagyobb a természetes környezetéhez képest. Anticiklonális időjárási helyzet tartós fennállása kedvező helyzetet teremt az aeroszokok földúsulásához. Ezek kondenzációs magvakként viselkednek. A levegő hűlésével a túltelítettség elérésekor a vízgőztartalom egy része az aeroszokokra kicsapódik, s köd keletkezik. A "szmog" angol eredetű szó (a "smoke" = füst és a "fog" = köd szavak összetételéből származik); jelentése füstköd. Egyrészt a kondenzációs magvak jelentős koncentráció-növekedése, másrészt az intenzív napsugárzás hatására a szennyezett városi levegőben végbemenő sajátos levegőkémiai folyamatok kétféle szmogképződést eredményeznek.

5.2.8.1. "London típusú" szmog

Kialakulásának oka a fosszilis tüzelőanyagok (elsősorban a szén) elégetésekor a levegőbe kerülő nagy mennyiségű kén-dioxid és korom, melyek a több napon át fennálló anticiklonális időjárási helyzet alkalmával igen nagy koncentrációban felhalmozódhatnak. A harmatpont alá hűlő levegőben a vízgőz a feldúsult kondenzációs magvakon (koromszemcséken) kicsapódik, melyeket a levegő SO_2 -tartalma savassá tesz.

1952-ben, a több napig tartó londoni szmognak kb. 4000 ember esett áldozatul, köztük sok csecsemő és idős ember. Különösen nagy volt a halálozási arány a betegek - elsősorban a légúti (asztmások) és a szív-érrendszeri betegségekben szenvedők - körében. (Miután Londonban áttértek a széntüzelésről a gáztüzelésre, illetve a távfűtés kiterjedt alkalmazására, a szmog gyakorisága jelentősen csökkent.)

A mérsékelt övben a téli félév során, anticiklonális időjárási helyzet fennállásakor, magas páratartalom mellett, 1-4°C-os hőmérsékleten alakul ki leggyakrabban ez a szmog-típus, melyet redukáló szmognak is szoktak nevezni.

5.2.8.2. "Los Angeles típusú" szmog

A szubtrópusok magas nyomású zónájában, derült, anticiklonális időjárási helyzetben keletkezik, amikor az intenzív napsugárzás hatására a száraz, nyugodt levegőben a gépjárművek kipufogó gázai nem tudnak eltávozni. A szennyezőanyagok nyári felhalmozódását Los Angeles környékén a hideg Kaliforniai-áramlás hatására kialakuló stabil légállapot biztosítja. A járművek nitrogén-oxidjaiból a napsugárzás által okozott fotokémiai átalakulás hatására ózon, majd abból további reakciók során peroxi-acetil-nitrát (PAN) jön létre. Mindkettő az élő szervezetekre veszélyes, roncsoló hatású, illetve mérgező gáz. Ha a PAN koncentrációja nagyobb, mint 0,02 ppm, akkor órákon belül károsítja a vegetációt, veszélyezteti az ember egészségét, továbbá korrodálja az épített környezet fémes és egyes ásványi anyagait is. A Los Angeles típusú szmog környezetre káros, füstködöt képező összetevői tehát a gépjárművek motorjainak termikus úton keletkező égéstermékei (NO_2 , C_nH_m , CO) és a fotokémiai átalakulás következtében létrejövő gázok (O_3 , PAN).

A Los Angeles típusú szmog kialakulását - melyet oxidáló szmognak is neveznek - a gépkocsiforgalom szabályozásával, a települések átmenő forgalmának csökkentésével (elkerülő utak építésével), valamint a nitrogén-oxidokat és szénhidrogéneket megkötő katalizátoros gépkocsik alkalmazásával lehet megakadályozni.

5.2.9. A jövőbeli üvegházgáz-koncentrációk becslése

Számos tényező befolyásolja azokat a tevékenységeket, melyek közvetlen vagy közvetett úton üvegházgázok kibocsátásához vezetnek. E tényezők egyesítése vagy fölcserélése megváltoztathatja a jövőbeli üvegházgáz-kibocsátásokkal kapcsolatos forgatókönyveket. E tényezők a következők lehetnek (bár nemcsak ezekre korlátozódhatnak): népességnövekedés, nemzeti össztermék, energiakészlet és -igény, technológiai fejlődés és technológiai átadás, erdőirtás, földhasználat, CFC-k kibocsátása, a mezőgazdasági termelés változásai, művelési módszerek, stb. Mindezeken túlmenően társadalmak konfliktusainak környezeti következményei, mint pl. az öbölháború idején - az iraki csapatok visszavonulása során 1991 elején - fölrobbantott és sokáig égő kuwaiti olajkutak hozzájárulhattak az üvegházgázok koncentrációjának növekedéséhez. E tényezők eltérő változása (a velük kapcsolatos optimista vagy pesszimista felfogásra alapozva) jelentős mértékben megváltoztathatja az üvegházgázok jövőbeli becsléseit.

Az üvegházgázok koncentrációjának a növekedésével kapcsolatos jövőbeli becsléseket számos bizonytalanság terheli, mivel az emberi viselkedés az emberi tevékenység környezeti hatásaival, a technológiai fejlesztéssel összefüggő hatékony képzés eredményeként, illetve a

hatékony döntéshozatal (vagy annak hiánya) eredményeként változhat és változik is. E nehézségek ellenére a jövőbeli üvegházgáz-kibocsátásokkal kapcsolatosan számos előrejelzés és forgatókönyv áll rendelkezésre.

Az ipari fejlődés mellett az erdőirtás az üvegházgázok másik nagy forrása. Az elsivatagosodás a nem megfelelő földhasználat jellemző példája, mely befolyásolhatja a légköri folyamatokat, bár nem szükségszerűen a légköri szén-dioxid mennyiségét.

5.2.10. Magyarország hozzájárulása a globális üvegházgáz-mérleghez

5.3. A savas esők

5.3.1. A savas esők környezeti hatása

5.3.1.1. Bevezetés

A *savas eső* fogalma az 1970-es évek végén került be a köztudatba, amikor a kutatása nagyobb lendületet vett. A megélénkülés oka az volt, hogy ekkor jelentek meg olyan mérvű károk, amelyek a savas esők társadalmi szintű veszélyességére utaltak. A "leglátványosabb" kártétel, az erdőpusztulás nyomán hatalmas erdőségek váltak szárazon meredező facsonkok karótengerévé, s nem lehetett tudni, hová, s milyen formában sújt le a következő csapás. Az egész bioszféra végzetes megmérgezése is reális veszélyként merült föl. Ez ösztönözte a kormányokat és a tudomány irányítóit, hogy nagyobb támogatásban részesítsék a kutatásokat, amit jól mutat a savas eső témában írt közlemények számának megugrása is.

1977-ben még egyetlen cikk sem szerepelt a Science Citation Index c. referálólapban a "*savas eső*" tárgyszónál. 1986-ban viszont már 6000-re tették az addig megjelent szakirodalmi tételek számát. A közlemények jó része nem a tudományos sajtóban jelent meg, ami érzékelteti, hogy a savas eső témája korántsem csak a tudományos közösség ügye.

E fejezetben a savas eső témáját elsősorban a legközelebbi múltban megjelent cikkek valamint jelentős új adatokat és eredményeket bemutató eredeti közlemények alapján tekintjük át abból a célból, hogy képet alkothassunk a jelenség mibenlétéről, létrejöttéről, hatásairól, s nem utolsósorban az ellene való védekezésről.

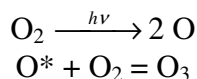
A savas eső fogalma alatt az emberi tevékenység - elsősorban a fosszilis tüzelőanyagok elégetése által okozott légszennyeződés - eredményeképpen hulló erős savakat, kénsavat és salétromsavat tartalmazó esőt értjük. E definíció a legszűkebb értelmű, ám úgy véljük, hogy kiindulásként ez a célszerű, mivel összességében igen bonyolult rendszerek igen bonyolult egyensúlyú reakciókon keresztül megvalósuló kölcsönhatásairól van szó, amelyekről totalitásukban szinte semmit sem lehet állítani komoly korlátozások és fenntartások nélkül.

5.3.1.2. A természetes légkör kémiája, különös tekintettel a savas esőre

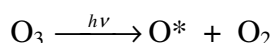
Mint tudjuk, a légkör mintegy egyötöde oxigén. Az oxigén szokásos, kétatomos formájában (O_2) is eléggé reaktív anyag, a levegőben azonban - a legtisztább levegőben is - állandóan jelen van egy sokkal agresszívebb formája, a háromatomos ózon (O_3).

A tiszta levegő ózinja a molekuláris oxigénnek a Nap ultraibolya sugárzása hatására bekövetkező fotolízise eredményeként keletkezik - elsősorban a sztratoszférában. Az ózon főleg innen kerül a troposzférába, de természetesen közvetlenül is keletkezik.

A reakció menete a következő:



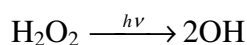
Az ózon is átmehet fénybomláson:



Az O^* -gal jelölt oxigéngyök magasabb energiaállapota miatt sokkal agresszívabb, mint a molekuláris oxigén. A reakció nemcsak fény hatására játszódik le, hanem más molekulákkal való ütközéskor is. Innen ered az ózon erősen oxidáló, az élőlényekre mérgező hatása. Az ózon, s vele az oxigén-gyök tehát állandóan jelen van a légkörben, sőt utánpótlása is kimeríthetetlen. Ha az oxigén-gyök vízmolekulával ütközik, hidrogén-peroxid keletkezik:



A hidrogén-peroxid fotolízise az egyik legreaktívabb vegyület, a hidroxil-gyök létrejöttéhez vezet:



A hidroxil-gyököt a légkör csupán 10^{-12} arányban tartalmazza, ám utánpótlása - mint említettük - állandó, s mint látni fogjuk, a légszennyezés fokozza keletkezését.

A légkör kémiai reakciói nemcsak gáz fázisban folynak, hanem az állandóan jelen lévő vízcseppek felszínén és belsejében is, ami a lehetséges reakciók számát erősen megnöveli. A víz természetesen a gáz fázisban is megtalálható.

A szilárd fázist a porszemek képviselik, amelyek számos újabb komponenst is szállítanak a reakciókhoz.

A folyékony és szilárd anyagok tömege talán csekélynek tűnik, ám ne feledjük, hogy felszínük a finom eloszlás miatt óriási, s e fluiditás miatt kémiai reakcióképességük sokszorosa a homogén fázisban várhatónak. A légkör tehát felfogható egy erősen oxidatív reakcióközegnek, amely állandóan készen áll arra, hogy a beléje kerülő anyagokat oxidálja, s úgy a termékeket, mint a kiindulási anyagokat állandóan keverve újabb és újabb reakciókat tegyen lehetővé köztük.

A levegő állandó alkotórészei között található egy savanhidrid is, a szén-dioxid, amelynek térfogatszázalékos aránya közel 1 %. A levegőben lévő víz, a felhő- és esőcseppek pH-ja ennél a parciális széndioxid-nyomásnál telített állapotban 5,6-5,7 lenne. Korábban többször találkozhattunk azzal a véleménynel, hogy a természetes eső pH-ja ennyinek kell lennie. Ez azonban tévedés. Egyrészt az esőcseppek többnyire a talajból, illetve a kőzetekből származó porszemcséken csapódnak ki, amelyekből általában pozitív ionok (Ca^{++} , Mg^{++} , K^+ , Na^+) kerülnek az őket körülvevő vízburokba, másrészt ugyanakkor jelentős mértékben jutnak a levegőbe természetes forrásokból negatív ionok, mint pl. a klorid, de főleg a kén és a nitrogén oxidjai, amelyek a levegőben tovább oxidálódhatnak, s savanhidridekké, majd vízzel savakká válnak. A maximális oxidáció két igen erős sav, a kénsav (H_2SO_4) és a salétromsav (HNO_3) keletkezéséhez vezet.

A kén-dioxid (SO_2) főleg a vulkáni tevékenység révén, a nitrogén-oxidok (NO_x) pedig az élővilág közreműködésével, a biológiai bomlásból és a talajlakó mikroorganizmusok anyagcseréjéből származnak. Új adat e tekintetben, hogy a nitrogén-oxidok igen jelentős része (40 %-a) a trópusi esőerdőkből származik. Előállítóik a talaj aerob mikroorganizmusai. Ugyancsak friss eredménynek számít, hogy a villámláskor keletkező nitrogén-oxidok mennyisége ötszöröse az eddig feltételezettnek (azaz nem 10, hanem 50 % ered innen). E két mennyiségi becslés az összegzés után meglehetősen túlzónak tűnik. Igaz ugyan, hogy a nitrogén biológiai körforgalma is lehet, hogy sokkal élénkebb az eddig feltételezettnél. A

nitrát ugyanis közvetlenül felhasznált növényi tápanyag is. A nitrogén a biológiai folyamatok során nemcsak oxidként, hanem ammónia (NH₃), illetve ammónium-ion (NH₄⁺) formájában is kijut a légkörbe, azaz a pozitív ionok mennyiségét is növeli.

A légkörbe került por sorsa az ülepedés, a vízé a kicsapódás, a reakcióképes, illetve vízdékony gázoké pedig a kimosódás. E folyamatok révén a levegő állandóan öntisztulásban van. Az öntisztulás igen intenzív. Úgy vélik, hogy a vízdékony szennyezőanyagok legfeljebb egy hétig tartózkodnak a levegőben, de általában ennél sokkal hamarabb eltávoznak. Bizonyos szennyezőanyagok - pl. a kénsav - víz nélkül is cseppecskékké állnak össze, s így ülepednek ki a levegőből. Ez az ún. *száraz ülepedés*, amikor tehát nem a csapadékkal távozik el a levegőből valamilyen komponens. Az öntisztulás miatt a levegőbe kerülő szennyezőanyagok általában nem jutnak túl messzire, hatótávolságuk legfeljebb pár száz kilométer. A légóceán tehát korántsem hígítja föl a belékerült reaktív anyagokat, mint a tengerek, csak rövid távon válik gazdájukká.

5.3.1.3. A csapadék keletkezése, különös tekintettel a savas esőre

Ha a levegő túltelítetté válik, a kondenzálódó víz apró cseppekké áll össze, s ha ez a jelenség nagy légtérfogatban figyelhető meg, felhő keletkezik. A légnemű halmazállapotú víz kicsapódásának feltétele még a kondenzációs magvak jelenléte. Ezek legtöbbször a magasba felragadott porszemcsék, amelyek valamilyen elektrosztatikus töltéssel rendelkeznek. A kialakult vízcseppecskék a felhőben áramolva tovább nőnek, majd elérve a kellő méretet, csapadékelemekké válnak, s kihullanak a felhőből.

A csapadékban oldott anyagok mennyisége több tényező függvénye. Ezek a következők: 1. az oldható anyagok koncentrációja, 2. az oldható anyagok oldottsági foka (ez általában fokozza az oldhatóságot), 3. a felhőcseppek élettartama és 4. a hőmérsékleti viszonyok.

Ha a felhőcseppek megfagynak, azaz jégmag keletkezik, az ebben oldott gázok mennyisége csökken, mivel a jég oldó kapacitása kisebb. Ha magas a felhő és intenzív belső mozgása van - ez a helyzet a zivatarfelhők esetében - az oldási és a folyadékfázisú oxidációs folyamatok élénkebbek, s tovább tartanak.

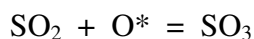
A felhők általában savasabbak, mint az eső. Ennek oka, hogy bár a fejlődő esőcseppek tovább savasodnak, a cseppnövekedéssel járó vízfelvétel révén a koncentráció mégis csökken. Az elmondottakból következően az eső savasabb, mint a hó, s nyáron a zivatar savasabb, mint a csendes eső.

Az eső pH-ja nem egyenes függvénye a savtartalomnak, hiszen a kondenzációs magvak disszociálabilis kationjai közömbösítő hatásúak. Ha elég kationt tud leadni a kondenzációs mag, még viszonylag nagy savtartalom esetén sem lesz túl savanyú a pH.

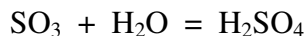
A levegőbe jutó szerves anyagok is oxidálódhatnak, reagálhatnak egymással és a szervetlen anyagokkal, a termékek is újabb reakciókat indíthatnak el, mind gáz-, mind víz fázisban.

5.3.1.4. A kénsav és a salétromsav keletkezése a légkörben

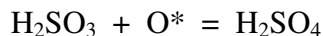
Mint már említettük, a természetes eső pH-ját a kénsav és a salétromsav csökkenti a legnagyobb mértékben. E két sav - pontosabban a kiindulási anyagukat képező oxidok - egyúttal az antropogén légszennyezés legjelentősebb komponensei. Az ózontól keletkező oxigén-gyök a kén-dioxidot a kénsav anhidridjévé, kén-trioxiddá oxidálja:



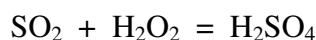
Ebből vízfelvétellel keletkezik a kénsav:



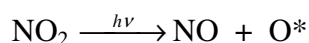
Az oxigén-gyök a kénessavat is megtalálja:



A kén-dioxid egy molekula hidrogén-peroxiddal közvetlenül is kénsavvá alakulhat:



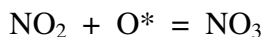
Ha a kénsav a gáz fázisban keletkezik, cseppecskékké állhat össze. Többnyire rögtön megköti az ott lévő ammóniát, és mivel igen higroszkópos, kondenzációs magként is funkcionálhat. Minden reaktivitása ellenére egyáltalán nem ritka a kénsav ún. száraz lerakódása, azaz a levegőből való közvetlen ülepedése, ami károsító hatását jelentős mértékben fokozza. A kén-dioxid reakciói főként a vizes fázisban játszódnak le. A nitrogén-oxidok még többféle reakcióban vehetnek részt, köztük láncreakciókban is. A nitrogén-dioxidot a fotolízis fölbonthatja:



Ha OH-gyökkel ütközik, közvetlenül salétromsavvá alakul:



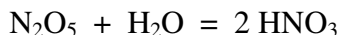
Nitrogén-trioxiddá is alakulhat oxigén-gyökkel:



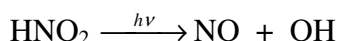
Ez reagálhat egy másik nitrogén-dioxid molekulával:



A keletkezett nitrogén-pentoxid vízzel salétromsavat hoz létre:



A salétromossav is átmehet fotolízisen:



Mint láttuk, a nitrogén-oxidok maguk is kiváltják az oxigén-gyökök keletkezését, így erősen megnövelik a légkör oxidatív kapacitását. Tovább fokozza ennek esélyét az, hogy a nitrogén-oxidok rosszul oldódnak vízben.

5.3.1.5. Mennyire savas az eső?

Az egyik közlemény az 1974-ben, Skóciában esett, 2,4-es pH-jú esőt az ecettel egyformának mondja. Egy másikban a Los Angelesben esett 2-es pH-jú esőt a citromléhez hasonlítják. Bár úgy vélik, hogy a légkörbe kerülő kénnek csak a fele antropogén eredetű, a

veszélyt mégis ez jelenti. Ennek egyik oka a kén koncentrált keletkezése és lecsapódása, a másik pedig a sűrűn lakott területekkel való kapcsolata. Az összes antropogén kén-dioxid fele az északi féltekén keletkezik, s ennek 80 %-a itt is csapódik le. A grönlandi jégtakaró szulfáttartalma 1900 óta háromszorosára nőtt. A nitráttartalom növekedése később kezdődött, de erőteljesebb: 1955 óta megháromszorozódott. Becslések szerint évente 200 millió tonna kén kerül a Föld színéről a légkörbe és vissza. 1973-ban egyedül Nyugat-Európa fölé 25 millió tonna kén jutott föl antropogén forrásokból. Újabb adatok szerint Németországban kétmillió tonna kén-dioxid szállt föl a levegőbe egy év alatt, ami igen sok - bár már 900.000 tonnával kevesebb, mint 1982-ben. Magyarországon 1,2 millió tonna a "kihozat", csökkenésről nem tudunk.

Az antropogén eredetű SO_2 fő forrása a széntüzelés. A szén ugyanis 1-5 % ként tartalmaz. Az erőművek és a szénrel fűtött lakások a fő kibocsátók. A fűtőolaj és a diesel-olaj kéntartalma 0,3-0,5 %.

A légkörben lévő salétromsav kb. fele a kénsavnak. Jócskán van azonban ammónia is. Az iparosítás előtt a csapadékban az

$$\frac{\text{NH}_4^+}{\text{NH}_4^+ + \text{NO}_3^-}$$

arány 0,7 volt, ma már csak ennek a fele. Az ok nyilvánvaló. Az ammónia fő forrása a természet, a nitráté viszont az ipar, illetve a gépjárművek kipufogógázai. A talajból származó nitrogén-oxidok sem mind természetes eredetűek. A helytelen műtrágyázás is közrejátszhat keletkezésükben.

Svédországban évente 160.000 tonna nitrogén-oxidot bocsátanak a levegőbe a gépkocsik. Azt is kimutatták, hogy ha a sebességet 60 km/órától 90 km/óra-ra növelik, a nitrogén-oxid kibocsátása megkétszereződik, 120 km/órás sebességnél pedig megnégyszereződik. Mint említettük, ma az átlagos savas esőben a sav kétharmada kénsav, egyharmada salétromsav. De pl. Denver fölött a légkör nitrogén-oxid koncentrációja tízszerese (!) a kéndioxidénak.

Érdekes a szulfát-nitrát viszonylatban egy USA - Kína összehasonlítás. Kínában jóval nagyobb a csapadék szulfáttartalma, mint az USA-ban. Ennek fő oka a kínai lakások szénfűtése, de az is közrejátszik, hogy a kínai szenek általában magas kéntartalmúak - különösen délen, ahol ez az érték az 5 %-ot is eléri. Nitrátból viszont Kínában van kevesebb mivel itt nincs annyi gépjármű. Egyedül Pekingben és Sanghajban lehet az USA-hoz közelítő nitrát-értékeket mérni. Ez a különbség persze a Kínában rohamosan növekvő gépjárművek számával fokozatosan csökken. Mindazonáltal a kínai csapadék mégsem túl savanyú. Délen az esővíz pH-ja 4-5 közötti, északon pedig 6,5 körüli. Ennek egyik oka, hogy Kína légterébe igen sok ammónia kerül a rizstermesztés és az ismert szervesztrágya kezelési mód miatt. A másik ok pedig az, hogy a kínai porban több a mész (CaCO_3), mint az amerikaiban. Ha e kompenzáló körülmények nem lennének, az eső pH-ja 3.5 lenne.

A két fő komponens aránya hatással van az egyéb légköri vegyületekre is. Így pl., ha csökkentjük a kén-dioxid kibocsátását, a nitrogén-oxidok miatt megnő a levegőben az oxigén-gyökök mennyisége. Ily módon fokozódik a szerves gázok oxidálása, ennél fogva esetleg több veszélyes anyag keletkezik, mintha nem szabadultunk volna meg a kén-dioxidtól. Itt említjük meg azt a paradoxont is, hogy a légtisztítás is fokozhatja a savasságot. Ha ugyanis a füstgázokból leválasztják a port, illetve a szálló hamut, olyan anyagot vonnak ki, amely savlekötő hatású a benne lévő fémek miatt.

5.3.1.6. A savas eső hatása

A hatás egyik fő kellemetlensége, hogy a kártétel sem időben, sem térben nincs szoros kapcsolatban a szennyezéssel. Az ipari aktivitás kárát gyakran mezőgazdasági területek, vagy erdők viselik. A savas felhők nem ismernek országhatárokat. A felemáság az elhárításban is megfigyelhető. A kibocsátókat szokták kötelezni a védekezésre, jóllehet az előnyöket nemcsak ők élvezik. Ugyanez a helyzet az időbeliséggel is. A kár sokszor csak évek elteltével mutatkozik, az ártalmas anyagok fokozatos felhalmozódása után, amikor a kibocsátás esetleg már meg is szűnt.

Tovább bonyolítja a helyzetet, hogy az előrejelzés sem könnyű. E téren ugyan serény munka folyik, többféle modellező eljárást is kidolgoztak már, a közvetlen ok-okozati viszony azonban nem állapítható meg biztosan. A szulfát esetében volna ugyan mód erre, mivel itt a kémiai reakciók viszonylag egyszerűek, ám éppen, mivel nem ismeretesek a pontos terjedési és lecsapódási mechanizmusok, illetve nagyon sok körülmény befolyásolja őket, nem lehet vállalni a sikerrel kecsegtető módszert. Ez ugyanis nem más, mint a radioaktív nyomjelzés. Vannak persze enyhébb jelzési módok is, ha nem is ilyen hatékonyak. Többféle biológiai alapú eljárást is kidolgoztak már. A kéndioxid-szennyezettség alakulása legjobban a zuzmótérképezéssel követhető.

A hatásból nem lehet egyenesen következtetni a szennyezőkre. Több komponens esetén ugyanis az eredő hatás nem mindig a tényezők külön-külön hatásának az összege. Két légszennyező anyag, A és B hatása együttesen lehet additív, amikor $AB = A + B$, szinergisztikus, amikor $AB > A + B$ és antagonisztikus, ha $AB < A + B$. Ez nem elméletieskedés. Kimutatták ugyanis, hogyha az ózon és a kén-dioxid koncentrációja külön-külön nem éri el a látható kártételhez szükséges mértéket, akkor együttes hatásuk szinergisztikus. Ha eléri, vagy épp meghaladják, akkor additívvá válik a hatás. Ha pedig mindkettő koncentrációja magas, akkor antagonisztikus lesz. A gyakorlatban általában az első esetről van szó, arról tudniillik, hogy nincs ugyan számottevő károsító koncentráció, de mivel több komponens van jelen, együttes hatásuk fölerősödik.

A károsítás lehet közvetlen, amikor a csapadék vagy a száraz ülepedés útján érkező mérge áttétel nélkül fejt ki hatását, vagy közvetett, amikor az élő és élettelen környezet megváltozása károsít. Legtöbbször a kettő kombinációja fordul elő. A közvetlen hatásra példa az épületek és szobrok károsodása, amelynek leggyakoribb formája a mészkő és a márvány szulfátos mállása. A



reakcióban gipsz keletkezik, amely gyorsan elmálllik.

Igen áttételes viszont az a becslés, amely szerint az USA-ban az idő előtti halálozások 1-4 %-áért a savas eső a felelős.

5.3.1.7. Közvetlen károsítás

Az élőlények közül leginkább a növények vannak kitéve a savas eső közvetlen hatásának. Ebben a savkomponensek mellett az aktív oxigén játssza a fő szerepet. Számos megfigyelés és modellkísérlet foglalkozik az ózon hatásával. A növények a leveleiken keresztül veszik föl az ózont, amely a sejtekbe jutva elsősorban a fotoszintetikus apparátust támadja meg. A fő reakció a *lipid peroxidáció*. Igen romboló hatású gyökös láncreakciók indulnak el, amelyek révén a fotoszintézisben addig kordában tartott hasonló reakciók is "elszabadulnak", s a levél gyorsan tönkremegy. Érthető ezek után az a megfigyelés, miszerint a levelek közül azok a legsérülékenyebbek, amelyekben a legintenzívebb a fotoszintézis. A

fiatal és idős levelek jobban tűrik az ózont. A közvetlen kár arányban áll a levelek nedvesíthetőségével is.

A növények közvetlen károsítása érdekes módon nemcsak pusztulás, hanem (túl)táplálás révén is történhet. A nitrát ugyanis növényi tápanyag. Ha ebből a természetes tápanyagforrások telítettségét vagy ehhez közeli szintet biztosítanak - ami nem is olyan ritkaság, különösen a hűvösebb erdőségekben - akkor a savas eső okozta túltrágyázás megárt nekik.

Nagyrészt közvetlenül szenvedik a savas esők hatását a folyók és tavak élőlényei. A tavakban a vízgyűjtő területekről való szállítás révén jelentős koncentrálódás is felléphet. Kanadában figyelték meg 1970-ben, hogy a Sudbury-kohóművek körüli tavakban százszorosan nőtt a savasság, helyenként 4,5 alá csökkent a pH. Csehszlovákiában az Elba vizéből tudtak összehasonlítást tenni 1882-es és 1976-os adatok között. A klorid- és a szulfáttartalom négyszeres, a nitráttartalom hétszeres lett, míg a hidrokarbonát mennyisége kétharmadára esett vissza - ami külön hátrány a vízinövények tápanyagellátása szempontjából.

5.3.1.8. Közvetett hatás

A közvetlen hatásnak is van közvetett hatása, s nemcsak a mérgező ionok, hanem maga a pH-csökkenés is veszélyes. Egy kísérlet során egy kis tó vizének pH-ját nyolc év alatt 6,8-ról 5,0-re csökkentették. Teljes pusztulás ugyan nem volt, de az élővilág szegényebbé vált. 5,8-es pH értéknél kipusztultak az addig bőségben élő pisztrángok fő táplálékhalai. Ennek oka a planktonflóra és a tápláléklánc erre épülő fokozatainak megváltozása volt. 5,4-es pH-nál már egyetlen halfaj sem képes szaporodni. Miután a víz pH-ja ezen érték alá csökkent, a tóban már csak lesóványodott, elvénuult halak várták a sínylődés végét.

Nagyon érdekes a gyeptársulások közvetett károsodása. A természetes gyepek általában mostoha természeti viszonyok közepette alakulnak ki. Már az enyhe savas eső is megváltoztatja az összetételt. Egyes fajok elterjednek, mások elfogynak. Ennek nem az érzékeny növények kipusztulása az oka, hanem az, hogy a savas eső előidézte "műtrágyázás" hatására a gyorsabb növekedésre képes fajok elnyomják az ilyenkor is lassabban növekvőket.

5.3.1.9. A talaj károsítása

A növények pusztulását többnyire nem lehet a közvetlen károsítással magyarázni. Jó példa erre az erdők pusztulása, amelyet Németországban figyeltek meg először nagyobb mértékben az 1970-es évek közepén, s amellyel szemben máig is meglehetősen tanácstalan a tudomány. Részint ez ösztönözte a talaj folyamatainak intenzívebb vizsgálatát, részint pedig az, hogy a mezőgazdasági kultúrákat is féltetni kellett a savas esőtől. Ebben az is közrejátszott, hogy a mezőgazdaság közvetlenül is hozzájárul a talaj savanyításához a műtrágyákkal való nitrát-, foszfát-, klorid- és szulfátbevitel révén.

A természetes talajnedvben általában erősen pozitív kationokkal (Na^+ , K^+ , Ca^{++} , Mg^{++}) gyengébb anionok (főleg hidrokarbonát és kevés szerves sav) tartanak egyensúlyt. A kationok főleg a talaj anyaközeiből oldódnak ki. A talajok jellemezhetők az ún. savközömbösítő kapacitással, amely kifejezhető a 4,5-es referencia pH-ig való titráláshoz szükséges erős savmennyiséggel. A savközömbösítő kapacitás erősen függ a talaj alatti anyaközet milyenségétől. Ha ez nem tud kationokat adni (gránit, kvarcit, kvarchomokkő), akkor kationcsere sem lehetséges a talajba kerülő erős savak hatására, ill. a talajban eleve kevés a savlekötő kationok mennyisége. A kationcsere-képesség sem mindig pozitívum. A talajásványokat alkotó elemek közt rendkívül elterjedt az alumínium, amelyet az erős savak számos vegyületéből képesek felszabadítani. 5,5 pH alatt előtérbe kerül az alumínium-ionok kioldása, majd 4,5 és 5,0 pH értékek között az alumínium a konzervatív (nem reagáló)

formából átmegy a nonkonzervatív (reagáló) formába. Ezáltal egy igen mérgező anyag kerül gyakorlatilag korlátlan mennyiségben a talajba.

A talaj savközömbösítő kapacitásához nemcsak a talajásványok, hanem a növényzet is hozzájárul. Hiszen a növények főleg a nitrát-, de bizonyos mértékig a szulfát-ionokat is képesek fölvenni, s ezzel a talajból kivonni.

A talajfolyamatokat tovább bonyolítja a talajnedvesség mozgása - pontosabban, hogy az elszivároghat a talajból. Mivel az erős savak a talaj kationjaival jól oldható vegyületeket képeznek, ilyenkor fellép a kimosódás. Emiatt egy idő után a belépő savak már nem találhatnak semlegesítő kationokat, ennél fogva fellép a drasztikus pH-csökkenés.

A talaj savasságát fokozó, protontermelő folyamatok a következők: 1. savak bevitel, 2. kationok kivonása (növényi asszimiláció vagy kimosódás), 3. anionok mineralizációja a szerves anyagok bomlása során, 4. gyenge savak disszociációja, 5. oxidációs reakciók, 6. kationok kicsapódása oldhatatlan formában és 7. aniontermelő közetmállási folyamatok.

E folyamatok mind reverzibilisek, s egymással bonyolult kölcsönhatásban állnak. A savas eső a fennálló egyensúlyokat durván megbontja. Ezzel fölborul a talaj lényegi alkotóelemeit képező mikroorganizmusok egyensúlya is. Egyesek eltűnnek, mások legyengülnek, ismét mások - korántsem a leghasznosabbak - elszaporodnak. A velük szimbiózisban élő magasabb rendű növényeket súlyosan érintheti, ha mikroszkopikus partnereiktől nem kapják meg a csak tőlük megkapható tápanyagokat. A talajszemcsék többnyire maguk is rendelkeznek felszíni töltéssel, mégpedig általában pozitívvval. Ha e töltést a savbevitel semlegesíti, azaz inflexió pontig, sőt az alá viszi, a talaj termékenysége csökken vagy akár meg is szűnik.

5.3.1.10. Az erdőpusztulás

Először Németországban figyeltek föl arra, hogy nagy fenyőerdők egyik évről a másikra pusztulni kezdtek. A fák csúcsa elszáradt, tűleveleik lehullottak, majd az egész fa elhalt. Ma már szinte egész Európában észlelték a jelenség többé-kevésbé súlyos formáját. Érdekes, hogy Angliát mindeddig megkímélte az erdőpusztulás, ugyanakkor a svédországi károkkért főleg az angliai légszennyezést okolják. Magyarországon volt az egyik legnagyobb lombosfa-pusztulás. 1,0-1,5 millió m³ tölgyfa száradt ki az 1980-as évek végén. Az okok földértése máig is folyik, de meggyőző magyarázat még nem született. A bizonytalanság egyik tényezője, hogy a pusztuló erdők gyakran távol fekszenek a szennyező forrásoktól, s nem is mindig részesülnek ártalmas mennyiségűnek tartott savas esőkben. Nyilvánvaló ebből, hogy az érzékenység szintjei is figyelembe veendőek, valamint hogy az ártalmakat komplexitásukban kell vizsgálni.

Németországban hat iskolája van az erdőpusztulás kutatásának.

Mindannyian komplex folyamatról beszélnek, amelyben elsődleges tényező a savas eső. A fő károsító hatás tekintetében azonban mind a hatan más véleményen vannak:

- Általános stressz következtében lecsökken az asszimiláció, vele a szénhidrátképzés, s az éhezés öli meg a fákat.

- A talajsavanyodás miatt a talajnedvbe kerülő alumínium-ionoké a fő szerep.

- Az ózon és a kén-dioxid közvetlen levélkárosító hatása az elsődleges ok.

- A talajból való ionkimosódás miatti magnéziumhiány következtében pusztulnak el a fák. (Ismeretes, hogy minden klorofilmolekula tartalmaz egy magnézium atomot.)

- A fák a nitrogén túltrágyázásnak esnek áldozatul.

- Bizonyos légszennyező anyagok növekedésszabályozó aktivitása borítja föl a fák életfolyamatainak egyensúlyát. (E feltételezésre konkrét bizonyíték még nincs.)

Vannak azonban további elméletek is:

- A fák szárazságtűrő képessége süllyed le a kritikus szint alá.

- A télállóságot vetik vissza a savas esők. Az elmélet lényege, hogy a fenyők a télre való felkészülés során csökkentik tűleveleik víztartalmát. (A koncentráltodott sejtnedv nehezebben fagy meg.) E koncentrálásra a fiziológiai "parancs" a gyökerekből jön, mégpedig akkor, amikor a lehülés miatt csökken a szimbióta mikroorganizmusok által a gyökereknek átadott nitrogéntartalmú tápanyagok mennyisége. A savas eső nitrogénvegyületei azonban a levélbe jutva elfedik a gyökerekből jövő utánpótlás csökkenését. Így a fa nem készül föl a télre, s a fagy elpusztítja.

- Lehet az is, hogy a károsodás a gyorsabb öregedésben áll.

Az erdőpusztulás ténye tagadhatatlan, ám újabban a savas esővel való kapcsolatát megkérdőjelezték. Kimutatták ugyanis, hogy a városi fák, amelyek a szennyező források tözsomszédságában élnek, nem mutatják az erdőpusztulás tüneteit. Egy több szakértőt felölelő kérdőíves felmérés tanúsága szerint senki sem tud ilyenről.

5.3.1.11. A savas eső leküzdése

Az üzemek és erőművek füstjeinek környezeti ártalmaira az 1960-as évek elején figyeltek föl. Ekkor azonban úgy gondolták, hogy elég, ha a szálló portól megtisztítják a füstöt, a mérgező gázokat pedig a légóceánba bocsátva kívánták hígítás útján ártalmatlanná tenni. Erre a magas kéményeket vélték a legalkalmasabbnak. 1955-ben az USA-ban csak két kémény volt 180 m fölötti magasságú, ellenben ma mind magasabb ennél, s nem ritka a 300 m fölé nyúló kémény sem. Ezzel azonban mindössze azt érték el, hogy a helyi problémák regionálissá váltak. Ami fölmelegszik, az le is jön, méghozzá ártalmasabban, mint ahogy fölment. Más módokat kellett keresni a leküzdésre. Ezek elvileg két csoportra oszthatók: 1. a hatás közömbösítése és 2. a kibocsátás csökkentése.

Az első módszercsoport hathatós, megbízható megoldást nem tud fölmutatni. A leggyakrabban emlegetett ellenintézkedés a talaj meszezése - mészkőpor kiszórása. Ez azonban meglehetősen brutális beavatkozás, súlyos mellékhatásokkal. Igaz ugyan, hogy ez csökkenti a savasságot, a káros anionok azonban megmaradnak. Ha tovább jön a kénsav az égből, a talaj végül gipszbányává silányul. Rövidebb távon is károsít a meszezés azáltal, hogy a nitrogént (ammóniát) kiűzi a talajból.

A meszet közvetlenül a füstgázokhoz is lehet adni. Az erőművek füstjébe nedves mészkőport szórnak, amely módon állítólag a kén-dioxid 90 %-a is megköthető. Az eljárás azonban erősen rontja a hatékonyságot és ráadásul nem véd a nitrogén-oxidok ellen.

Az igazi megoldás a szennyezés visszaszorítása. Erre több ország tett és tesz komoly erőfeszítéseket. 1981-1990 között Németországban 30 %-kal, Nagy-Britanniában 40 %-kal csökkent a kén-dioxid szennyezés. A gépjárművek nitrogén-oxid kibocsátását az üzemanyag és az égés javításával, valamint a kipufogógáz szűrésével igyekeznek visszaszorítani. Az USA 1987-ben javasolta, hogy öt év alatt 2,5 milliárd dollárt fordítsanak az erőművek kén-dioxid- és nitrogén-oxid termelését csökkentő hatékony, ugyanakkor gazdaságos módszerek kidolgozására.

1979-ben az ENSZ Európai Gazdasági Bizottsága kezdeményezésére 31 nyugati ország határozta el a kén-dioxid kibocsátás korlátozását. 13 ország tett ígéretet arra, hogy 1980 és 1993 között 30 %-kal csökkentik kén-dioxid kibocsátásukat.

A tudomány kimutatta, hogy a szennyezés visszaszorítása nem szélmalomharc. A károsodott természet regenerációjának reális esélyei vannak. Csak néhányat említünk e szívmelengető példák közül.

Dél-Skócia két súlyosan elsavasodott tavában a szennyezés csökkentése révén 1981-1986 között a kovamoszat-flóra összetétele visszatért az 1950-es állapotokhoz.

Norvégiában egy kicsiny, elszennyeződött tó fölé átlátszó tetőt építettek, s a lehullott csapadékot megtisztítva juttatták el a vízbe. Négy év alatt teljes javulást értek el.

A talaj savasodása is visszafordítható. Ha nincs savutánpótlás, a savasodáskor oly káros kimosódás szabadít meg a szulfáttól. A nitrátot az élőlények fogyasztják el.

5.3.1.12. Összegzés

A savas eső elnevezés alatt értett komplex jelenséget a légszennyezés egy részterületeként ragadhatjuk meg a környezetvédelem szempontjából. Elsősorban a fosszilis tüzelőanyagok elégetésével függ össze, azok felhasználásának fokozódása idézte elő, s elfogyásukkal fog végleg megszűnni. Generációnk szomorú sorsa, hogy Földünk legkártékonyabb elemévé váltunk. A késő unokák úgy gondolnak majd ránk, mint akik majdnem elpusztították a Földet. Amit megtehetünk, az az, hogy minden lehetséges módon csökkentjük az elkerülhetetlen kártételt, s nagyobb erőfeszítéseket teszünk a tudomány és technika terén, hogy mielőbb előjőjön a környezetre ártalmatlan energianyerés kora. Ennek elméleti alapjai már megvannak.

Ha majd a fúziós reaktorok segítségével néhány vödör víz biztosítja egy ország egész évi energiaszükségletét, ha majd minden gépjárművet hidrogénmotor hajt, ha villany fűt minden lakást, kohót és gyárat, akkor talán nemcsak mint környezetrombolókat, hanem mint a kivezető útra rátalálókat is emlegetnek bennünket.

5.3.2. A légköri savasodást okozó vegyületek, valamint a nehézfémek koncentrációja és ülepedése Európában

Az európai levegőminőséget alapvetően az antropogén forrással rendelkező szennyező anyagok határozzák meg. Ezek nagy részénél (pl. SO_2 , NO_x , O_3 , nehézfémeket tartalmazó aeroszol részecskék, stb.) a jellemző légköri tartózkodási idő néhány napos nagyságrendű. Ez az idő elegendően hosszú ahhoz, hogy az adott komponens a forrásaitól akár több száz, esetleg ezer kilométeres távolságra is eljusson, mielőtt kémiaiilag átalakul, vagy száraz és nedves ülepedés útján elhagyja a légkört.

A légköri szennyezőanyagok eloszlását a kibocsátás erőssége és térbeli eloszlása, a felszín típusa, a kémiai tulajdonságok, valamint a meteorológiai tényezők befolyásolják. Ez utóbbi alapvető jelentőségű, hiszen meghatározza a szennyezőanyagok terjedését és -elsősorban a csapadékeloszláson és a függőleges irányú turbulens kicserélődésen keresztül - a légkörből történő kiülepedését.

5.3.2.1. A légköri kén- és nitrogénvegyületek

A légköri savasodást kontinensünkön alapvetően a kén- és nitrogénvegyületek szabályozzák. Meg kell azonban jegyeznünk, hogy a légkörben található szén-dioxid vízben való oldódása következtében a csapadékvíz semleges pH értéke (a hidrogén-ion koncentráció negatív logaritmus) nem 7, hanem 5,6. Így az utóbbi érték alatti pH esetén beszélhetünk savas csapadékról.

A közeli szennyező forrás közvetlen helyi hatásaitól mentes, ún. háttérlevegő minőségét Európában többek között az EMEP (European Monitoring and Evaluation Programme) keretében végzett folyamatos mérések alapján értékelhetjük. Az együttműködésben hazánk is részt vesz. A méréseket jelenleg a Kecskeméthez közeli K-pusztai állomáson végzik.

Az éves átlagban számított európai maximális SO_2 -koncentrációk Németország, Csehország és Lengyelország fölött alakulnak ki $17 \mu\text{gSm}^{-3}$ körüli értékekkel (1993-as adat). Ez a koncentráció mintegy 40 %-os csökkenést jelent az elmúlt öt év során. Ez egyértelműen a kén-dioxid kibocsátás csökkenésének a következménye, melynek mértékét nemzetközi egyezmények szabályozzák. Közép-Európa keleti részén - beleértve hazánkat is - az évi átlagos kén-dioxid koncentráció $5 \mu\text{gSm}^{-3}$ körül alakul.

A légköri szulfát aeroszolk (SO₄-tartalmú sók) koncentráció-eloszlása az előzőekhez képest sokkal homogénebb, hiszen közvetlen antropogén forrásokkal nem rendelkezik, hanem a kén-dioxid légköri transzportjával egyidejűleg végbemenő oxidáció során alakul ki. A kén-dioxid lokális antropogén forrásai feletti területeken a kén-dioxid/szulfát arány 1/2, míg a mediterrán országok és Skandinávia felé haladva ez az arány 1/1-hez közelít. A kémiai vizsgálatok azt mutatják, hogy a légköri szulfát döntő hányada ammónium-szulfát [NH₃(SO₄)₂] formájában van jelen a légkörben.

Az oxidált nitrogénvegyületek antropogén emissziós mezőjének maximuma Nyugat-Európában található (Németország, Franciaország, Benelux-államok). A felszíni forrásokból kibocsátott NO-t a troposzférikus ózon a légkörben igen gyorsan NO₂-dá oxidálja. A későbbi oxidációs termékek (pl. peroxy-acetilnitrát, salétromsav) koncentrációja a NO₂-hoz viszonyítva alacsony. Az oxidált nitrogénvegyületek évi átlagos légköri koncentrációja (szintén 1993-as adatok alapján) Európában a 0,2-10,0 µgNm⁻³ tartományban váltakozik. A légköri nitrogénvegyületek aeroszol fázisban elsősorban ammónium-nitrát [NH₃(NO₃)₂] formájában fordulnak elő. Az emissziószámításon és -méréseken alapuló becslések azt mutatják, hogy azonos légköri szulfát- és nitrátkoncentráció, valamint 2,6/1 arányú felszíni teljes kén/nitrogén kibocsátás mellett nagyobb mennyiségű nitrogén alakul át aeroszol formába, mint amennyi aeroszol a kibocsátott kénvegyületekből keletkezik.

A redukált nitrogénvegyületek koncentráció-eloszlását a gyors légköri kémiai átalakulás és az effektív kihullási folyamatok miatt nagy mértékben befolyásolja az európai emisszió eloszlása. Ha ennek térbeli változékonysága kicsi, akkor viszonylag homogén eloszlású koncentráció-mező alakul ki.

Az oxidált kénvegyületek ülepedése az emissziós mező ahomogenitását tükrözi (**5.1. ábra**) számos lokális maximummal (pl. Spanyolország, Anglia, Közép-Európa, Kola-félsziget, Kelet-Ukrajna). Skandinávia, valamint Északnyugat-Spanyolország kivételével az európai kontinensen a kénülepedés mértéke meghaladja a 0,5 gSm⁻²év⁻¹ értéket, ami hidrogén-ion egyenértékben 310 mg(eq.H⁺)ha⁻¹év⁻¹-nek felel meg.

Az oxidált nitrogénvegyületek teljes ülepedésére vonatkozó térkép (**5.2. ábra**) az előzőhöz képest sokkal kiegyensúlyozottabb képet mutat. Ennek oka az, hogy a felszíni forrásokból kibocsátott nitrogénvegyületek főként másodlagos szennyezőanyagok formájában ülepednek ki, tehát a légkörben számos kémiai átalakuláson mennek át, mielőtt onnan kikerülnének. A légköri kémiai átalakulás viszont meghatározott időt kíván, így az emissziós mező egyenlőtlenségei sokkal kevésbé tükröződnek a kialakuló ülepedési mezőben, mint pl. a kénvegyületek esetében. Az ülepedés jellemző mértéke meghaladja a 0,25 gNm⁻²év⁻¹ értéket, ami 180 mg(eq.H⁺)ha⁻¹év⁻¹-nek felel meg. A redukált nitrogénvegyületek európai ülepedési eloszlása szintén meglehetősen változékony (**5.3. ábra**), hiszen a légkörbe jutó ammóniamolekulák igen rövid légköri tartózkodási idővel rendelkeznek. Az ülepedés mértékének izovonalai ennek következtében jól követik a kontinens partvonalának kontúrját. Lokális maximumok a Benelux-államokban, Dél-Németországban és Angliában alakulnak ki. A kontinens nagy részén jellemző ülepedés mértéke meghaladja a 0,25 gNm⁻²év⁻¹ értéket, ami a savasodási potenciált tekintve 180 mg(eq.H⁺)ha⁻¹év⁻¹-nek felel meg. Összefoglalásként megállapíthatjuk, hogy a kénvegyületek járulnak hozzá a legtekintélyesebb mértékben a savasodási potenciál kialakulásához - megelőzve az oxidált, illetve redukált nitrogénvegyületeket.

5.3.2.2. A légköri savasodás hazánkban

A savas ülepedés közvetetten a talajon (gyökérzeten) és közvetlenül a levélzeten fejtheti ki káros hatását a bioszférában. A savasodást, illetve a talaj savakkal szembeni

ellenállását különböző tényezők befolyásolják. A talajoknak - a felszíni vizekkel ellentétben - nagy a savkiegyenlítő kapacitásuk. Így a savasodásnak egy bizonyos mértékig ellenállnak oly módon, hogy a talajra került savakat semlegesítik. Így védekeznek a talajok a természetes savasodással szemben is. A talaj kémiai stabilitása, kiegyenlítő kapacitása, savasodási hajlama változó - függ a talaj genetikai típusától, a talajműveléstől és a kibocsátó források közelségétől.

Magyarországon az 1970-es évek közepe óta figyelik folyamatosan a légköri savasodásért felelős kén- és nitrogénvegyületek koncentrációját a levegőben és a csapadékvízben. A mérések eredményeit a **5.4a-d. ábra** mutatja. A kén-dioxid koncentráció esetében az 1980-as évek közepétől erőteljes csökkenés figyelhető meg. Ez a csökkenő tendencia a szulfát koncentráció és -nedves ülepedés esetében is kimutatható, bár az 1993-1994-es időszakban ismét növekedés tapasztalható.

A nitrogén-dioxid és a nitrát koncentrációi szintén csökkenő tendenciát mutatnak, míg a nitrát nedves ülepedése a $0,3 \text{ gNm}^{-2}\text{év}^{-1}$ érték körül ingadozott a megfigyelési időszakban.

5.3.2.3. A légköri nehézfémek

A légkörben található nehézfémek (Pb, Cd, As, Zn, Cu, stb.) elsősorban a magas hőmérsékletű égési folyamatok során kerülnek gőzök formájában a légkörbe, ahol főleg a finom mérettartományba tartozó aeroszol részecskék ($r < 1 \mu\text{m}$) felszínén koncentrálnak. A légkör ezen alkotóelemei olyan dinamikai tulajdonságokkal rendelkeznek, amelyek lehetővé teszik a nehézfémek nagy távolságú légköri transzportját, vagyis - a savasodást okozó komponensekhez hasonlóan - nem csupán lokális levegőszennyezési problémát okoznak. Mindannyiunk számára közismert, hogy a színesfémkohók, a hőerőművek, valamint a forgalmas főútvonalak és a nagyvárosi utcák közvetlen környezetében bizonyos nehézfémek olyan koncentrációban lehetnek jelen, ami már közvetlen egészségkárosodást okozhat. Kevesebb információval rendelkezünk arra vonatkozóan, hogy az emberi tevékenység hatására a nehézfémek biogeokémiai körforgalma hogyan módosult a regionális (pl. európai) és a globális térskálákon. Bizonyos vizsgálatok alapján elmondható, hogy a nagy szennyező forrásoktól távol, azaz háttérkörülmények között a nehézfémek koncentrációja az idő nagy részében túlságosan alacsony ahhoz, hogy bármilyen visszafordíthatatlan károsító folyamat bekövetkezzék. Azonban ez az alacsony koncentráció kritikus meteorológiai helyzetekben a többszörösére növekedhet a nagy léptékű transzport eredményeként. Sőt a viszonylag kicsi, de folyamatos ülepedés hatására a táplálékláncban esetleg az emberi egészségre is káros mennyiségű nehézfém halmozódhat föl.

E problémák részletes vizsgálatához elsősorban a nagy léptékű numerikus transzportmodellek alkalmazása és a kapott eredményeknek a mérési adatokkal való összehasonlítása jelenthet megfelelő eszközt. Magyarországon az 1980-as évek elején indult meg a légköri ólom és kadmium koncentrációjának és nedves ülepedésének vizsgálata (**5.5a-b. ábra**). A száraz ülepedés mérése módszertanilag nehezebb, s a becslések szerint csak a teljes ülepedés kb. 20 %-át teszi ki. Ezért e folyamatról nem áll rendelkezésre részletes mérési anyag. A vizsgálati időszak első felében hazánkban magasabb ólomkoncentrációt és nedves ülepedést regisztráltak, mint az 1990-es évek elején. A csökkenő trend a felhasznált benzin ólomtartalmának csökkenésével, illetve az ólmozatlan benzin európai bevezetésével és fokozatos elterjedésével magyarázható. A légköri kadmium esetében szintén megfigyelhető csökkenés részben a Nyugat-Európában bevezetett (s a nagy távolságú légköri transzportokon keresztül nálunk is érzékelhető) környezetkímélő technológiák hatásával, illetve a kelet-európai ipari termelés visszaesésével magyarázható.

Az ólom és a kadmium európai koncentráció-eloszlásával kapcsolatosan elmondható, hogy a lokális maximumok elsősorban Európa keleti részén (Lengyelország, Csehország, Ukrajna) alakulnak ki.

Európai skálájú, nagy távolságú transzportmodell felhasználásával meghatározták az egyes európai régiók hozzájárulását az ólom magyarországi ülepedéséhez (5.6. ábra). A hazai források hozzájárulása 16 %-ról 19 %-ra növekedett az 1982-1990-es időszakban, míg a nyugat-európaiaké 33 %-ról 20 %-ra csökkent. Ugyanebben az időszakban az egyéb kelet-európai ólomforrások hozzájárulása 51 %-ról 61 %-ra növekedett. Látható, hogy a határainkon túli források szerepe alapvető az ólom hazai ülepedésének (és koncentrációjának) kialakításában.

A savas ülepedés, valamint a nehézfémterhelés nem függetlenek egymástól. A savas, alacsony pH-jú talajokban megnövekszik a toxikus nehézfémek mobilitása. A nehézfémek oldódása ugyanis erősen pH-függő. A kioldódott és ezáltal a növények számára könnyen hozzáférhető nehézfémek mérgezőek, súlyosabb esetben a növény pusztulását okozhatják.

Megállapíthatjuk, hogy ezen meghatározó szennyező anyagok légköri terjedése és környezetkárosító hatása nem korlátozódik a kibocsátó ország területére, hanem regionális, sőt kontinentális léptékű problémát jelent. Ezért az ennek kapcsán fölvetődő környezetvédelmi problémák megoldása is csak nemzetközi összefogással lehetséges. Az erre irányuló lépések a kén- és a nitrogénvegyületek esetében már megtörténtek. Az emissziókat ugyanis országoként aláírt, sőt időközben módosított, szigorú szerződések szabályozzák. A toxikus nehézfémek esetében előkészítés alatt áll egy hasonlóan összeurópai kibocsátási egyezmény.

5.5. Erdőirtás

5.5.1. Bevezetés

Az erdők jelentősége mind a földi rendszer működése, mind az emberiség élete szempontjából igen nagy. Meghatározó szerepük van a biodiverzitás fönntartásában (a trópusi esőerdőkben élő fajok számát 4-5 millióra becsülik), befolyásolják a légkör összetételét, s ezáltal, valamint további - a későbbiekben ismertetendő - tényezők révén módosítják az éghajlatot. Alapvetően fontosak a talajerózió elleni védelem szempontjából. Lejtős területeken nélkülük nagyságrendekkel megnő az erózió intenzitása. Ennek a folyamatnak káros ökológiai és gazdasági következményei vannak.

Az erdők közvetlen gazdasági szerepe közismert. Faanyagukat a bútorfától az épületfán át a tűzifáig számos formában hasznosítják.

Egészségügyi- üdülési funkciójuk a 20. században egyre szélesebb társadalmi rétegeket érint. Ugyanez mondható el turisztikai vonzerejükről, s a vadászat legfontosabb színhelyei is az erdők. Egyre inkább fölismerjük környezetvédelmi jelentőségüket is. A már említett talajvédelmi funkción kívül a légköri porszennyeződés, valamint egyes szennyező gázok koncentrációjának csökkentésében is szerepet játszanak.

5.5.2. Az erdők szerepe a biomaszatermelésben, a légköri gázcserében és a globális hőmérséklet emelkedésében

A szakirodalomban az erdők globális klímamódosító szerepét a légköri gázcserére gyakorolt hatásukon keresztül szokták vizsgálni. A zöld növények fotoszintézisük során CO_2 -t építenek be testükbe, s légzéssel O_2 -t bocsátanak a légkörbe. A természetes erdők ily módon több CO_2 -t kötnek meg, mint amennyi O_2 -t bocsátanak ki, s így fontos szerepet töltenek be az egyéb úton (pl. a fosszilis tüzelőanyagok elégetésével) a légkörbe jutó CO_2 -többlet részbeni megkötésében. A CO_2 -koncentráció befolyásolásán keresztül módosíthatják az üvegházhatás mértékét, ezáltal a globális éghajlatot.

Az erdők gázcserejének intenzitása egyenesen arányos szervesanyag-termelésükkel (szárazanyagban kifejezve). Vizsgáljuk meg az erdők szerepét ebből a szempontból.

Az 5...x... táblázat az 1970-es évek eleji állapotot mutatja. Az adatok tanúsága szerint akkor a szárazföld mintegy 1/3-át természetes erdő borította (beleértve a szavanna területeket is), s a telepített erdőkkel együtt ez az arány megközelítette a 40 %-ot. A szárazanyag-termelésben még jelentősebb volt a szerepük. A szárazföldi növények szervesanyag-produkciójának 65 %-át adták, s a telepített erdőkkel együtt ez közel 70 %-ot tett ki. A bolygónk bioszférája által termelt teljes szervesanyag-tömeg 42 %-át a természetes erdők adták.

Lényeges szempont, hogy a telepített erdők szárazanyag-termelésének fajlagos értéke nem éri el a természetes erdőkre jellemző érték felét sem. A megművelt területek biomassza-produkciója átlagosan éppen a fele az erdőkének. Ezek az adatok azért fontosak, mert azt mutatják, hogy az erdőirtással még akkor is lényegesen lecsökken a zöld növények globális léptékű gázcsereje, ha helyettük új erdőt telepítünk, s természetesen akkor is, ha helyükön szántóföldi művelést folytatunk.

5. ...x... táblázat

A földfelszín típusai, részarányuk és évi nettó szárazanyag-termelésük

a földfelszín típusa	területe, 10 ⁶ km ²	részaránya , %	évi nettó szárazanyag - termelése, %	szárazanyag-termelés	
				10 ⁹ t év ⁻¹	10 ³ t km ² év ⁻¹
Föld	510	100		155	0,31
világóceán	361	71		55	0,15
szárazföld	149	29	100	100	0,67
erdő	50	10	33	65 (42 %)	1,30
telepített erdő és park	7	1	5	4	0,57
tundra	30	6	21	7	0,25
nedves füves területek	24	5	16	15	0,67
megművelt terület	14	3	9	9	0,65
sivatagok	9	1	6	-	-
sarkvidékek	15	3	10	-	-

Az erdőirtás csaknem egyidős a mezőgazdasági termelés megindulásával - azaz az ókortól napjainkig változó intenzitással zajlott, illetve zajlik ma is. Az emberek nemcsak azzal a céllal irtották az erdőket, hogy a növénytermesztés számára területet nyerjenek, hanem olyan tényezők is hozzájárultak ehhez a folyamathoz, mint a hajóépítés elterjedése (ennek estek áldozatul az eredeti mediterrán erdők), a faszén kohászati felhasználása, a települések méretének növekedése (területnyerés, épület- és bútorfelhasználás), később a vasútépítések (talpfák). Mindezek következtében elsősorban a mérsékelt övben csökkent a természetes erdők kiterjedése, s a trópusi erdők nagyobb része sokáig érintetlen maradt.

A 20. században megfordult a helyzet, s különösen az elmúlt 20 év során gyorsult föl a trópusi erdők irtása. Ennek - mint a mérsékelt övben is láthattuk - elsősorban gazdasági okai vannak. A trópusokon azonban annyival súlyosabb helyzet állt elő, hogy itt túlnyomóan nagyon szegény - éppen ezért gazdaságilag kiszolgáltatott - országok küzdenek a gazdasági talpon maradásért, s ennek egyik következménye, hogy természeti javaikat kiárusítják (értékes

trópusi fafajok exportálása). Másrészt sok országban az alapvető élelmiszerekből sem tudnak elegendőt előállítani, s a lakosság jelentős része éhezik. Az alacsony termelési színvonal miatt külterjesen, a mezőgazdasági művelésbe vont területek növelésével próbálják fokozni az élelmiszertermelést, s ennek leggyakrabban a trópusi esőerdők, szárazerdők esnek áldozatul. Az erdőket többnyire fölégetéssel pusztítják el, így a faanyag széntartalma CO₂ formájában azonnal a légkörbe jut.

5. 2x. táblázat

Az erdőirtás következtében a légkörbe bocsátott szén mennyisége országoként, 1989-ben

ország	erdőirtás		kibocsátott szén	
	km ²	évi üteme, %	millió tonna	%
Brazília	50.000	2,3	454	32,1
Indonézia	12.000	1,4	124	8,9
Miangmar (Burma)	8.000	3,3	83	5,9
Mexikó	7.000	4,2	64	4,6
Thaiföld	6.000	8,4	62	4,4
Kolumbia	6.500	2,3	59	4,2
Nigéria	4.000	14,3	57	4,1
Zaire	4.000	0,4	57	4,1
Malajzia	4.800	3,1	50	3,6
India	4.000	2,4	41	2,9
Vietnam	3.500	5,8	36	2,6
Pápua Új-Guinea	3.500	1,0	36	2,6
Elefántcsontpart	2.500	15,6	36	2,6
Peru	3.500	0,7	32	2,3
Közép-Amerika	3.300	3,7	30	2,1
Fülöp-szigetek	2.700	5,4	28	2,0
Kamerun	2.000	1,2	28	2,0
Madagaszkár	2.000	8,3	28	2,0
Ecuador	3.000	4,0	27	1,9
Bolívia	1.500	2,1	14	1,0
Venezuela	1.500	0,4	14	1,0
Laosz	1.000	1,5	10	0,7
Kongó	700	0,8	10	0,7
Gabon	600	0,3	9	0,6
Kambodzsa	500	0,75	5	0,4
Guayanák	500	0,12	4	0,3
Összesen	138.600		1.398	

Az 5. 2x. táblázatban azokat az országokat tüntettük föl, melyek területén a trópusi esőerdők 97,5 %-a található. (1989-ben összkiterjedésüket 8 millió km²-re becsülték, míg századunk elején mintegy 14 millió km² eredeti erdő lehetett.) Az erdőirtás átlagos évi üteme 1,8 %, de ez országoként nagy szórást mutat. A legsúlyosabb helyzet 1989-ben Elefántcsontparton (15,6 %) és Nigériában (14,3 %) alakult ki, míg a Guayanák, Gabon és Venezuela területén viszonylagosan kicsi (0,5 % alatti) értékeket jegyeztek föl. A erdőirtás kiterjedését figyelembe véve Brazília a meghatározó ország. Ott egy év alatt 50.000 km² (több mint fél magyarországnyi) erdő tűnt el, míg az utána következő Indonéziában ennek nem

egészen 1/4-e. Földünk trópusi tájain évente összesen másfélszer akkora kiterjedésű erdőt irtanak ki, mint hazánk területe. Azonban meg kell jegyezzük, hogy ezek nem teljesen megbízható adatok. Ráadásul az erdőirtást, illetve a felszínen lévő biomassza elégetését irányító erők helyről helyre és időről időre változnak. Ha jobban megértjük az esőerdők különböző régióiban a felszín lecsupaszításának céljait és arányait, értékes információt adhatunk a döntéshozók számára, akik - döntési jogkörük által - megváltoztathatják a környezeti változások folyamatait és azok mértékét. Globális skálán ezek az erdők azért fontosak, mivel növekedésük során szén választanak ki a légkörből és elraktározzák azt. Amikor az erdőket kivágják és fölégetik, az elraktározott szén CO_2 formájában kerül vissza a légkörbe.

A Föld klímájának módosítása szempontjából a légkörbe bocsátott összes szén érdemel figyelmet. Ez az 5.2x. táblázat szerint kereken 1.4 milliárd tonna. A szakirodalom nem egységes ennek az adatnak a becslésében, hiszen az erdőirtás sem egyenletes ütemű, s a számításokban is vannak módszertani különbségek. Az azonban biztosnak látszik, hogy az utóbbi 10-15 év átlagában évente legalább 1 milliárd tonna szén kerül vissza a légkörbe.

Nem találunk becsléseket az erdőpusztulás légkörre gyakorolt globális hatásáról. A mérsékelt övben sok helyen megfigyelt ún. *"új típusú erdőpusztulás"* hatása az adott hely mikroklímájára - a pusztulás mértékétől függően - igen nagy lehet, globális hatása azonban valószínűleg csekély. Ennek okai a következők. A mérsékelt övi erdők szárazanyag-termelése többszörösen elmarad a trópusi esőerdőkéthöz, így a gázcserében is sokkal kisebb arányban vesznek részt. Az erdőpusztulás mértéke itt jelenleg elmarad a trópusi erdőirtás ütemétől. Az elpusztult fák szervesanyaga - ha nem kerül gazdasági hasznosításra - a lebontó szervezetek tevékenysége következtében lassan és csak részben alakul át szén-dioxiddá. Mindezen folyamatok planetáris léptékű pontos mennyiségi leírása nem ismert.

A globális karbon-ciklust tanulmányozva (5.x. ábra), annak adataiban további bizonytalanságokat fedezhetünk föl. Így pl. nem tudjuk, hogy a karbonátos kőzetek mállásából mennyi CO_2 kerülhet a légkörbe. Elég tág határok között mozog a lebontó szervezetek élettévékenységei nyomán a légkörbe jutó szén mennyiségének a becslése is. Viszonylag pontosan ismerjük azonban a fosszilis tüzelőanyagok elégetése során keletkező CO_2 széntartalmát (kb. 5 milliárd t/év).

Kétségtelen tény, hogy új erdők telepítésével a légköri CO_2 egy részét meg lehet kötni. Láttuk azonban, hogy a telepített erdők évente még feleannyi szárazanyagot sem termelnek, mint a természetes erdők, így CO_2 -megkötő képességük is ezzel arányos. Ahhoz tehát, hogy pl. az elmúlt húsz év erdőirtásából eredő CO_2 -többletet az új erdők beépítsék faanyagukba, 20 éven át legalább kétszer olyan ütemben kellene telepíteni a trópusi erdőket, mint ahogy jelenleg irtják őket.

Milyen hatása lehetne ennek a beavatkozásnak a globális fölmelegedésre? Számításokon alapuló becslések szerint napjainkban az üvegházhatás fokozódásának mintegy feléért felelős a szén-dioxid, a másik felét egyéb üvegházhatású gázok (metán, klórfluorkarbon vegyületek, nitrogénoxidok, ózon) idézik elő. A trópusi erdőirtás nemcsak szén-dioxidot, hanem metánt és nitrogénoxidokat is juttat a levegőbe. Becslések szerint csupán ez az emberi beavatkozás a globális fölmelegedés 18-19 %-ához járul hozzá.

Egyes számítások az erdőirtásokat és a mezőgazdasági fejlődést együtt értékelve arra az eredményre vezettek, hogy ezek az emberi tevékenységek a teljes CO_2 -emisszió 30 %-át adták az 1980-as évek elején. Az erdőirtásból származó CO_2 növekedés gyorsabb ütemű, mint a fosszilis tüzelőanyagok elégetéséből származó növekedés, így előbbi a 21. század elején elérheti az 5 milliárd tonna/év értéket. Ezután azonban gyorsan csökkenni fog, mivel nem lesz mit fölégetni. A trópusi esőerdők csak az ember számára nehezebben hozzáférhető, mezőgazdasági művelésre alkalmatlan helyeken maradnak meg.

5.5.3. Az erdőirtás egyéb klimatikus hatásai

Az erdőirtás egyéb klimatikus következményei is fontosak, több változás globális léptékben is módosíthatja a klímát.

Egyes elméleti számítások arra a kérdésre keresték a választ, mi lenne, ha bolygónkról teljesen kiirtanánk az erdőket. Feltételezve, hogy az erdők helyén zöld növények lennének, a földfelszín átlagos albedója 18,1 %-ról 18,8 %-ra nőne az északi félteke telén, és 15,4 %-ról 15,8 %-ra az északi félteke nyarán. Éves átlagban 16,7 %-ról 17,3 %-ra nőne az albedó.

Lényegesen változna a felszíni érdesség, amely 14,9 cm-ről 3,0 cm-re csökkenne. Ezek a változások módosítanák a felszínközeli szeleket, az izobárok futását, s ezáltal az egész bolygó légcirkulációját.

Egy kétdimenziós atmoszférikus cirkulációs modellt vizsgálva azt találták, hogy a trópusi esőerdők területén (az 5° északi és 5° déli szélesség között) az erdőirtás miatt 7 %-ról 25 %-ra nőhet az albedó. Ennek eredményeként a földfelszín átlagos globális lehülése 0,2°C, a csapadék csökkenése kevesebb, mint 1 % lenne. Helyenként azonban ezeknél sokkal jelentősebb változások következnek be. Így pl. a hőmérséklet csökkenése egyes trópusi területeken akár az 1°C-ot is meghaladhatná, az évi csapadékösszeg csökkenése a nedves trópusokon 200 mm-nél is több lenne.

Ha a kiirtott erdők helyén növénytermesztést folytatnak, a laza szövetű talajokból a szél hatására több aeroszol kerül a légkörbe, mint erdővel fedett állapotban. Nehezen becsülhető ennek pontos mennyisége, s még nehezebben az éghajlatra gyakorolt hatása. Ez a folyamat elméletileg növeli a homályossági tényezőt, ami lehűlést okoz, de ennek globális léptékű egzakt vizsgálata még a kutatások további feladata.

Láthatjuk tehát, hogy a légköri CO₂-tartalom növekedésével összefüggő hőmérséklet-emelkedéssel ellentétes hatások is léteznek. Ezek bonyolult visszacsatolási mechanizmusok során érvényesülnek, s rendkívül nehéz megbecsülni a folyamat végeredményét. Egyelőre tehát nem állíthatjuk meggyőző bizonyossággal, hogy milyen mértékű éghajlatváltozást okozhat a jelenlegi nagy mértékű erdőirtás, de azt tudjuk, hogy a Föld klímarendszerét is módosíthatja. További kutatásokra van szükség annak tisztázására, hogy ez a módosítás milyen mértékű lehet.

5.5.4. A braziliai Amazónia őserdeinek letarolása

Napjainkban egyre növekvő figyelem irányul a trópusi őserdők sorsára. Ennek számos oka van; így többek között a bennszülött indián törzsek helyzete, a biológiai sokféleség mérséklődése, a felszín átalakítását követően a talaj termőképességének a csökkenése, a nemzetközi adósságteher és nem utolsósorban az erdőirtás hozzájárulása a regionális csapadékmennyiségek csökkenéséhez és az üvegházhatás növekedéséhez.

Latin-Amerika foglalja magába a Föld trópusi erdőségeinek a legnagyobb részét (59 %). Az Amazonas-medence a maga nemében messze a legnagyobb erdőterülettel rendelkezik (Földünk összes összes trópusi erdőségeinek kb. a fele itt található). Aztán következik Ázsia (22 %), ahol az erdők főként Indonézia (a Föld trópusi erdőinek kb. 10 %-át adja), Malajzia, a Fülöp-szigetek, az Indokínai-félsziget és a legdélibb kínai partvidék területére koncentrálódnak. Végül kb. 19 %-os részarányt képvisel Afrika, főként Zaire és Kongó (utóbbi területét a trópusi erdők 10 %-a borítja).

Közülik az Amazonas-medence esőerdeinek kipusztítása vont a legnagyobb figyelmet magára. Számos társadalmi tényező vezethet az esőerdők letarolásához. Brazília esetében az ültetvények bővítése, hatalmas duzzasztógátak építése, a bányaművelés, fakitermelés, valamint a települések fejlesztése képezték az esőerdők kipusztításának főbb okait. E tényezők relatív fontossága azonban országról országra változhat. Általánosabban

tekintve a problémát, megfigyelők a szegénységet, a magas népességnövekedési rátát, a kormány fejlesztési stratégiáit, valamint a nemzetközi szervezetek, mint pl. a Világbank nem megfelelő gazdasági támogatását okolják. Pl. a városi szegények egész Brazília szerte az esőerdők övezetébe vándorolnak, abban a reményben, hogy saját és családjuk megélhetését földműveléssel és szarvasmarha-tenyésztéssel biztosítani tudják.

Az Amazonas menti esőerdők szisztematikus irtása 1964-től datálódik, amikor egy fegyveres hatalomátvételt követően változás állt be a kormány gazdaságpolitikájában. Célul tűzték ki a gazdasági fejlődés meggyorsítását mindenáron (és semmi környezetvédelmi megfontolással). Ennek keretében elkezdtek fejleszteni az Amazonas menti lakatlan, ellenőrizetlen területeket, mely kaotikus beavatkozást hozott Amazónia természetes környezetébe. Az elmúlt évtizedekben ez a politika tevékenyen arra buzdította a városi lakosságot, hogy hagyja ott a várost és telepesként kezdjen új életet a braziliai trópusokon. Ráadásul a kormány adópolitikája a földdel kapcsolatos spekulációt ösztönözte Amazóniában. A lakatlan területek művelésbe vonása a következő módon történt. A megtervezett településeken a kisfarmereket folyamatosan a részvénytársaságok emberei váltották föl. A többi területre pedig közvetlenül a nagy cégek kerültek. Szarvasmarha-tenyésztésbe, ültetvényes gazdálkodásba és erdőművelésbe fogtak. A föld fölégetésével és legelővé alakításával ott rövid ideig szarvasmarhát tartanak. A javított föld látszatával a spekulánsok magas haszonra tehetnek szert. S mindezek eredményeként Amazóniában a földet legszélesebb körben szarvasmarhatartás céljaira hasznosítják.

A másik nagy gond a brazil kormány számára Amazónia kiaknázása, melyre rendkívül nagy szüksége van a valuta iránti igény és az adósságteher csökkentése érdekében. A kemény valuta egyik forrása a különböző trópusi keményfák iránti kereslet a nemzetközi piacokon. A keményfa kereskedelméből származó valutára a braziliai gazdaságfejlesztési tervek megvalósításához van szükség.

A gazdaságfejlesztési programokat koordináló nemzetközi szervezetek csakúgy, mint a brazil kormány elősegítik a lakosság Amazóniába történő vándorlását. Pl. a Rondoniában (Brazília egyik tagállamában) végrehajtott erdőirtások zömét - mely az 1980-as évek esőerdő-kipusztításainak egyik esettanulmánya - a BR-364 számú amazóniai főút vonalának megépítésének tulajdonítják. A főút vonal a Világbank támogatásával készült, s célja a régióból származó keményfa és egyéb termékek gyors és zavartalan elszállítása. A Világbank szakértői azonban figyelmen kívül hagyták, hogy az út nemcsak az exportképes termékek elszállítását szolgálja, hanem telepéseket is vonz a térségbe. Ennek eredményeként az 1980-as évek elején Rondonia állam népessége exponenciális növekedésnek indult. A felszín lecsupaszítása, a mezőgazdálkodás hibái igen magas szintet értek el, elsősorban - egyéb tényezők mellett - a talaj termőképessége gyors csökkenésének köszönhetően.

A perui Amazóniában az esőerdők részben korlátoi, részben távlatai az élelmiszer-termelésnek. Az itteni erdők hasonló kényszereknek vannak kitéve, melyek közül a növekvő népesség által előidézett növekvő élelmiszerigény a legfontosabb. Azonban itt is megjelentek már a farmok, a földművelés már említett káros hatásaival együtt. Egy újabb becslés szerint az erdőből szántófölddé alakított területeknek csupán egyötödét művelik tartósan, a többiből pusztaság lesz.

A Brazil Űrkutatási Intézet által kiadott tanulmány szerint, 1994-ről 1995-re közel megduplázódott az Amazóniában kivágott és fölégetett erdőterületek nagysága (15.000 km²-ről 29.000 km²-re). 1996-ban a kitermelés visszaesett 18.000 km²-re és becslések szerint az 1997. évi kitermelés hasonló volt az 1994-eshez. A kitermelés csökkenése ellenére ezek az adatok még mindig magasak, ha az 1992 évi adathoz viszonyítjuk, amikor is mindössze 11.000 km²-nyi területet irtottak ki.

A Brazil Űrkutatási Intézet megfigyelési programja szolgáltatja a legmegbízhatóbb becsléseket a legszokatlanabb erdőkonverzióról, az erdőterületek szántókká, illetve farmokká történő átalakításáról. Ezek a becslések azonban nem tartalmazzák az erdők olyan módosulásait, melyek a szelektív fakitermelés, vagy az erdei avartüzek hatására következnek be. A mezőgazdasági területek kialakítási munkálatai jelentősen gyengítik az erdőket azáltal, hogy megölik a növényeket, állatokat, hogy nagy mennyiségű CO₂-t bocsátanak a légkörbe és azzal, hogy az erdőket sebezhetőbbé teszik a tüzekkel szemben.

Egyes tanulmányok szerint a fakitermeléssel és az erdei avartüzekkel megváltoztatott erdőterület nagysága megegyezik a néhány év alatt letarolt erdők területével.

Erdős területeken a felszín lecsupaszításának megbízható indikátorai a tüzek. Nagy területeket perzselnek föl, mely a legegyszerűbb módja az adott térségnek a vegetációtól, főként a fáktól való megtisztításában. Ami a braziliai Amazóniát illeti, 1987-ben 5.000, 6.000, 7.000, sőt 8.000 tüzet jegyeztek föl egyetlen nap során. Az egész száraz évszak alatt összesen 175.000 tüzet észleltek, melyek mindegyikének a kiterjedése meghaladta az 1 km²-t.

Amazónia nem az egyetlen régió, ahol a trópusi esőerdők fölgújításával jutnak mezőgazdasági területekhez. Az 1982-83. évi ENSO és az ehhez kapcsolódó délkelet-ázsiai aszály során becslések szerint 3-4 millió hektár trópusi esőerdőt égettek föl Kelet-Kalimantanon (Kelet-Borneón). Az indonéz kormány először az égetés tényét, majd annak földrajzi kiterjedését tagadta. A kalimantani tüzek méreteit azonban a műholdképek is megerősítették. A tűz okának kezdetben a rendkívüli szárazságot tudták be, mások azonban a helyi lakosságot hibáztatták, akik az erdőket fölperzselték, hogy mezőgazdasági termőterületekhez jussanak. Az 1997-98. évi rendkívül erős ENSO-jelenség, s a hozzá kötődő szélsőséges délkelet-ázsiai szárazság az imént említett okok folytán óriási erdőtüzekkel járt Szumátrán és részben Kalimantan szigetén. A hatalmas füst és pernye az ázsiai kontinens délkeleti peremét teljesen elborította, rendkívüli nehézségeket okozva a térség nagyvárosainak, így Szingapúrnak, sőt Bangkoknak a mindennapi életében.

Helyi elemzők szerint a tűz a trópusok mezőgazdasági rendszereiben a földműves természetes szövetsége. Bizonyos értelemben a farmerek úgy tekintik a száraz évszakot, mint az egyetlen lehetőséget arra, hogy drasztikus kampányt folytassanak a felszín lecsupaszítására, s ily módon megkönnyítsék a jövőbeli mezőgazdasági tevékenységet.

Bár a tüzek térbeli kiterjedése a világúrból megfigyelhető, az erdőirtás mértéke, s vele a változás arányai csak nehezen megbecsülhetők. Jóllehet maguk a mennyiségi becslések nem túl megbízhatóak, mégis sejtetik a pusztítás, s az okozott környezeti probléma nagyságrendjét.

5.5.4.1. Az amazonasi erdőtüzek eredete, gyakorisága és következményei

Mi az amazonasi erdőirtások múltja, jelene és jövőbeli tervezett mértéke? Milyen fő erők irányítják az erdőirtást? Milyen szerepet játszanak a tüzek az erdőirtásban? Az Amazonas mely területein találunk az erdőtüzek kialakulásához kedvező arid éghajlatot? Milyen az erdőirtások mai és jövőbeli ökológiai, valamint szociális kockázata? Milyen hatást gyakorol a gazdálkodás az Amazonas ökológiai egyensúlyára? Milyen szerepet játszanak a különböző éghajlati jelenségek (pl. az *El Niño* ciklusok) az Amazonas ökológiai egyensúlyának a fenntartásában? Földünk legnagyobb összefüggő trópusi esőerdejét érintő ezen kérdések megválaszolása alapvető fontosságú, hiszen ismeretük hozzásegít az amazonasi esőerdők globális éghajlatot alakító szerepének jobb megismeréséhez.

Áttekintés

A braziliai Amazonas esőerdő 2 millió km²-es területéből eddig mintegy 12 %-nyit irtottak ki, valamint alakítottak át gabonaföldekké és legelőkké. Csupán 1995-ben egy Maryland nagyságú erdőrészt taroltak le és égettek föl. Ráadásul, az erdő megváltoztatásának a legszélsőségesebb formája az erdő kivágásán túl, amikor hatalmas kiválasztott, lombátorral

fedett területeket irtanak ki, égetnek föl, hogy különböző térképezési feladatokat végezzenek. A letarolásokon és felégetéseken keresztül végzett erdőirtás és az erdők túlélőképességének gyengítése jelentősen növeli az amazóniai erdőtüzek bekövetkezésének esélyét, hiszen a különböző növénykultúrák betelepítésével eltűnnek a magas, sűrű, természetes ellenállóképességgel rendelkező szűz erdők, és helyettük megjelennek a mezőgazdasági termőföldek és a kevésbé ellenálló, legyengített erdők, amelyek sokkal gyúlékonyabbak, mint az eredeti vegetáció. Az évszakas aszály idején - mely fél Amazóniát sújtja - nagyon sok ilyen gyúlékony ökoszisztéma lángokban áll. Azokban az évszakokban, amikor az aszály az átlagosnál súlyosabb - mint pl. az 1997/98-as *El Niño*-s év során - még az esőerdők is könnyebben válnak a tűz martalékává. Jól példázza ezt az észak-amazóniai Roraima állam, amelynek jelentős része lángolt 1997-ben, és még az év márciusában is égett. Az egész régióra vonatkoztatva, a NOAA műhold 1997-ben 50 %-kal több tüzet észlelt, mint 1996-ban.

A legtöbb erdőtűz Amazóniában az örökzöld erdők és a szavanna (cerrado) határán keletkezik. Az örökzöld elsődleges erdő egy hatalmas védőpáztárt képvisel a tűzzel szemben, míg a szavanna alkalmazkodott a gyakori tüzekhez. Az e két ökoszisztéma közötti átmeneti zóna egy törekeny határterület, melyen igen dinamikus ökoszisztéma folyamatok figyelhetők meg. Ez egyúttal az a terület, ahol megjelennek a telepések, akik égetéssel tisztítják meg a földet, hogy művelhetővé tegyék. Ezen elsődleges erdő legfelső szintjében bekövetkező változások, melyeket az egyre fokozódó szelektív fakitermelés és az erdőégetés idéz elő a kiterjedt aszályokkal együtt, megváltoztatják ezen ökoszisztéma hidrológiai egyensúlyát, s következképpen az átmeneti zónát is. A magas hőmérsékletek és a rendkívül alacsony relatív nedvesség értékek ezeken a helyeken fokozzák az elsődleges erdő gyúlékonyságát. A mély gyökerű vegetációnak fontos szerepe van a vízellátásban a száraz évszak folyamán. Mivel ekkor a csapadék mennyisége csökken, az elsődleges erdő képes arra, hogy megcsapolja a mélyebb talajvízrétegeket. Mégis azonban, egy kivételesen száraz év során, ha a vízellátás megszakad, a vegetáció kiszáradhat, s lehull a levélzet. Így az avar nedvessége csökken és veszélyesen gyúlékonnyá válik.

Mivel a trópusi erdők szintén nagy mennyiségű CO₂-t tárolnak, jelentős szerepet játszanak a Föld éghajlatának szabályozásában. Nagyrészt az erdőirtásnak köszönhető, hogy a világon összesen kibocsátott üvegházgázokból Brazília immár 10%-kal részesedik, és ez a számadat közelíti a fejlett országok kibocsátási értékeihez. Ha például az Amazonas erdeinek felét fölégetnék, az 35 milliárd tonnával növelné a légkör CO₂-tartalmát, ami közelítőleg megegyezik a világ 6 éves üvegházgáz-kibocsátásaival. Sajnos, a mezőgazdasági területek növelése érdekében végzett tevékenységek és hatásaik eredményeként az amazonasi erdők nagy része kezd elveszíteni az erdőtüzekkel szembeni természetes védekezőképességét, és ezzel párhuzamosan egyre kevesebb szenet tud megkötni, ezáltal nem képes határt szabni a globális fölmelegedésnek.

Milyen jellegű területek válnak még a tűz martalékává Amazóniában, az erdőkön kívül?

1996-ban az Amazóniai Környezetkutató Intézet és a Woods Hole Institute Research Center öt olyan területet vizsgált meg a braziliai Amazóniában, ahol intenzív erdőirtás és fakitermelés folyik. Az általuk elkészített tanulmány az első, amely részletesen leírja a régióban kialakuló tüzeket, típusaik szerint. A tanulmányban rámutatnak, hogy az 1994-ben és 1995-ben leégett átlagos nagyságú farmok területe 5 %-tól (5.000 ha-nál kisebb farmok) 19 %-ig (100 ha-nál nagyobb farmok) terjedt. Az erdőirtás - az arra érett fák kivágása és a terület fölégetése - átlagosan csak a teljes leégett terület 16 %-án bekövetkezett tüzekért volt felelős, miközben a tüzesetek 73 %-a olyan területeken alakult ki, ahol az erdőt már kiirtották és a helyüket legelők, ugarterületek és más nem erdei vegetációk foglalták el. A tüzek 11 %-ában az erdők talajszintjén található biomassa lángol. Ez a típusú erdőtűz, amikor csak az avar és

az aljnövényzet ég, adja a legtöbb problémát a kutatóknak, hiszen az ilyen jellegű tüzek megfigyelése, lokalizálása még műholdas megfigyeléssel sem egyszerű. Az évekig tartó száraz időjárás következtében egyre nagyobb területeken pusztítanak az avartüzek.

Milyen fő ökológiai kockázatai lehetnek az Amazonas menti esőerdők kiirtásának és a terület fölégetésének?

Amazónia szűz esőerdői jelenleg mint óriási tűzgáták, jelentős szerepet játszanak abban, hogy megvédik a legelőket és más mezőgazdasági területeket az esetleges tűzkártól. Ha az erdők elveszítik ezt a képességüket, hatalmas amazóniai erdőterületek fognak időről időre a lángok martalékává válni, elpusztítva azokat a növényeket és állatokat, amelyek nem képesek védekezni, 10-80 %-kal csökkentve az ezekben az erdőkben tárolt biomassza mennyiségét, csökkentve továbbá az elpárolgó víz mennyiségét, ami azért probléma, mert a páratartalom fontos szerepet játszik a víz és csapadék körforgásának fenntartásában. A tűz - azon túlmenően, hogy eltünteti az erdőtakarót - elpusztítja a gazdaságilag hasznosítható faanyagot, a kúszónövényeket, a gyógyászati célokra felhasználható növényeket és a gyümölcsfákat is. Valahányszor egy erdő lángra kap, az elhalt fák és ágak lekerülve a talajra, mintegy az erdő saját gyújtósaként ismét begyűjthetik azt, megnövelve az erdőtűz bekövetkezésének valószínűségét. Az erdőtüzek pusztításának a legnagyobb kockázata azonban az, hogy a sűrű erdők átalakulnak cserjés, bozótos szavannákká.

Milyen okokra vezethető vissza az avartüzek kialakulása Amazóniában?

Mind a fakitermelés, mind a szárazság növeli az esőerdők gyúlékonyságát. Az évente művelésre átalakított erdők területe körülbelül megegyezik azon erdőrészek nagyságával, ahol fakitermelés folyik. A fakitermelés növeli az erdőterületek gyúlékonyságát, mivel nyitottabbá válik a lombosítás, így a talaj felszínéig lehatoló napsugarak meg tudják szárítani a különböző fatörzseket és az avart, továbbá a fák kivágásával nő egy igen gyúlékony tüzelőanyag, a forgács mennyisége. Még a szűz erdők is gyúlékonyok válnak, ha az éghajlat rendkívül száraz. Amazónia keleti és déli területei (a 2 millió km²-nyi összefüggő, zárt lombkoronájú esőerdő fele) minden évben szélsőségesen száraz klímának van kitéve. Ám, mivel az erdők talaja víztároló, vastag agyag, a talajból történő vízfelvétellel elkerülhetik a szárazság okozta lombhullást. Ezek az erdők a csapadékos terület peremén találhatók. Itt még elegendő csapadékhoz jutnak, így ellenállnak a tűznek; viszont igen érzékenyek a csapadék minimális csökkenésére. Az *El Niño - Déli Oszcilláció (ENSO)* jelenség idején alakulnak ki a legnagyobb aszályok Amazóniában, s úgy tűnik, napjainkban az *El Niño* gyakorisága és intenzitása is egyre növekszik. A történeti adatok tanúsága szerint a legintenzívebb *El Niño* épp az 1997/98. évi volt.

Lehet-e csökkenteni a tüzek kockázatát?

Az egyik legígéretesebb megoldás, a véletlenszerű tüzek kialakulásának megelőzése, vagy számuk minimálisra csökkentése. Az 1994-ben és 1995-ben leégett területek fele ilyen tüzesetek következtében pusztult el. A véletlenül bekövetkező tüzesetek igen nagy anyagi és környezeti károkat okoznak. Például a leégett marhalegelőkön az állatok képtelenek legelni, hiszen csak az esős évszak beállta után 2-3 hónappal válik a területen a fű az állatok számára újra fogyaszthatóvá. A tüzek kárt tesznek a kerítésekben, az állatállományban, elpusztítják a gyümölcsösöket, és veszélyesek az emberi egészségre. Az amazóniai nagybirtokosok (1.000 ha-nál nagyobb földterülettel rendelkezők) évente átlagosan 2.000 dollárt költenek tűzgáták építésére, hogy megvédjék legelőiket, erdeiket. Az elpusztult takarmány pótlása, a tönkretett kerítések megjavítása évente 5.000 dollár többletköltséget jelent a farmereknek. A kisbirtokosok (10 ha-nál kisebb földterülettel rendelkezők) az ilyen jellegű tüzesetekből adódó anyagi terheket birtokaik méretének arányában viselik. A kelet-amazóniai 9.000 ha-os Del Rei kommuna egy igen ígéretes ötlettel állt elő a véletlenszerű, tehát nem szándékos tüzesetek megelőzését illetően. Ez a farmközösség megalkotta saját tűzvédelmi szabályzatát, amely a

következő teendőket határozza meg a tagok számára: 1. minden esetben tűzgátakat kell építeni, mielőtt egy területet fölégetnek, 2. minden esetben tájékoztassák a szomszédokat a földterületek fölégetéséről, és 3. ha valamelyik szomszédnak az általuk gyújtott tűz bármiféle kárt okoz, kötelesek megfizetni azt. A szomszédok közötti rendszeres, pontos tájékoztatással és különféle helyi szabályozók megteremtésével jelentős csökkenés érhető el a véletlenül kialakuló tüzesetek számában.

5.6. Elsivatagosodás

Az *elsivatagosodás* fogalmát, a sivatagszerű feltételek kialakulását, ahol a közelmúltban semmilyen élet nem volt, először egy a szubszaharai Afrika (azon régiók, ahol az évi közepes csapadékösszeg 700 és 1500 mm közötti) száraz erdeivel kapcsolatos tanulmány említette (*Aubreville*, 1949). Ma az elsivatagosodás alatt egy olyan fogalmat értünk, melyet eredetileg száraz és félszáraz területekre - mint pl. a braziliai *Nordeste* (Északkelet-Brazília) - alkalmaztak, s melyet ma már az Amazonas-medence erdőktől megfosztott részeire is alkalmaznak. Ahogy *Fearnside* (1986) megjegyezte: "Az elsivatagosodás hangulati fogalom, különösen Braziliában, tekintettel Amazóniára. A csapadék csökkenésének tendenciája a térségben - még akkor is, ha nem csökken azon évi küszöbérték alá, amelytől a régió már sivatagnak számít klimatológiai értelemben - az erdőirtás egyik lehetséges következménye, melyet nem szabad figyelmen kívül hagyni."

A nyugat-afrikai *Szahel-övezet*ben elhúzódó súlyos aszály idején, az 1970-es évek elején vita bontakozott ki arról, hogy vajon az elsivatagosodás az emberi tevékenység következménye, vagy pedig természetes folyamatokra vezethető vissza. A valóságban e kettő tényező keveréke, melyben az arányok területenként, s a földhasználat jellege szerint változnak. Az aszály gyakran megkönnyíti a földművelést, viszont káros a növénytakaróra és a talaj termőképességére, továbbá késleltetett hatásai gyakran a nedves időszakok során is rejtve maradnak. Az elsivatagosodás folyamata aszálymentes időszakban lép föl, s az aszály nem mindig az elsivatagosodás folyamatának a felgyorsulását jelenti.

Az elsivatagosodás az arid, szemi-arid és szubhumid környezetekben módosítja a légköri folyamatokat lokális, regionális és talán hemiszférikus léptékben is azáltal, hogy megváltoztatja a szárazföldi felszín albedóját, a talajnedvességet, a párolgás mértékét, továbbá csökkenti a növényi eredetű magvak forrását és mennyiségét, valamint az erősebb szelek hatására növeli a légkörbe kerülő aeroszolok mennyiségét.

Az utóbbi időszakban széleskörű szakmai vita folyik arról, hogy a nyugat-afrikai *Szahel-övezet* albedójának megváltozása miként módosítja a lehullott csapadék mennyiségét. Ez a probléma számos modellt hívott életre, melyeket különböző albedó értékekre alkottak meg és arra, hogy vajon az ilyen változások előidézhetnek-e állandó aszályszerű feltételeket. Az eredmények feltételezik, hogy az albedó ilyen változásai mérsékelhetik a csapadékot lokálisan, de ez nem szükségszerű a nagyobb térbeli skálákon.

Az elsivatagosodás iránti érdeklődés rendkívüli módon megnőtt az 1970-es évek elején, miután öt egymást követő évben pusztító aszály lépett föl az arid/szemi-arid nyugat-afrikai *Szahel-övezet*ben. Ebben a régióban, a Szahara déli peremén az évi csapadékmennyiség rendkívül változékony. Az emberi tevékenység által előidézett elsivatagosodás fő okai itt ismertek: a nem megfelelő földhasználat (a felszín megtisztítása a természetes növénytakarótól - a savanna fölperzselése), a legelők mezőgazdasági művelésbe vonása, a túlleltetés, a tűzifa kitermelése és a helytelen öntözési módszerek.

A legelők leromlása a túlleltetés következménye. A legelők pusztulásának okait, illetve ellenszerét már a fejlett és fejletlen országokban egyaránt fölismerték. Számos esetben azonban mégsem alkalmazzák az e területek erőzójának megakadályozására született terveket - elsősorban politikai, társadalmi és gazdasági okok miatt. Az egyik nagy gond a nyájak

mérete, melyek meghaladják a legelők eltartókéességét. Ennek ellenére azonban számos fejlődő országban fontos tényező a nagy marha-, kecske- és tevecsdordák tartása, mivel ezek biztosítékot jelentenek a pásztorok számára az ismétlődő aszályos feltételek közepette. Kemény, tartós aszály esetén a jószág - mint utolsó mentsvár - értékesíthető a szükségletek, mint pl. az élelem beszerzése érdekében. Míg néhány kutató esztelen gazdálkodásnak nevezi ezt (akkor túladni az állatokon, amikor értéktelenek és rossz kondícióban vannak), a szűkölködő gazdák szempontjából értelmet nyer cselekedetük, akiknek bízniuk kell saját módszereikben, hogy túléljék az ismétlődő aszályos periódusokat.

A legelők szántófölddé alakítása már évek óta folyamatban van. A csapadékos periódusok során (mint amilyenek az 1950-es és az 1960-as években voltak) a kormányok csakúgy, mint az egyének - gyakran néhány nedves évre alapozva megérzéseiket - hajlamosak voltak félreértelmezni a regionális csapadékösszegeket, s feltételezték, hogy a mezőgazdaság számára kedvező csapadékos időszak folytatódni fog. Az egymást követő évek csapadékösszegei rendkívül változékony képet mutatnak a száraz területeken, s ott minden évben igen nagy valószínűséggel terméshiány várható. Pl. azokat a legelőket, melyeket az 1950-es és 1960-as évek nedves periódusai folyamán szántóföldekké alakítottak, az 1970-es és 1980-as évek száraz időszakainak ismétlődő termés kiesései miatt kénytelenek voltak elhagyni. A növénytakarótól mentes, letisztított és elhagyott földek nyitottá válnak a víz és a szél eróziójával szemben és végül elsivatagosodnak.

A fák és fás növények már eltűntek számos afrikai településről. A tűzifa hiányát a szubszaharai Afrikában már energiaválságként emlegetik. Ennek következtében az asszonyok és gyerekek naponta több órát tűzifa keresésével töltönek, mely szükséges az esti meleg étel elkészítéséhez és a fűtéshez. A fát kerítések és házak építésére is használják. A fás fajok kiirtásával az arid és szemiarid területeken elhal a növénytakaró, megszűnik a talaj árnyékolása, csökken a tápanyag-ellátottság, s ezáltal a talaj kitettebb lesz a szél és a víz eróziójának.

Az 1970-es évek elején a nyugat-afrikai Szahel-övezet elsivatagosodásáról tudományos konferenciákon számoltak be, s a jelenség a média által vált közismertté. A Szahara dél felé nyomulásának becsült mértéke néhány km-től 100 km-ig változik évente. Jelenleg az elsivatagosodás mértéke csökken e régióban. A legfrissebb tanulmányok 5-30 km közé teszik ezt az értéket. A probléma része, hogy az elsivatagosodásnak nincs általánosan elfogadott definíciója, továbbá nincsenek széles körben elfogadott indikátorai a folyamatnak. Ráadásul az elsivatagosodási folyamatoknak nincs rendszeres, módszeres megfigyelése. Ez folyamatos műholdas követést igényelne, légi fotózással és talajtérképezéssel. A talajfelszín állapotának rövid időtartamon (1-2 éven) belüli összehasonlítása pontatlan becsléseket eredményezne a magas elsivatagosodási kockázattal bíró területeken - elsősorban az évenkénti csapadékösszegek jelentős változékonyságának köszönhetően.

Grainger (1990) helyesen feltételezte, hogy: "Az elsivatagosodás kiterjedésével kapcsolatos megbízható adatok hiánya a fő oka annak, hogy a jelenséggel kapcsolatosan számos eltérő nézet született, s hogy a jelenség megfékezésének mindeddig csekély a hatékonysága. Néhány szakértő szubjektív véleménye nem elegendő ahhoz, hogy a globális környezetváltozás ezen fő összetevőjét megnyugtatóan kezeljük."

5.7. Az emberi tevékenységek egyéb változásai, melyek az üvegházgáz-kibocsátások módosulásához vezettek

E fejezetben néhány olyan döntést mutatunk be, melyek megváltoztatták az üvegházgázok kibocsátásának mértékét. Két témakört tárgyalunk - az energiafogyasztást és a CFC-gázok termelését. Az itt felsorolt példák célja, hogy illusztrálja, döntések hozhatók -

megfelelő akarat esetén - az antropogén eredetű üvegházgázok növelése, illetve csökkentése érdekében.

5.7.1. Az 1970-es évek energiaválsága

Jelenleg az USA és Kanada egy főre jutó energiafogyasztása jóval nagyobb, mint a többi fejlett országé. E különbség részben annak tulajdonítható, hogy az USA viszonylag bővelkedik fosszilis energiahordozókban, ami mérsékli a behozatalt. Az energia-felhasználás szerkezetének módosulása az USA-ban, a többi fejlett országban, valamint a harmadik világ országaiban kulcsszerepet játszik a CO₂-kibocsátások jövőbeli alakulásában (**2.4. ábra**). Az arab olajembargó (1973) előtt a világ energia-felhasználása, csakúgy mint az Egyesült Államoké, egyenletesen nőtt. Az 1940-1970 közötti időszak során a világ energiafogyasztása átlagosan évi 5 %-kal, míg az USA-é 3,5 %-kal nőtt. Az 1973-as embargót követően azonban az USA fogyasztása viszonylag állandó maradt, még 1986-ban is az 1973-as szinten volt (**2.5. ábra**). A világ energia-felhasználása sokkal lassabban nőtt 1973 után - az egy főre jutó fogyasztás többé-kevésbé állandó maradt (**2.6. ábra**).

1979-ben a világ újabb energiasokkot élt át. Az olajtermelő országok kartellje, az *OPEC* kicsikart egy másik olajáremelést (részben az iráni olaj exporttilalmának eredményeként). Végeredményben a nyersolaj ára 1973-1980 között a tízszeresére emelkedett. 1973 előtt az energiaárak stabilak és alacsonyok voltak - olyan alacsonyok, hogy az energia-felhasználással kapcsolatos döntéseket (beleértve az energia tárolását) ritkán befolyásolták az energiaárak. Az egyéb költségek, mint pl. az autó vagy a lakás ára jóval fontosabbak voltak.

Az 1973 előtti fogyasztás fényében az USA 1973 utáni energiafogyasztása példa nélküli. Az 1970-es években egyetlen elismert szakértő sem bírt akkora előrelátással, hogy ezt a fejleményt előrejelezze. Az 1970-es évek elején National Petroleum Council, a Ford Alapítvány, a Federal Energy Administration és más intézmények előrejelzései nagyon eltévesztették az 1985-ös energia-felhasználási szintet. Jóslataik 25-75 %-kal magasabbak voltak.

Nyilvánvaló, hogy a társadalom energia-felhasználását nem jól értelmezték, s az is, hogy valószínűleg még messze vagyunk e kölcsönhatás jobb megértésétől. Mivel a kereskedelemben lévő energiahordozók 90 %-a fosszilis tüzelőanyag, melyek elégetésükkor CO₂-ot termelnek, az energia-felhasználás szerkezete döntő szerepet játszik a légköri széndioxid koncentráció alakulásában.

Az USA 1973 utáni energia-felhasználásában történő példa nélküli változás három tényezőnek tulajdonítható: 1. az erőforrások kimerülésének előrevetítése, 2. az energiatermeléssel kapcsolatos növekvő légszennyezés, valamint 3. az *OPEC*-tagországok által kikényszerített áremelések. Az 1950-es évek "hagyományos" bölcsessége, miszerint a növekedés folytatódhat legalább a 20. század végéig - napjainkra már csak álom maradt.

A Tiszta Levegő Törvény keretében 1970-ben megalakult az USA Környezetvédelmi Hivatala. Ez a tény bizonyos értelemben egy társadalmi fölismerés következménye, amely szerint az energiatermelés és a fogyasztási tevékenységek, csakúgy mint egyéb ipari tevékenységek olyan emissziókhoz vezetnek, amelyek károsak az egészségre. Emissziós küszöbököt állapítottak meg a közlekedési eszközökre, valamint környezetszennyezési indexet (PSI) fejlesztettek ki. Az energia-felhasználás szennyező hatásai egyre inkább a köztudatba kerültek.

Végül, az áremelések - különösen az olajtermékeké - közvetlen hatást fejtettek ki az energia-felhasználásra. A legtöbb termék esetén az árak emelkedésével csökken a kereslet. A társadalmak azonban nem képesek gyorsan alkalmazkodni a megnövekedett energiaárakhoz. Az egyik megoldás például az, hogy kezdetben korlátoznák az autók használatát, majd megemelnék a benzinárakat, ami a hatékonyabban működő gépkocsik megvásárlására

ösztönözne. További lehetőség - s mint általános igény - a közlekedés alternatív módjainak kifejlesztése, mely enyhítené a helyzetet.

A jobban szigetelt házak, a hatékonyabb berendezések, a hatékonyabb ipari folyamatok, s az átszervezett kereskedelmi tevékenységek mérséklék az energia-felhasználást. Az ilyen változások tökeigényesek, s arra hivatottak, hogy a fejlett országok fogyasztóit tartós árucikkkel lássák el. Ez a folyamat már évekkel korábban végbement jelentős belső társadalmi változást feltételez. Ennélfogva az USA energia-felhasználásának mérséklődése az 1980-as években az 1970-es években végbemenő áremelkedéseknek tulajdonítható.

Az energiapolitikával és -megtakarítással kapcsolatosan meghozott 1975. évi törvényt - mint fordulópontot - követően számos egyéb törvény született, melyek jelentős hatást gyakoroltak az USA energiafogyasztására. Elsősorban adókedvezményekkel segítették a napenergiát felhasználó rendszerek bevezetését, az épületek és berendezések szigetelését, valamint optimális üzemanyag-felhasználási küszöbértékeket vezettek be az autókra. A lakóházak és kereskedelmi épületek energiafogyasztására gyakorolt másik hatás az Amerikai Fűtő-, Hűtő- és Légkondicionáló Mérnökök Társasága (ASHRAE) által 1975-ben közzétett szabvány (Standard 90-75). Míg a szabvány maga a helyes alkalmazásokat foglalta össze a mérnökök számára, annak hatása lényegesen nagyobb volt. Az építési normákat a helyi törvények alakították, ami egy minimális követelményt írt elő. Miután a helyi irányítás alkalmazni kezdte az ASHRAE-szabványt, az új lakó- és kereskedelmi épületek már energiatakarékosan működnek, jóval hatékonyabban, mint 1973-as olajembargó előtt. A többi fejlett ipari ország - az USA-ban alkalmazott hatékonysági szabványtól eltérően - agresszív adópolitikát vezetett be a fosszilis energia-felhasználás mérséklésére.

Az uránium maghasadásával előállított nukleáris energiát gyakran javasolják, mint alternatívát a fosszilis energiahordozók kiváltására. Jelenleg az USA energiatermelésének 20 %-át az atomenergia adja. A többi fejlett országban ez az arány nagyobb (az abszolút mennyiségek viszont kisebbek). Franciaországban pl. a nukleáris energia a megtermelt összes elektromos energia 70 %-át teszi ki, míg Japánban ez az arány 35 %. Igaz ugyan, hogy a nukleáris energiatermelés nem jár közvetlenül üvegházgáz-kibocsátásokkal, azonban a gazdasági, biztonsági és hulladéktárolási problémák bizonytalan jövőt jósolnak a nukleáris energiának. A nukleáris üzemanyagciklus melléktermékei erősen radioaktív komponensekből és transzurán elemekből állnak. Globális környezetvédelmi szempontból a nukleáris energia a jól ismert üvegházhatást a még szinte teljesen ismeretlen sugárzás-szennyeződés hatásával helyettesíti. Bár már fölismerték, hogy a nukleáris hulladékot lényegében örökre el kell különíteni a biológiai környezettől, a feladat megnyugtató megoldása és végrehajtása azonban - figyelembe véve a folyamatosan képződő hulladékok mennyiségét és rendkívüli környezeti veszélyességét - még várat magára.

Erősen spekulatív dolog lenne feltételeznünk, hogy a fejlett ipari országok energiafogyasztása a jövőben csökken; jóval inkább az a valószínű, hogy növekedni fog, amit a történelmi trend is alátámaszt. A növekedést elérni hivatott technológia vagy nem változik, vagy fejlődni fog, hatékonyabbá válik. Pl. az USA-ban az 1980-as években gazdasági növekedést mutattak ki, mely az energiafogyasztás csökkenésével párosult.

Míg a Föld lakossága növekszik, a globális energiafogyasztás is növekedni fog. Mégis, az egy főre jutó energiafogyasztás mértéke közel állandó maradt 1972 óta. Az 1986. évi egy főre jutó 1,75 kW-os fogyasztási ráta ekvivalens fejenként 2.000 t szén évi fölhasználásával. Míg ez az energiamennyiség - ha igen hatékony módon hasznosítják - a jólét egy elfogadható szintjét biztosítja, előbb azonban az energiaforrások méltányosabb eloszlását kellene elérni. A Föld lakóinak energiafogyasztása messze nem egyforma és nem méltányos (**2.4. ábra**) - a népesség közel 80 %-a jóval az átlag alatt fogyaszt. Észak-Amerika (főként az USA) és Oroszország rendelkezik a világ összes energia-felhasználásának több, mint 50 %-ával,

jóllehet az össznépeség kevesebb, mint 12 %-át adják. Ha e nemzetek energia-felhasználását 50 %-kal csökkentenék (a csökkentés bázisát az új technológiák jelentenék, anélkül, hogy a társadalmi jólét veszélybe kerülne), még akkor is 1,6 kW/fő átlagos energiafogyasztást lehetne elérni a Földön.

5.7.2. A spray-k hajtóanyagának betiltása az 1970-es évek közepén

Az 1970-es évek közepén a levegőkémikusok növekvő aggodalommal figyelték a CFC-gázoknak (különösen a CFC-11-nek és a CFC-12-nek) a sztratoszférikus ózonra gyakorolt lehetséges káros hatásait. *Molina* és *Rowland* (1974), valamint *Stolarski* és *Cicerone* (1974) feltételezte, hogy a CFC-k komoly fenyegetést jelentenek a sztratoszférikus ózonra, amely megvédi a földfelszínen élő szervezeteket a káros ultraibolya sugárzástól. Az ózon elbomlása és a súlyos egészségkárosodás (pl. bőrrák) közötti kapcsolat kormányközi együttműködést hívott életre a CFC-gázok környezeti és egészségügyi hatásainak vizsgálatára. Később kiderült, hogy a CFC-k egyúttal fontos üvegházgázok is. [*Mario Molina* (Massachusetts Institute of Technology), *Sherwood Rowland* (University of California) és *Paul Crutzen* (Max Planck Institute, Hamburg) a légköri ózon keletkezésének és bomlásának vizsgálatában elért eredményeikért 1995-ben megosztott kémiai Nobel-díjban részesültek.]

A légköri modellekben rejlő bizonytalanságok ellenére a kutatók és politikusok úgy hitték, hogy "kímélő" stratégiákat tudnak alkalmazni a CFC-kibocsátások csökkentése érdekében. A CFC-gázokat, melyek jelentős részét pl. a dezodorok, hajlakkok és egyéb testápolók hajtóanyagaiként használták, nélkülözhetőnek tekintették. A megszorítások először önkéntesek voltak, csupán a gyártók és fogyasztók figyelmét hívták föl arra, hogy a sztratoszférikus ózonréteg védelme érdekében kerüljék a CFC-vel, mint hajtóanyaggal működő spray-k gyártását, illetve vásárlását. Később, miután a vizsgálatok eredményei igazolták a feltételezést, továbbá a megfigyelések megerősítették a CFC-k szerepét az ózonlebontásban, valamint az Antarktisz fölötti ózonlyuk kialakulásában, számos ország szabályozta a CFC-k gyártását, használatát és exportját.

Kanada, az USA, Svédország és mások a CFC/ózonlebontás kérdését már a kezdetektől igen komolyan vette. Végeredményben a CFC-k termelését viszonylag hamar korlátozták. Egyéb országok azonban, mint pl. Nagy-Britannia, Japán és Oroszország kiegészítő tanulmányokat kért, de számos kiváltó ok szabályozását elmulasztották, ezek némelyike tudományos volt, a többi politikai és gazdasági.

Az 1970-es évek végén kísérletek történtek arra, hogy tovább szabályozzák a CFC-gázok alkalmazását. A jelentős felhasználókat, így a hűtőgépgyártókat támadták. Őket azonban védte az ipari lobby, hangoztatva, hogy a CFC-k egészségre gyakorolt hatásait számos tudományos bizonytalanság veszi körül, továbbá (és ez volt a valódi ok) nem találták meg a CFC-ket kiváltó anyagokat számos fontos ipari eljárásban. Mindazonáltal azon országok, amelyek csökkentették CFC-termelésüket és kibocsátásukat, számottevő hatást gyakoroltak a globális CFC-eladások alakulására (2.7. ábra).

5.8. A légkör nukleáris szennyeződése

5.8.1. Bevezetés

A nukleáris fegyverekről közölt források száma óriási, azonban mindössze néhány tanulmány foglalkozik ezen fegyvereknek egy nukleáris háborút követően a környezetre gyakorolt hatásával.

Az egyik legfontosabb ezek közül egy a Svéd Királyi Tudományos Akadémia folyóiratában, az *Ambio* 1982 novemberi számában közölt cikk. Ez indította el a továbbiakban

nemzetközi méreteket öltő kutatást, mely megmutatta, hogy egy nukleáris háború következményei globális méreteket öltenek, azaz ilyen szempontból egész környezetünk veszélyben van.

A környezeti ártalmak okozójának kiléte véletlenül került napvilágra. Az *Ambio* szerkesztősége *Paul Crutzen* dán kutatót és *John Birks* amerikai kollégáját kérte fel, hogy írjanak tanulmányt egy nukleáris háborúnak a légkörre gyakorolt hatásairól. Tervük az volt, hogy - mint mindenki addig - a Föld felszínére érkező veszélyes ultraibolya sugárzás megemelkedett mennyiségére koncentrálják vizsgálataikat. Azonban végeztek számításokat a nukleáris robbanás tűzgömbjének hője által generált tüzekből felszabadult füst, és a robbanás következtében felszabaduló por mennyiségére vonatkozóan. Meglepetésükre azt az eredményt kapták, hogy ez a mennyiségű légkörbe került szennyezőanyag elegendő ahhoz, hogy a napsugárzás közel 100 %-ának felszínre jutását a Föld felszínének 50 %-án hetekig, vagy akár hónapokig is megakadályozza. Ez a tényező - amit eddig a kutatók több, mint harminc éven keresztül elhanyagoltak - a por és a füst.

Ez a felfedezés további kutatásra serkentett több szakembert, többek között öt nemzetközileg is elismert amerikaiat. *Turco*, *Toon*, *Ackerman*, *Pollack* és *Sagan* 1983-ban jelentettek meg egy átfogó tanulmányt a *Science* című amerikai tudományos folyóiratban *TTAPS-jelentés* címmel, mely a szerzők neveinek kezdőbetűiből alkotott rövidítés. Ebben a tanulmányban részletesebb számításokat közöltek, melyek alapján kijelentik, hogy egy az északi félteke nyarán kitörő nukleáris háború egy-két héten belül télire változtatná az időjárást. Továbbá fény derült arra, hogy míg az atomháborúnak a robbanásokból származó közvetlen hatása sok növény- és állatfajt megtingedelné, addig az éghajlatváltozásból származó közvetett hatásai számos faj kipusztulásához vezetnének.

5.8.2. Egy nukleáris háború nagyságrendje

1946-ban, Hirosima és Nagaszaki után az USA egyedül birtokolta az atombombát. Ma körülbelül 50.000 nukleáris robbanótöltet van a világon. Az egész állományt néhány ország birtokolja: az USA, a Szovjetunió néhány utódállama, Nagy-Britannia, Franciaország, Kína, India, Pakisztán és Izrael.

A nukleáris háborúnak a Föld éghajlatára gyakorolt hatását elsősorban a tüzekből származó füst, valamint a detonációk által felszabadított por idézné elő. Az éghajlati változások annál jelentősebbek, minél több szennyezőanyag kerül a levegőbe, s az minél magasabb rétegekbe jut. Tehát a nukleáris tél lehetősége és mértéke a következő kérdésekre adandó válaszokban nyilvánul meg. Ha a nukleáris háború kitör, az milyen nagyságrendű, azaz mekkora hatóerőt emészt föl? Milyen célpontok ellen vetnék be a különböző robbanófejeket? Mekkora terület pusztulna el a tűzvészek által? Mekkora mennyiségű por kerülne a légkörbe a robbanások hatására?

Ha egy termonukleáris robbanófej lakott terület felett fölrobban, a nukleáris tűzgömb hője tűzvészeket generálna, és kilométerekkel a robbanás központjától is égési sérüléseket okozna. A robbanásból származó lökéshullám több száz km²-es területeket képes a föld színével egyenlővé tenni. A radioaktív szennyezőanyagok kiülepedése is hasonló méretű területeken pusztítaná el, illetve fertőzné meg a lakosságot. Egyetlen nukleáris töltet felrobbanása London központi területén becslések szerint összesen mintegy 1.600.000 halálos áldozatot és sérültet követelne.

A nukleáris fegyverek robbanóereje olyan hatalmas, hogy a robbanás energiáját, azaz hatóerejét ezer tonna (kilotonna) és millió tonna (megatonna) TNT-nek megfelelő robbanóerőhöz viszonyítják. A Hirosimára ledobott atombomba hatóereje 12,5 kt volt. A ma "használatos" atombombák hatóereje 100 t-tól több, mint 20 Mt-ig terjed. Összehasonlításként a II. világháborúban használt robbanóanyagok összesített hatóereje nem érte el az 5 Mt-t.

Nem meglepő, hogy - tekintetbe véve a hatalmas robbanóerőt - egy egyedüli nukleáris robbanás következményei is katasztrofálisak, nemhogy egy kiterjedt nukleáris háborúé. A lökéshullám, a hő- és fényhullám, valamint a közvetlenül a robbanásból származó radioaktív sugárzás miatt egy Nagy-Britanniára mért 220 Mt-ás nukleáris támadáskor a lakosság legkevesebb 70 %-a azonnal életét veszítené, továbbá 9 %-a súlyosan megsérülne. Ha azt számítjuk, hogy egy világméretű nukleáris háborúban a ma az emberiség kezében lévő arzenál 1/3-ad része (5.000 Mt) felhasználódik, a közvetlenül a robbanások által szedett halálos áldozatok száma a Föld népességének 1/4-ére tehető (körülbelül 1,2 milliárd fő) és további milliók szenvednének súlyos sérüléseket. Ezek a számok csak a robbanások által bekövetkezett haláleseteket és sérüléseket mutatják, figyelmen kívül hagyva a közvetett következmények (tűzvészek, éhínség, orvosi ellátás elégtelensége, járványok, stb.) áldozatainak a számát.

Európában, a volt Szovjetunió és az USA területén, ahol a legtöbb nukleáris célpont található, az ipari és mezőgazdasági termelés teljesen összeomlana, továbbá a politikai-gazdasági szervezés és vezetés is teljesen szétbomlana. Ez maga után vonná a háború közvetlen hatásai alól megmenekült, gazdaságilag törékeny fejlődő országok teljes összeomlását, hiszen a fejlett világtól mind gazdaságilag, mind politikailag nagy mértékben függnek. Ebből kifolyólag további milliók szenvednék el ezekben a régiókban a kelet-nyugat között dúló háború következményeit.

Még a nukleáris tél bekövetkezése nélkül is mintegy 1,5-2 milliárd fő, az emberiség 2/5-e pusztulna el, vagy szenvedne súlyosan egy világméretű nukleáris háború következtében. A nukleáris tél az emberiség másik 3/5-ére sújthat le végzetesen.

5.8.3. A nukleáris háború következményei

A kifejtett hatás szempontjából megkülönböztethető egy nukleáris atomtöltet egyedüli felrobbanása, valamint egy kiterjedt nukleáris háború, azaz robbanófejek tömeges bevetése. Ezek alapján különíthető el a nukleáris fegyver közvetlen és közvetett hatása. A közvetlen hatás alatt értjük azokat, melyeket maga a detonáció hoz létre. A közvetett hatások pedig a nukleáris háború hosszú távú hatásai.

A nukleáris robbanófej - a célpontra történő - bevetésekor az alábbi közvetlen hatásokon keresztül fejti ki pusztító erejét: a. a robbanás által keltett lökéshullám, b. fény- és hőhullám, c. radioaktív és elektromágneses sugárzás.

Ha a nukleáris háború világméreteket ölt, az alábbi közvetett hatásokkal számolhatunk:

a. A nukleáris töltetek robbanása hatalmas tömegű port, radioaktív anyagot, valamint különféle gázokat (CO_2 , H_2O , CO , nitrogén-oxidok) juttatná az atmoszférába.

b. A robbanások hője tüzeket idézne elő, melyeknek városok, stratégiai és a gazdaság működése szempontjából rendkívül fontos üzemanyag- és energiahordozó-raktárak, erdők és mezőgazdasági területek esnének áldozatul. A lángokban álló terület kiterjedése becslések alapján 10^6 km^2 -es nagyságrendben mérhető.

c. A tüzek nagy mennyiségű kormot juttatná a légkörbe - a troposzféra felső, illetve a sztratoszféra alsó rétegeibe - több ezer méter magasságig.

d. Néhány héten belül a légkörbe jutott szennyezőanyagok (por, füst, radioaktív szennyeződés, gázok) a nagy földi légkörzés által eloszlatva egyenletes leplet képeznének a Föld felett, s néhány naptól több éven keresztül a légkörben maradnának, attól függően, hogy a légkör milyen magasságú rétegében helyezkednek el. Az egyenletes lepel a háború viszonylagos lokalizációjának következtében először az északi félteke közepes szélességei fölött alakulna ki a nyugati szelek övezetében, majd innen terjedne tovább északi, illetve déli

irányba, az Egyenlítőt átlépve pedig a déli félteke egy részét is beborítaná. A légkör teljes kitisztulása, mely akár több évet is igénybe vehet, elsősorban a csapadék útján történik.

e. A füst és por alkotta lepel megakadályozza a napsugaraknak a földfelszínre jutását. Ez több napig teljes éjszakai sötétséget, majd hetekig, sőt hónapokig tartó szürkületi félhomályt idézhet elő.

f. A felszínre érkező, Napból származó energia-bevétel csökkenése miatt a felszínhőmérséklet jelentős mértékben zuhanni kezd. Különösen a tavaszi és a nyári hónapokban kirobbanó nukleáris háború által előidézett hőmérsékletcsökkenés lenne olyan nagy mértékű, ami a nyári és téli középhőmérséklet különbségét is felülmúlná. Ezt a jelenséget nevezzük nukleáris télnek. Az átlaghőmérsékletnek a normális szintre történő visszaállása a légkör kitisztulásával párhuzamosan játszódna le, és több, mint egy évet venne igénybe.

g. Az alacsonyabb légköri rétegekben található korom nagy része és a por egy része a légkörbe kerülésük után viszonylag rövid idő alatt kiülepszik. A magasabb légköri rétegekből a kiülepedés illetve kitisztulás több hónapot, akár több évet is igénybe vehet. A kiülepedéskor felszínre kerülő szennyeződés nagy mennyiségű radioaktív anyagot is tartalmaz, újabb veszélyt jelentve elsősorban az északi félteke nagy népsűrűségű területeinek túlélőire.

h. A korom és por kiülepedése után a Föld felszínét nagy mennyiségű ultraibolya sugárzás éri el, a robbanások során keletkezett nitrogén-oxid vegyületek által tönkretett ózonpajzs védelmének hiányában.

i. A robbanások és tűzvészek során felszabadult hatalmas mennyiségű CO₂ és vízgőz csapadék által történő kiülepedése sokkal több időt vesz igénybe, mint a poré és koromé. Ennek következtében a nukleáris telet azonnali globális fölmelegedés követné, ami a túlélés esélyét tovább rontja.

Ha ez bekövetkezik, a nukleáris tél az élő szervezetekben is hatalmas pusztító hatást fejtene ki. A legpesszimistább becslések szerint a növényi és állati fajok nagy része eltűnne az északi féltekéről és súlyos sérüléseket szenvedne a bioszféra a déli féltekén is, továbbá kétséges magának az emberi fajnak a fennmaradása is. A legenyhébb előrejelzések szerint az egész északi félteke mérsékelt övében elpusztulna a teljes mezőgazdasági termés. Teljes gazdasági káosszal párosulva ez a túlélők millióinak éhezését jelentené.

A két szélsőséges nézet között a nukleáris háború biológiai hatásait illetően a legáltalánosabban elfogadott tudományos nézetek a következők.

a. Az északi féltekén nagy mértékben csökkenne a növényi (elsődleges) produkció, valamint az anyagcsere a por- és füstlepel által eredményezett alacsony hőmérséklet és fényszint miatt.

b. Az északi féltekén teljes termelés kieséssel lehet számolni, miközben a déli féltekén is katasztrofálisan gyenge termésátlagok várhatók a háború utáni első évben. A következő években is alacsonyabb termelékenység jellemzi a mezőgazdaságot. A fejlett, magas színvonalú agrárkultúra várhatóan mindenhol összeomlik, de az északi féltekén mindenképpen. Éveken át csak primitív földművelés és önellátó gazdálkodás valószínű.

c. Megszámlálhatatlan mennyiségű növényi és állati faj egyedszámának drasztikus csökkenése, illetve teljes kipusztulása várható. A háború az erdőállomány jelentős mértékű csökkenését vonja maga után, mely a regenerációra való gyengébb képesség miatt elsősorban a trópusi esőerdőket sújtja.

d. Az orvosi ellátás teljes megbénulása és elégtelensége következne be még abban az esetben is, ha feltételeznénk, hogy az orvosi infrastruktúra illetve személyzet semmilyen veszteséget nem szenvedne a háborúban. A járványos megbetegedések számának növekedése nemhogy kezelhetetlen, de ellenőrizhetetlen mértékű lenne.

e. Az éhhalál és a különböző járványok nagy valószínűséggel több emberéletet követelnének, mint maga a nukleáris háború.

5.8.4. A nukleáris robbanás közvetlen hatásai

A robbanás energiája a nagy tömegszámú, energetikailag instabil állapotú atommagok (U^{235} és Pu^{239}) energetikailag stabil, kisebb tömegű atommagokra láncreakcióban történő bomlásából származik.

Egy nukleáris töltet felrobbanásakor az energia 50 %-a lökéshullám, 35 %-a fény- és hőhullám, 15 %-a pedig különböző sugárzások (radioaktív neutron- és gammasugárzás, röntgensugárzás, továbbá elektromágneses sugárzás) formájában szabadul föl. A radioaktív sugárzásnak két formája van: közvetlenül a robbanásból, illetve a keletkező csapadék útján kiülepedő radioaktív szennyeződésekől származhat.

Az eddigi atombomba-robbantási kísérletek eredményeit egy szimulációs modellbe illesztve rekonstruálták, hogy egy 1 Mt hatóerejű nukleáris töltet milyen pusztítást végez egy városon, a felszín közelében történő robbanásakor. A szimulációs kísérletek eredményei magukba foglalják azokat az adatokat is, amelyekre a Hirosimára és Nagaszakira 1945 augusztusában ledobott atombombák hatásvizsgálataikor derült fény.

5.8.4.1. A robbanás keltette lökéshullám

A robbanáskor a detonáció központjából kiindulva egy sugárirányban egyre táguló tűzgömb jön létre, melynek több millió °C-os hőmérséklete a Nap belsejének hőmérsékletével vetekszik. A tágulás időtartama néhány másodperc, ami addig tart, míg a tűzgömb mintegy 2-3 km-es sugarú nem lesz. Fényessége még a 80 km-re álló megfigyelő számára is többszörösen felülmúlja a Nap déli fényességét. A robbanás által keltett lökéshullám a tűzgömb létrejöttével párhuzamosan fejt ki expanziót, amelynek sebessége elérheti a 800-1.000 km-t óránként, hatótávolsága pedig néhány tíz km-ig terjed. A folyamat addig tart, amíg a tűzgömb központi része a magas hőmérséklet miatt emelkedni nem kezd. Ekkor a robbanás környezetében 1-2 másodpercig tartó hirtelen szélcsend után ellentétes irányú, azaz a robbanás centruma felé mozgó légáramlat indul meg a központi rész forró levegőjének feláramlásából eredő szívóhatás miatt. A forró levegővel együtt feláramló por, hamu és egyéb égéstermékek radioaktív szennyezőanyagokban gazdagok. A folyamat addig tart, míg a feláramló anyagok hőmérséklete lecsökkenve és sűrűsége megnövekedve el nem éri a környezetének megfelelő hőmérséklet és sűrűség értékeit. Ekkor a feláramlott anyag horizontális irányban sugarasan szétterül, létrehozva az atomrobbanás jellegzetes gombafelhőjét. A gombafelhő "kalapja" körülbelül 8-12 km-es magasságban, azaz a troposzféra és a sztratoszféra határán alakul ki, jelentős mennyiségű szennyezőanyagot juttatva a magasabb légköri rétegekbe. Ez a tény a későbbi kitisztulási és kiülepedési paraméterek vizsgálatakor nagy jelentőséggel bír.

Mivel felszíni robbanásról van szó, a szennyezőanyag egy jelentős része az ilyen esetben a detonáció által okozott kráterből származik, melynek mélysége a 6 m-t, átmérője a 300 m-t is elérheti. Légkörben végrehajtott robbantás során kráter nem keletkezik, viszont a magassággal egyenes arányban nő pusztító ereje és hatótávolsága 2 km-es magasságig, majd innen a magassággal fölfelé haladva a bomba pusztító erejének a felszínre gyakorolt hatásfoka nagy mértékben csökkenni kezd.

A robbanás által keltett lökéshullám a centrumtól sugárirányban haladva a hang sebességével terjed. A kifejtett pusztítás természetesen a centrumban a legnagyobb és onnan távolodva fokozatosan csökkenő tendenciát mutat. 2 km-es sugarú területen minden megsemmisül, elpárolog a magas hőmérséklet miatt. A következő 3 km-es sávban tartózkodó teljes lakosság elpusztul. Itt a halál oka már nemcsak a hősugárzásból származó magas hőmérséklet, hanem a robbanás keltette lökéshullám a szervezetre olyan nyomást fejt ki, amit

a tüdő nem tud elviselni és 100 %-osan károsodik. Ebben az övezetben a vasbeton-szerkezetű épületek mintegy 90 %-ban károsodnak, azaz csak a vasbeton-állványzatok állnak ellen a robbanásnak. A következő 5 km-es sáv már a lakóövezetet jelenti a legtöbb amerikai és európai városban is. Itt a legtöbb lakóépület mintegy 70-100 %-os kárt szenvedne, és a lakosság körülbelül 50 %-a veszítené el azonnal életét. Hozzávetőleg 50 %-os anyagi kárt szenvedne a következő 4 km-es övezet, 30 %-os azonnali emberveszteséggel. Ez a tendencia a körülbelül 25 km-es határsávig folytatódna, ahol az emberveszteség minimális lenne, s a robbanás keltette lökéshullám csak az épületek ablakaiban tenne már csak kárt. A lökéshullám ugyan rövid ideig tartó, ám erős földrengéshullámokat is előidézne, amely a robbanás centrumától számított körülbelül 8 km-es körzetben jelentős károkat okozna a föld alatti kommunális szerelvényekben, gázvezetékben, továbbá a légvédelmi pincékben és metróalagutakban, ahová a polgári lakosság nagy része az esetleges légiriadó esetén fedezékbe húzódna.

5.8.4.2. A fény- és hőhullám

Sokkal gyorsabban, de kisebb területen és csekélyebb energiával pusztít a robbanás által gerjesztett fény- és hőhullám, ami fénysebességgel terjed. A robbanástól számított mintegy 10 másodpercen keresztül tartó jelenség a detonáció epicentrumának közvetlen 2 km-es körzetében semmisít meg mindent több millió °C-os hőmérsékletével. A halálesetek legnagyobb részét a robbanás 8-10 km-es körzetében közvetlenül a hőhullám okozza, illetve az általa okozott tüzek, melyek számát nagy mértékben emeli a földrengés során károsodott gázvezetékberobbanása is. 7 km-es körzetben a szabadban tartózkodó teljes lakosság harmadfokú égési sérüléseket, míg a következő 8 km-es övezetben is mindenki legalább elsőfokú égési sérüléseket szenvedne. A hőhullám által előidézett tüzek jelentősebb mértékben sújtanák az amerikai városokat, hiszen itt főként a fából épült lakóházak a legelterjedtebbek és a város beépített területének akár 60 %-át is adhatják. Az atomrobbanás pusztító erejének nagyságát jelentős mértékben nem befolyásolják az időjárási viszonyok, hiszen a téli és nyári középhőmérséklet, illetve egy orkánerejű széllelés és szélcsend közötti különbség elenyészőnek mondható a lökéshullám több száz km/h-s sebességéhez, valamint a hősugárzás több millió °C-os központi hőmérsékletéhez képest. Ez igaz is, ha csak az anyagi károkat vesszük számításba. Ám ha a lakosság soraiból követelt áldozatok számát tekintjük, a különbség akár százszoros lehet egy hideg téli éjszaka és egy nyári, hétvégi délutánon bekövetkező atomcsapás között, hiszen nem elhanyagolható szempont, hogy a lakosság mekkora hányada tartózkodik a szabadban a hősugárzástól és a lökéshullámtól védtelenül, illetve, hogy milyen ruhát visel. Ez utóbbi is a hősugárzás pusztító hatása miatt fontos. A téli viselet ugyanis jobban véd a nyári ruházattal szemben, ami teljes vastagságában beleég a bőrbe. Természetesen minél távolabb vagyunk a robbanás epicentrumától, ezek a szempontok annál jelentősebbek.

A hősugárzás formájában felszabaduló hőmennyiség olyan intenzív, hogy több km távolságban is képes meggyújtani az éghető anyagokat. A lángokba boruló terület nagysága függ a detonáció felszíntől számított magasságától, hatóerejétől, az időjárástól, valamint a célpont területén található anyagok minőségétől és mennyiségétől. Amint az 5.8.1. táblázatból kiderül, a légköri robbanás következtében - ahol a tűzgömb nagyobb területre kiterjedhet - a fölperzselt terület 3-4-szer nagyobb lehet, mint ugyanakkora hatóerejű felszíni robbanásnál.

Az erdős, füves területeken, valamint a mezőgazdasági termelés alá vont földeken pusztító tűzvészek nagysága jelentős mértékben függ az évszaktól és az időjárástól. Nyáron a lángokban álló térszíneken található anyagok mintegy 50 %-a a különösen jó égési tulajdonságokkal rendelkező anyagok csoportjába tartozik. Ebből kifolyólag az egyes célpontokhoz közel elterülő, valamilyen növényi vegetációt hordozó területeken a tűz gyorsan

képes elterjedni, főleg ha előzetesen száraz, vagy csapadékban szegény időszak volt. Télen azonban egységnyi terület kisebb mennyiségű szervesanyag-tartalma miatt ezek a tűzvészek ritkábbak, illetve a terjedési sebességük is kisebb.

5.8.1. táblázat
A hatóerő és a lángokban álló terület viszonya

hatóerő, Mt	felszín fölötti robbanás lángokban álló terület		felszíni robbanás	
	km ²	Mt/km ²	km ²	Mt/km ²
10	1400	140	950	95
1	315	315	205	205
0,1	49,5	495	28,5	285
0,01	6,25	625	3,3	330

5.8.4.3. A radioaktív- és elektromágneses sugárzás

Az elsődleges (azonnali) hatások közé tartozik még a közvetlen radioaktív, valamint az elektromágneses sugárzás. Az elektromágneses sugárzásnak élő szervezetre gyakorolt pusztító hatása nincsen, viszont időszakosan vagy akár véglegesen jelentős károkat tesz az elektronikai-informatikai rendszerekben. Számítások szerint egy a felszíntől 300 km magasságban, Kansas állam fölött felrobbantott atombomba az USA számítógépes rendszerének legnagyobb részét huzamosabb időre tönkretenné.

A radioaktív sugárzás elsődleges (azonnali) hatásai nehezen különíthetők el a másodlagos (rövidtávú) hatásaitól, melyek a robbanás közvetlen, néhány 10 km-es körzetében érezhetőek. Ez a másodlagos radioaktív sugárzás a gombafelhő hirtelen fölemelkedése miatt keletkező csapadékból származik, amely a radioaktív anyagokkal szennyezett por, hamu és korom egy részét juttatja vissza a felszínre. 1 Mt erejű robbanásnál a radioaktív sugárzás 30 km-es sugarú körben elérheti a halálos dózist, amely ember esetében 300 "rad". (1 "rad" az elnyelt gamma- és neutronsugárzás mennyiségének egysége. $1 \text{ rad} = 10^{-2} \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$.) A robbanás közvetlen közelében a halál azonnal beáll, míg távolabb a sugárbetegség lefolyása körülbelül egy hétig tart. 30-120 km-es körzetben a lakosság nagy része fertőződik, attól függően, hogy a robbanás idején hány százalékuk tartózkodott védtelen helyen. A következő 120-250 km-es körzet lakosainak már csak kis hányada fertőződik meg. Itt az áldozatok főként a kevésbé ellenálló idősebb korúak közül kerülnek ki. A 250 km-nél távolabbi területeken már csak hosszabb távon, statisztikailag lehet kimutatni a rákos megbetegedések számának növekedését.

200.000 és 500.000 tonna közötti mennyiségű az a por, amit egy 1 Mt robbanóerejű atombomba az atmoszférába juttat. A robbanás hatóerejétől függ, hogy a felszabadított szennyezőanyag a légkör melyik rétegébe jut föl. Egy 100 kt-nál nem nagyobb robbanás a troposzféra felső rétegébe juttatja a port felhajtóerejének nagyságánál fogva, ahol több hónapon keresztül, egyenletes rétegben eloszlata tartózkodik. Megatonnákban mérhető hatóerejű robbanások a port a sztratoszféra alsó rétegeibe, 10-15 km-es magasságba képesek szállítani, és onnan kitisztulásuk akár több évet is igénybe vehet. Az atombombákból származó radioaktív szennyezőanyagok főként kis és közepes felezési idejű elemeket tartalmaznak, tehát a legveszélyesebb sugárfertőzést a rövid idő alatt - néhány nap vagy hét alatt - bekövetkező, a troposzférából történő kiülepedés jelenti, hiszen ezen anyagok radioaktivitása még igen nagy. A hirtelen kiülepedés miatt ez a jelenség a bombázott célpontok közelében a legveszélyesebb. A hosszú távú kiülepedés során felszínre kerülő anyagok sokkal kisebb sugárzást produkálnak.

5.8.5. A nukleáris robbanás közvetett hatásai

5.8.5.1. A tűzvészek

A nukleáris tél veszélye nagyrészt a nukleáris csapások által kiváltott tüzek révén felszabaduló füstből ered. A légkörbe juttatott füst mennyisége négy tényezőtől függ: 1. a terület nagyságától, 2. a potenciálisan éghető anyag mennyiségétől, 3. a ténylegesen égő anyag arányától és 4. az égő anyag füst formájában felszabaduló arányától.

A legfontosabb az égő terület aránya, melyen a nukleáris tűzgömb előidézi a tüzet. A legfontosabbak e térszínek közül a városok, valamint az erdővel borított területek, melyek egységnyi területükön a legtöbb éghető anyagot tartalmazzák. Továbbá nagy jelentőséggel bírnak a gáz- és olajkutak, üzemanyagraktárak, a füves és mezőgazdasági termelésbe bevont területek.

Az 5.8.2. táblázat mutatja globális szinten a lángokban álló területek kiterjedését (a számításokban felhasznált összesített hatóerő 5.000 Mt). Eszerint körülbelül 340.000 km² városi és egyéb beépített terület, 440.000 km² füves és mezőgazdasági terület, valamint 335.000 km² erdős terület válna a lángok martalékává.

5.8.2. táblázat

A lángokban álló területek kiterjedése
(a számításokban felhasznált összesített hatóerő 5.000 Mt)

az égő terület típusa	az égő terület kiterjedése, 1.000 km ²			
	USA + volt Szu		Európa	összesen
	támaszpontok	egyéb		
nagyvárosi központok	-	110	153	301
városok és falvak	-	14	21	39
összesen	-	-	-	340
erdős területek	53	208	74	335
mezőgazdasági területek	158	208	74	440
egyéb	49	104	37	190

A tűz központja fölött lévő légtömeg fölmelegszik, térfogata megnő, sűrűsége lecsökken, így fölemelkedik. Helyébe pedig hidegebb levegő nyomul be. Ezáltal alakulnak át a tűzvészek tűzviharokká, melyben a jellegzetes szélirány centrálisan befelé, a legforróbb terület felé mutat. Ezek a légmozgások sokkal erősebbek, mint a természetes, átlagos szelek. A tűzviharok ily módon kialakult jellegzetes széliránya egyébként szélcsendes környezetben meggátolja a tűz továbbterjedését, viszont mindent fölperzsel. A tűz a tűzviharokból akkor terjed tovább, ha állandó irányú és nagy sebességű szél uralkodik a tűzvihar környezetében. Ha tűzvihar nem alakul ki, a továbbterjedésének valószínűsége sokkal nagyobb, viszont az éghető anyag kisebb hányadát emészti föl.

A tűzvészek nagyrészt függnek a robbanás okozta lökéshullámtól, mely képes elfojtani, de elősegíteni is terjedését. Továbbá városi területeken vagy azok közelében találhatóak az üzemanyag-ellátáshoz nélkülözhetetlen olajfinomítók, raktárak és a világ körülbelül 600.000 gáz- és olajkútja. Ezek égése akár több hónapig is eltarthat.

5.8.5.2. A por

Habár a füstnek van a háború kezdeti szakaszában fontosabb szerepe az éghajlatváltozásban, a nukleáris robbanások által a légkörbe juttatott por is nagy jelentőséggel bír. A számítások szerint egy 5.000 Mt-t felhasználó atomháborúban bevetett teljes robbanóerő 57 %-a a felszínközelen detonálódik, 0,7-1,7 milliárd tonna port továbbítva az atmoszférába. A legtöbb számítás szerint ez a mennyiség 1 milliárd tonna. Ennek a 3/4-ét az 500 kt-nál nagyobb hatóerejű robbanásokat követő felhajtóerő szállítja a magasba. Ez azt jelenti, hogy a por ezen mennyisége a sztratoszférába, mintegy 10-15 km-es magasságba kerül.

5.8.5.3. A füst

A jelenlegi kutatások szerint a nukleáris tél legfőbb okozója a tüzekből a légkör magasabb rétegeibe kerülő füst, ahol a szélrendszerek által egyenletes lepelt képezve meggátolják a napsugárzás felszínre jutását.

A füst alkotórészei a levegőben a látható mérettartományon kívülre esnek. Méretüket mikrométerben mérjük, de átmérőjük gyakran az 1 μm -t sem éri el. Fekete színük és kis frakciójuk miatt egyenletesen tudnak eloszlani, meggátolva a napfény felszínre jutását. A jelentősen nagyobb mérettartományba eső és világosabb színű porszemcsék, melyek vulkánokból illetve nukleáris robbanások hatására kerülnek a légkörbe, a leárnýékolás tekintetében körülbelül 1/10-annyira hatékonyak. Ezek a szennyeződések az északi félgömbön a 30-70° földrajzi szélességek között lennének a légkörben a legnagyobb sűrűségben és itt rekesztenék ki a napfényt a legnagyobb százalékban.

Átlagosan a Földön 1 m^2 -re 40.000 g éghető anyag jut. Ennek átlagosan 75 %-a ég el, de az elégett anyagnak mindössze 4 %-a szabadul föl füst formájában és ennek a mennyiségnek is csak 50 %-a kerül föl a magasabb légrétegekbe. Ha 250.000 km^2 -es égő városi területet számítunk az északi féltekén - ami valamivel kisebb a korábban becsültnél - az égő terület fölött a füstben lebegő anyagok "összepréselve" egységes, 0,6 mm vastag szilárd réteget alkotnának. Ha ezt eloszlatjuk az egész északi félteke fölött, a rétegvastagság 0,6 μm volna. Ez elegendő ahhoz, hogy a Föld felszínére érkező napsugárzás átlagos mennyiségét az eredeti 3 %-ára redukálja.

5.8.6. A nukleáris háború éghajlati következményei

Egy kiterjedt nukleáris háborúban a robbanások által keltett füst- és porfelhők az egész Föld körül egyenletesen el tudnak oszlani, meggátolva a napsugaraknak a felszínre történő érkezését. Ezzel ellentétes irányú folyamat, hogy a szétterülés során a szennyezőanyag sűrűsége csökken.

Tegyük fel, hogy a nukleáris háború a korábbiakban leírtaknak megfelelően 5.000 Mt összesített hatóerejű, továbbá, hogy egy napig tart az északi félteke közepes szélességein, tehát Európában, Ázsia északi részén és Észak-Amerikában. Az atomrobbanások port juttatnak a troposzférába és a sztratoszférába. A háború első óráiban lángokba borulnak a nagyvárosok, óriási tömegű füstöt juttatva a sztratoszférába. A tűz továbbterjedve lángokba borít erdőket és egyéb nem beépített területeket, melyek égésükkel a troposzférában felhalmozódó füstmennyiséget gyarapítják.

Az atomrobbanások, valamint a tüzek kiégése után a por- és füstfelhők kezdenek terjedni, eloszlani a légkörben. Először a célpontok körül tapasztalható az, amit nukleáris éjszakának lehet nevezni. A légmozgásokkal együtt ez a nagy tömegű szennyezőanyag 1-2 héten belül összefüggő övet alakít ki a Föld körül a közepes szélességek mentén, ahol a Föld lakosságának 2/5-e él, valamint a mezőgazdasági termelés nagy része található. Néhány nap alatt a nappali fényszint lecsökkenne a teliholdkor mérhető éjszakai megvilágítottsági szintre.

Ezt az elméleti állapotot a valóságban csak néhány tényező befolyásolná. Ezek közül az egyik magának a lepelnek az egyenetlen megoszlása, mely csak helyenként és csak csekély módon, időszakosan enyhítene a sötétségen. A másik jelentősebb, nevezetesen az, hogy a legelső időszakban (az első hét során) két, a Föld körül nyugati irányba terjedő és közben terjeszkedő füstlepel volna, két nagyobb kiterjedésű "lyukkal". A két lepel az "észak-amerikai" és az "európai", a két lyuk pedig az "atlanti" és a "pacifikus". Azonban a tüzekből történő folyamatos füst-utánpótlás és a terjeszkedés miatt ez a két lepel hamarosan összeforrna, egységes gyűrűt alkotva a közepes szélességek fölött.

A *TTAPS-jelentés* szerzői voltak az elsők, akik részletes tanulmányt készítettek a por és a füst légkörben kifejtett hatásairól. Köztük több planetológus található, akik a Mars porviharait tanulmányozták először. Megfigyelték, hogy az egyik féltekén kialakult porviharok hatására a bolygó szélviszonyai teljesen megváltoznak, átszállítva a port a másik féltekére is. Ők vetették föl először, hogy egy nukleáris háború hatására a Földön is hasonló jelenség játszódna le. Normális körülmények között az északi és déli félteke troposzférikus szélviszonyai nagyjából függetlenek egymástól a termikus Egyenlítő szeparációs tulajdonságai miatt. Ezért a vulkáni por transzportja az egyik féltekéről a másikra akár egy évet, vagy még több időt is igénybe vehet. A Krakatau vulkán 1883. évi kitöréséből származó anyagokat csak egy év múltán sikerült kimutatni a csapadékból Európában és Észak-Amerikában.

Egy nukleáris háború után azonban a légkörzés rendszere nagy mértékben megváltozna. Ennek két oka van: 1. a felszín jelentős mértékben lehülne a felszínre érkező napsugárzás csökkenése miatt (**5.8.1. ábra**) és 2. hőmérsékleti inverzió alakulna ki a légkörben, hiszen a por és a füst a Napból érkező energiának csak kis részét verné vissza, nagyobb hányadát elnyelné, s ezzel hőmérséklete emelkedne (**5.8.2a. és 5.8.2b. ábra**). Ez a légtömeg az Egyenlítőt átlépve a déli félteke nagy részét is beborítaná 1-2 hónap alatt.

A légkörben található vízgőzzel és CO₂-dal ellentétben a füst és a por meggátolja a napsugárzás felszínre történő érkezését, de az infravörös sugárzás nagy részét a világűr felé átengedi. Ez a jelenség volt megfigyelhető a nyugat-kanadai erdőtüzeknél is. Így a vastag füstfelhők meggátolnák a felszín napsugárzás általi további melegítését, viszont a hősugárzás legnagyobb részét akadálytalanul átengednék a világűr felé, elősegítve ezzel a légkörben tárolt hő elszökését, és a földfelszín lehülését. A füstlepel tehát meggátolná az üvegházhatás működését, és ellentétes irányú folyamatokat indítana be. Mivel ez a lepel a napsugárzásnak csupán egy részét verné vissza, nagyobbik részét elnyelné, magasabb lenne a hőmérséklete, mint a földfelszíné, hőmérsékleti inverziót hozva létre, amely hatalmas kiterjedése miatt eléggé stabil lenne. Ezek jelentős változásokat idéznének elő a légkör fizikai állapotjelzőiben, hőmérsékletében és mozgásfolyamataiban.

Normális esetben a Föld egy része felhőkkel borított, ami a napsugárzás bizonyos hányadát visszaveri a világűrbe. A sötét színű füst és korom a napsugárzásnak csak kis részét veri vissza, fölmelegítve ezzel önmagát, de ebből a földfelszínre csak minimális enyhítő hatást gyakorolna. Továbbá a tűzvészekből származó hő is elhanyagolható ahhoz képest, amit a napsugárzás kirekesztődése miatt a felszín elveszít.

A nyáron kitörő háború következtében a lehülés jelentősebb volna, mint a nyári és téli középhőmérséklet közötti különbség.

A jelenlegi szimulációs eredmények alapján ez a változás a mérsékelt övben elérné az átlagos téli és nyári középhőmérsékletek közötti különbséget, viszont a trópusi övben a lehülés sokkal nagyobb lenne, mint az ottani júliusi és januári középhőmérsékletek különbsége.

Az **5.8.1. ábra** mutatja be, hogy a nukleáris háború kitörése után mennyi idő elteltével milyen mértékben fog csökkenni a hőmérséklet. A görbéknél számításba vették az óceán hatását is. Az értékek az északi félgömbre vonatkoznak. A vastag görbe az 5.000 Mt összerejű

nukleáris háborúnak, mint alapesetnek a hatásait mutatja. Ebben az esetben a hőmérséklet átlagosan 16°C-ot zuhanna, de a 30-60° földrajzi szélességek között ez a csökkenés 26°C is lehet.

A történelmi idők legnagyobb vulkáni kitörései után a globális hőmérsékletcsökkenés nem érte el az 1°C-ot, mégis súlyos veszteségeket okozott a mezőgazdasági termelésben, ahogy azt 1750-1900 között többször föl is jegyezték. A legjelentősebb ilyen esemény 1816-ban történt, a *Tambora* tűzhányó 1815. évi kitörését követően. Ez az esztendő a "nyár nélküli év" elnevezéssel került be a történelemkönyvekbe. A hőmérséklet csökkenés mindössze 1°C-os volt átlagosan, de Kanada teljes gabonatermését tönkretette, történelme során először behozatalra kényszerítve az országot. A délebbi területeken is elpusztult a termés egy része. Ez a hőmérséklet csökkenés mindössze 1/20-ad része annak, amit egy nukleáris háború okozhat.

A legnagyobb vulkánkitörések elegendő port juttatnak a légkörbe, hogy a Föld éghajlatában jelentős változásokat produkáljanak. Az elmúlt száz év kitöréseinek átlagát számítva a hőmérsékletcsökkenés durván 0,5-1°C-os volt az erupciók utáni 1-3 éven keresztül. A déli féltekén történt kitörések hatásai az északi féltekén körülbelül egy év elteltével voltak észlelhetőek. A hatások mértéke, illetve időtartama a következő szempontoktól függ: 1. a por hosszú időn keresztül képes a sztratoszférában maradni, 2. a tengervíz lassabban hűl le a szárazföldnél, így a por kitisztulása után lassabb fölmelegedése miatt hűtőhatást fejt ki a szárazföldekre, megnyújtva ezzel a lehűlési időszak tartamát, 3. A megnövekedett, jéggel borított tengeri területeken a jég megakadályozza a légkör fölmelegítését a tengerek által, valamint 4. a megnövekedett, hóval borított területek magas albedójuk miatt visszaverik a napsugarakat, megakadályozva ezzel a fölmelegedést.

Ezek a folyamatok pozitív visszacsatolásként egymást erősítve hatnak egymásra. Ha ezeket a hatásokat is figyelembe vesszük, akkor a nukleáris tél több évig is eltarthat.

Az óceánok nagy hőkapacitásuk miatt mérséklő hatást fejtenek ki az éghajlatra, ezért a tengerparti területeken ez a hőmérsékletcsökkenés kevésbé drasztikus, mint a nagyobb kontinentalitási index-szel jellemezhetőkön. E hőmérsékletkülönbség hatására a tengerparti és a kontinens belsejében lévő területek között pusztító viharok alakulhatnak ki, főleg nyáron kitörő háború esetén, amikor a hőmérséklet csökkenése jelentősebb, viszont nagyobb mértékben hat az óceáni víztömeg hőkibocsátó képessége is.

Számítógépes modell segítségével kiszámították, hogy az északi félteke közepes szélességein a különböző területeken milyen mértékű a hőmérséklet csökkenése (**5.8.3. ábra**). Ezek a számítások nem veszik figyelembe az óceán módosító hatását. Az alacsony hőmérséklet hatására befagyó tengervizek és a szárazföldi nagy havazások tovább nyújtják a nukleáris tél időtartamát, stabilizálva a hőmérsékleti inverziót.

A háború első napjaiban már érezhetőek hirtelen változások az időjárásban. Ez leginkább a trópusi és szubtrópusi területeket viselné meg, hiszen ezek nincsenek hozzászokva ekkora hőingáshoz.

Ezek az éghajlati változások komoly következményekkel járnak az emberi faj túlélésére, valamint az ehhez nélkülözhetetlen mezőgazdasági termelés szempontjából.

5.8.7. A nukleáris háború hatása az élővilágra

A becslések szerint egy 10.000 Mt-ás összhatóerejű nukleáris háború nyomán a napszaktól függetlenül csaknem teljes sötétség borulna az érintett területre, s a hőmérséklet körülbelül -40°C-ra süllyedne. A számítások szerint bő egy év is beletelne, mire az eredeti fény- és hőmérsékleti viszonyok helyreállnának. Az ultraibolya sugárzás szintje azonban még évekig veszélyesen magas lenne, mivel az atomrobbantáskor keletkező nitrogén-oxidok erősen lebontanák a sztratoszféra ózonrétegét.

Ha figyelembe vesszük, hogy a mérsékelt övben a növények nagy része ősszel vagy télen elpusztul vagy szünetelteti életfunkcióit, ebből adódik, hogy ezekben az évszakokban kevesebb kárt tenne bennük egy atomrobbanást követő lehűlés, mint tavasszal vagy nyáron.

A fényviszonyok tartós romlása szintén hátrányosan hat a növényekre. Ilyenkor visszaszorul egyik legfontosabb életfolyamatuk, a fotoszintézis. Minthogy egy atomháborúban a légkörbe jutó hatalmas mennyiségű por és korom miatt napokon, esetleg heteken át csaknem éjszakai sötétség borulna a tájra, számos növényfaj elpusztulna, mások épp hogy csak vegetálnának.

Ha az ember testét 48 óra alatt 350-500 "rad" ionizáló (gamma- és neutron-) sugárzás éri, az rendszerint halált okoz. (1 "rad"-nak nevezzük az elnyelt ionizáló gamma- és neutronsugárzás mennyiségének egységét. $1 \text{ rad} = 10^{-2} \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$.) A növények pusztulásához azonban legalább 1.000 rad sugárzásra van szükség. Egy 5.000 Mt-ás összhatóerejű atomháború esetén a becslések szerint $5 \cdot 10^6 \text{ km}^2$ -nyi - fél Európának megfelelő - területen haladná meg a radioaktív sugárzás az 1.000 rad-ot. Emiatt az északi félteke területének mintegy 2,5 %-át borító fenyvesek java része fölperzselődne.

Nukleáris háború esetén mindemellett a lökéshullám és a magas hőmérséklet is pusztítja a növényzetet.

Az ultraibolya sugárzás magas szintje ugyancsak károsítja az élővilágot. Elsősorban a levelek fotoszintézisét mérsékli, de gyengíti az ember és az állatok védekező rendszerét, következésképp fokozza a fertőző betegségekre való fogékonyságukat. A szem szaruhártyájának károsodása pedig szürkehályogot, súlyos esetben vakságot okoz.

A gyenge fény, az erős radioaktív és ultraibolya sugárzás, a füst és por, továbbá az igen ellenálló kártevők ténykedése, valamint az ipari háttér pusztulását követő technikai, technológiai visszaesés miatt drámai módon csökkennének a terméshozamok.

A túlélő termesztett növényekben és állatállományban valószínűleg számos örökletes változás is bekövetkezne. Közülük némelyek örökítő anyaga bizonyára leromlana, s ily módon a hozamok hosszú távon is csökkennének. Hasonlóképp megfordíthatatlan változás lenne - a tűzvészt követően, a szél és víz romboló munkája nyomán - a termőtalaj lepusztulása. Másrészt bizonyos növény- és állatfajok teljesen kipusztulnának, ami megbontaná az ökoszisztéma egyensúlyát. Ezt az is előmozdítaná, hogy a magasabb rendű növényzet elpusztulásával, vagy súlyos károsodásával a talajból kevesebb víz párologna el, következésképp megbomlana a víz körforgásának többé-kevésbé szabályos ciklusa is.

Az említett környezeti változások többségét rövid idejűnek vélik. A növény- és állatvilág java része előbb-utóbb kiheverné az atomháborút, s újra benépesítené a területet. Bizonyos változások azonban hosszú ideig éreztetnék a hatásukat, esetleg oly módon is, hogy az ökoszisztéma megújulását hosszabb ideig hátráltatnák.

Az atomháború azonban nemcsak ott károsítaná az élővilágot, ahol a nukleáris robbanások bekövetkeznek, hanem a troposféra és a sztratosféra révén a távoli földrészen is nemkívánatos változásokat hozna létre. Ha pedig fölteszük, hogy a nukleáris háborúban a trópusi vidékek is részt vennének, az emberiségnek még nagyobb kártétellel kellene szembenéznie. A trópusi erdőségek és egyéb növények ugyanis a mérsékelt égövi növényzetnél sokkal érzékenyebbek a fény megcsappanására és a hőmérséklet nagymértvű csökkenésére.

5.8.8. A légkör kitisztulása

A por- és a füstszemcsék légkörből történő kiülepedése néhány másodperctől több évig tarthat. Ez az idő döntően attól függ, hogy a szemcse a légkör milyen magasságú rétegébe került be.

Esős vagy havas idő után sokkal élesebben látszik a horizont, mint általában - főleg a városok környékén. Ezt a légkör természetes öntisztító folyamata eredményezi. A port, a füstöt és egyéb szennyezőanyagot az esőcseppek és hópelyhek felületükön abszorbeálva, illetve kondenzációs magként használva mossák ki a légkörből.

Felszíni nukleáris robbanás vagy hatalmas tűzvészek után már néhány perc elteltével a heves feláramlás miatt megindul a csapadékképződési folyamat, visszajuttatva a felszabadult por és füst egy részét a felszínre. A csapadékképződéskor az a vízgőz kondenzálódik, amit a robbanás illetve a tüzek juttatnak a szennyezőanyagokkal együtt a légkörbe. Ezt a jelenséget a csapadék nagyarányú szennyezettsége miatt "fekete esőnek" nevezik. Ilyen eső hullott Hirosimára és Nagaszakira, valamint a csendes-óceáni atomkísérletek területére.

A felszíni detonáció különféle szemcseméretű anyagokat juttat a levegőbe. Ezek közül azok, melyek saját súlyuknál fogva néhány másodpercen vagy percen belül visszahullanak a felszínre, okozzák a már korábban említett rövidtávú, intenzív radioaktív sugárzást, mely az élő szervezetekben a legnagyobb kárt idézi elő. Viszont a por és a füst legnagyobb része a mikrométeres mérettartományba esik, tehát kiülepedése sokkal hosszabb időt vesz igénybe.

A kisebb intenzitású tüzek, illetve a 0,5 Mt-nál kisebb hatóerejű atomrobbanások a füst teljes mennyiségét és a por legnagyobb hányadát csak a troposzféra felső rétegéig tudják feljuttatni, ahol a csapadékképződési folyamatok még nagy szerepet játszanak, és a keveredés is sokkal intenzívebb az alsó rétegekkel. A felső troposzférából a kimosódás néhány hónapot, míg az alsóbb rétegekből csak napokat vagy heteket venne igénybe.

Valószínű azonban, hogy a felső troposzférában található por- és füst-réteg fölmelegedése hőmérsékleti inverziót hozhat létre a légkörben, ami a turbulens mozgásokat mind vertikális, mind horizontális irányban jelentős mértékben csökkenti. Így a "*poszt nukleáris troposzféra*" sokkal vékonyabbá válna azáltal, hogy a tropopauza közelebb kerülne a felszínhez, ezzel a "*poszt nukleáris sztratoszféra*" alsó szintjének magasságát is lecsökkentve. Ebben az esetben a sztratoszféra füst- és portartalma jelentősen megemelkedne. Ezek a tényezők egy kisebb méretű nukleáris háború következményeit is jelentős mértékben fölerősíthetik, amelyek elsősorban abban nyilvánulnának meg, hogy a nukleáris tél sokkal hosszabb ideig - akár 1-1,5 évig is - tartana. Az intenzívebb tüzek és a nagyobb hatóerejű atomrobbanások a por teljes mennyiségét és a füst legnagyobb részét a sztratoszférába továbbítanák (főként ha az alacsonyabban kezdődő "*poszt nukleáris sztratoszféra*"-ra gondolunk), ahol a teljes kitisztulás több évet venne igénybe.

Amint a légkör kitisztul, a napsugárzás felszínre érkező mennyisége fokozatosan növekszik. Ez az éghajlat lassú, de egyáltalán nem határozott, normális szintre történő visszaállását vonja maga után. A kiülepedés szempontjából különbség mutatkozik a kisebb és a nagyobb hatóerejű atomrobbanások között, ha a radioaktív szennyeződést figyeljük. A korai, azonnali kiülepedés ebből a szempontból sokkal veszélyesebb, hiszen a szennyezőanyag radioaktivitása még egyáltalán nem csökkent a rövid idő miatt, szemben a hosszabb távú kitisztulással, melynél sokkal gyengébb és nagyobb területre eloszló radioaktivitással kell számolni. Ezért ebből a szempontból a kisebb hatótávolságú nukleáris fegyverek sokkal veszélyesebbek az egyébként sokkal pusztítóbb nagy hatóerejű robbanófejeknél.

A kiülepedésnél szóba jön még egy kérdés - mi történik a kitisztulás után? Valószínűleg a folyamat teljes befejeződése után az éghajlat még sokáig nem fog visszaállni tartósan az eredeti állapotába, hiszen a kitisztulás utáni légkört két tényező is fenyegeti:

a. A robbanáskor keletkező nitrogén-oxidok jelentős károkat okoznak a földi életet védő ózonrétegben, ami azt eredményezi, hogy az eredeti szintre visszaálló napsugárzás sokkal jelentősebb mennyiségű ultraibolya sugárzást fog a felszínre juttatni.

b. A robbanásokkal és a tüzekkel a légkörbe kerülő üvegházgázok - a vízgőz és a CO₂ - a nukleáris tél után a mai átlaghőmérsékletéhez viszonyítva 1,5-4°C-os hőmérsékletemelkedést fognak eredményezni.

5.8.9. A poszt nukleáris légkör

A támadások kezdete után a hőmérséklet egyenletesen elkezd csökkenni a szétterjedő por- és füstlepel alatt. A lepel az USA egész területét, Európát és Észak-Ázsiát teljesen befedné. Ezt a kiterjedését nem egészen egy hét alatt érné el. A következő hetekben a füst- és porfelhő északi és déli irányba terjedne tovább. Déli irányban, elérve a szubtrópusi és trópusi területeket, áttérjedne a déli félteke trópusi, szubtrópusi régióira is, 3-10°C-kal csökkentve azok tengerparttól távolabbi területeinek a hőmérsékletét. Ez az érték a januári és a júliusi középhőmérséklet különbségét jóval meghaladja. A tengerparti sávon, valamint a por- és füstlepel szélein a nagy hőmérsékletkülönbség pusztító viharokat eredményezne.

A júliusban kitörő háborúban a hőmérséklet két hét alatt elérné az északi félteke átlagos januári középhőmérsékletét - a mediterrán partvidéken, Észak-USA-ban, Japánban és Kínában megfelelné a januári középhőmérsékletnek. Ennél délebbre jelentősebb lenne a hőmérséklet-csökkenés, ennél északabbra viszont nem zuhanna le a januári átlagig.

A déli félteke kontinensei - Dél-Afrika, Dél-Amerika és Ausztrália - éghajlatában néhány hónap múlva érződne meg a napsugárzás csökkenéséből származó 1°C-os átlagos hőmérséklet csökkenés, ami körülbelül 1 évig tartana. Ez az érték azonban csak akkor érvényes, ha a déli féltekén semmilyen nukleáris katonai akcióval nem számolunk.

5.8.10. A becslések megbízhatósága

A modellkísérletek eredményei annyira ijesztőek voltak, hogy azokat több oldalról ellenőrizték, továbbá értékelték a melléktényezőket, mint pl. az óceánok kiegyenlítő hatását. Véggövetkeztetésként az ellenőrző vizsgálatok is nagyarányú lehűlést jeleztek.

Ezen elemzések rámutattak arra is, hogy a szárazföld és az óceán között hirtelen létrejövő hőmérsékleti különbségek olyan óriási szélrendszereket indítanak be, amelyek jelentősen fokozzák a szennyeződések és a füst átkeveredését, terjedését. A tengerparton ugyan csökkenne az "atomtél" hidege, ott azonban a súlyos viharok okoznának majd gondot. A kiegyenlítő hatás ellenére a szárazföldek belsejében a lehűlés - e vizsgálatok szerint - alig lenne kisebb, mint a *TTAPS-jelentés*ben közölt értékek.

Még sok a tisztázatlan mozzanat, mint pl. a hatások áttérjedése a déli félgömbre, a robbantási módok iránti érzékenység, a hosszú távú következmények, stb. Az azonban már ma tökéletesen bizonyított, hogy az elsőrendű, közvetlen hatások is lényegesen megzavarják Földünk időjárását. Nem várható ugyan tartós jégkorszak - sőt néhány évvel később a "kilengés" ellenhatásaként globális fölmelegedésre kellene számítani - de magának az atomtélnak a következményei beláthatatlanok.

5.8.11. A regenerálódás esélyei

Az emberiség birtokában lévő nukleáris fegyverek mennyisége tehát súlyos kockázatot jelent saját fajunkra és velünk együtt az egész bioszférára nézve.

Azonban a legborúlátóbb elképzelések szerint sem fog az emberiség teljesen kipusztulni. Annyi viszont bizonyos, hogy a megmaradt élővilág is csak évszázadok múlva képes regenerálódni, nem beszélve arról a szintről, amit a bioszféra sokfélesége ma képvisel. Ennek a formagazdagságnak az újra történő eléréséhez szükséges idő ma egyelőre megbecsülhetetlen.

9. Múltbéli éghajlatváltozások

Fölmerül a kérdés, hogyan alakult a Föld klímája a múltban, s az éghajlat múltbéli változásait milyen tényezők generálták? A kérdés elemzéséhez ismernünk kell a földtörténet időskáláit és beosztását.

9.1. A földtörténeti korszakok

A különböző szerzők földtörténeti kormeghatározásai kisebb-nagyobb mértékben eltérnek egymástól, ezért itt némi bizonytalansággal kell számolnunk. A földtörténeti időskálákat időtartamuk szerint felosztják: eonokra (100-1000 millió évek), korokra (10-100 millió évek), periódusokra (1-10 millió évek) és epochokra (millió évek). Az utóbbiak megkülönböztetésére főleg a legutolsó 60-70 millió év történetének részletesebb megismerése adott lehetőséget. A földtörténeti korszakokat a 9.1. táblázat ismerteti.

9.1. táblázat
Földtörténeti korszakok

Eon	Kor	Periódus	Epoch	Évmillió B. P.
	cenozoikum (neozoikum)	negyedkor	(holocén)	0- 2
		neogén	pleisztocén	2- 10
			pliocén	10- 25
			miocén	
		harmadkor		25- 40
		paleogén	oligocén	40- 60
			eocén	60- 70
			paleocén	
fanerozoikum	mezozoikum	kréta		70-130
		jura		130-180
		triász		180-230
	paleozoikum	perm		230-270
		karbon		270-350
		devon		350-400
		szilur		400-440
		ordovicium		440-500
		kambrium		500-570
proterozoikum				570-2600
archaikum				2600-4500?

9.2. A légkör kémiai összetételének szerepe a globális hőmérséklet múltbéli alakulásában

Az egész Földre kiterjedő, globális változások a "lassú" időkategóriába tartoznak. A lassú éghajlatváltozások okai közül elsőként a légkör kémiai összetételének megváltozását emeljük ki. A *prekambrium* éghajlatával a további fejezetekben foglalkozunk, most csak a *fanerozoikum* 570 millió éves időszakára korlátozzuk vizsgálatunkat. Ezen időszak során a légköri CO₂ átlagos mennyisége 10¹⁶ kg-ra tehető, azaz a jelenlegi 5,5-szerese. Ez a légkör össztömegének 1,9 ezreléke, vagyis 1900 ppm. (Emlékeztetőül: jelenleg 350 ppm a légkör

CO₂ koncentrációja. A fanerozoikum alatt a CO₂ legkisebb és legnagyobb mennyisége között 1:12,8 az arány.

A *fanerozoikum*ban a CO₂ koncentrációjának hat maximuma fordult elő: 1. a *korai ordovicium*ban (470 millió éve), 2. a *kései devon*ban kezdődött és a *korai karbon*ban érte el a csúcát (360-340) millió éve), 3. a *karbon* és *perm* határán (270 millió éve), 4. a *triász*ban (220 millió éve), 5. a *kései jurában* (145 millió éve), 6. a *kései krétában* (90 millió éve). A légköri szén-dioxid mennyisége (10¹⁵ kg-ban kifejezve), valamint a globális átlaghőmérsékletnek a jelenlegitől való eltérései a fanerozoikum során a 8.2.2. ábrán láthatók. Meglehetősen jó párhuzam figyelhető meg a légköri CO₂ és a globális középhőmérséklet változásai között. A légköri CO₂ maximumai egybeesnek a vulkáni tevékenység erősödéseinek s így a vulkáni kőzetek felhalmozódásának időszakaival.

A légköri CO₂-koncentráció a kései krétától kezdve folyamatosan csökkent egészen a legújabb korig, a *holocénig*. Ez összhangban áll a vulkáni tevékenység gyengülésével az utolsó mintegy 100 millió év során. A CO₂-koncentráció változásai jelentős hatást gyakoroltak a hőmérsékletre. A felsorolt hat maximum idején a globális középhőmérséklet 8-10°C-kal volt magasabb a jelenleginél. A legmelegebb korszak a korai karbon volt.

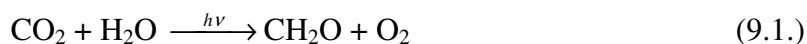
Ekkor a globális középhőmérséklet mintegy 11°C-kal volt magasabb, mint napjainkban. A földtörténeti újkor, a *cenozoikum* (*neozoikum*) alatt fokozatosan csökkent a szén-dioxid koncentráció és a globális hőmérséklet. A pleisztocén jégkorszak feltételei tehát kezdtek kialakulni.

Elméleti számítások szerint a szén-dioxid duplázódása esetén a léghőmérséklet 2-3°C-kal emelkedhet. Ezek a számítások egyrészt egyszerűsített éghajlati modellek, másrészt az általános légkörzés különböző modelljei segítségével történtek. A legkisebb számított érték 2, a legnagyobb 4,4°C.

A szén-dioxid a szén különböző földi tározóiban halmozódik föl, illetve ezekből kerül a légkörbe. A legnagyobb szénkészlet az üledékes rétegekben található (10²⁰ kg). Csaknem 1,3·10¹⁷ kg CO₂ (3,5·10¹⁶ kg szén-ekvivalens) van oldott állapotban a tengerekben és más vizekben. A biomasszában 1,8·10¹⁴ kg szén van jelen. A talajban lévő szerves szén tömege kb. 2·10¹⁵ kg. A légköri szén-dioxid széntartalma 5·10¹⁴ kg. A szénkészletek nagyságrendjét és a szén földi körforgását vázlatosan a 9.1. ábra (8.2.1. ábra.) szemlélteti.

A mérések szerint a CO₂-koncentráció a légkörben valamivel nagyobb az Egyenlítőnél, mint a magasabb szélességeken, mivel a meleg trópusi tengerek kevesebb CO₂-t oldanak föl a hideg sarki tengerekhez képest. A légkörből elnyelt CO₂ a sarki tengerekből a mélytengeri áramlásokkal kerül a trópusi tengerekbe.

A növények a fotoszintézis során a szén-dioxidból és vízből szénhidrátot és oxigént állítanak elő:



A szárazföldi növények a szén-dioxidot főleg a légkörből, kisebb részben a talajból veszik. A vízi növények a hidroszférában oldott CO₂-t használják föl. Kiszámítható, hogy a légkör a növények fotoszintézise révén évente 1,8·10¹⁴ kg CO₂-t veszít, ez megfelel a CO₂ 10 éves légköri tartózkodási idejének.

Jóval nagyobb az a légköri és hidroszférikus CO₂-veszteség, amely a karbonátképződéssel kapcsolatos. Karbonátok leginkább a sekély, meleg vizekben rakódnak le, ahová az erózió szállítja őket a szárazföldről. Ezek mészkő, kréta, dolomit és egyéb kőzet formájában halmozódnak föl.

A tektonikus mozgások során egyes lemezek a mélybe süllyednek (szubdukció), magukkal sodorva a karbonátos kőzeteket. A Föld mélyebb rétegeiben a magas hőmérsékleten a kőzetekből felszabadul a CO₂, amely idővel a vulkánkitörések révén visszakerül a légkörbe (9.2. ábra 8.2.2. ábra).

A vízgőz mellett a szén-dioxid a legjelentősebb üvegházhatású gáz a légkörben, mivel a rövidhullámú napsugarakat átengedi, viszont a földfelszín hosszuhullámú sugárzását jórészt elnyeli. A légkör nélküli Föld egyensúlyi hőmérsékletét a következő egyszerű megközelítés alapján számíthatjuk ki. A földkorongra érkező napsugárzás:

$$E_r = \pi \cdot R^2 \cdot I_0 \cdot (1-a) , \quad (9.2.)$$

ahol R a földsugár, I_0 a napállandó ($1370 \pm 15 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$), a pedig a Föld globális albedója. A (9.2.) formula egyúttal a Föld rövidhullámú sugárzási egyenlege. A földfelszín hosszuhullámú kisugárzása:

$$E_f = \pi \cdot 4R^2 T^4 \sigma , \quad (9.3.)$$

ahol $\sigma = 5,67 \cdot 10^{-8} \text{ (W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{K}^{-4})$ a Stefan-Boltzmann-féle állandó, T pedig a földfelszín globális átlaghőmérséklete.

Sugárzási egyensúly esetén (légkör nélküli Földet tekintve)

$$E_r = E_f , \quad (9.4.)$$

innen

$$\pi \cdot R^2 \cdot I_0 \cdot (1-a) = \pi \cdot 4 \cdot R^2 \cdot \sigma \cdot T_e^4 . \quad (9.5.)$$

Egyszerűsítés után

$$I_0 \cdot (1-a) = 4 \cdot \sigma \cdot T_e^4 . \quad (9.6.)$$

Innen az egyensúlyi hőmérséklet:

$$T_e = \sqrt[4]{\frac{I_0 \cdot (1-a)}{4 \cdot \sigma}} \quad (9.7.)$$

Jelenleg $a = 0.3$, $I_0 = 1370 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$, így (9.7)-ből kapjuk, hogy a Föld egyensúlyi hőmérséklete $T_e = 255 \text{ K} = -18^\circ\text{C}$.

A tényleges felszíni átlaghőmérséklet 288 K , azaz $+15^\circ\text{C}$, tehát az üvegházgázok 33°C -os melegedést okoznak a Földön. (Megjegyzés: Számításunk megbízhatóságát a Holdra vonatkoztatva ellenőrizhetjük. A Hold albedója $0,07$, a Naptól való távolsága ciklikusan változik ugyan, de középértéke alig tér el a közepes Nap-Föld távolságtól. Föltételezhetjük, hogy a napállandó a Holdon is $1370 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$. Ekkor (9.7.) alapján a Hold egyensúlyi hőmérsékletére 273 K -t, azaz megközelítően 0°C -ot kapunk. A Hold átlagos felszíni hőmérséklete valóban közelítően 0°C (éjszaka $-100, -120^\circ\text{C}$, nappal $+100, +120^\circ\text{C}$).

A földtörténet korai szakaszában, a másodlagos légkör kialakulásakor a vízgőz és a szén-dioxid volt a légkör két fő alkotórésze. Mindkettőnek elnyelési sávja van a hosszuhullámú tartományban, azaz üvegházhatású gáz. Ennek a körülménynek fontos szerepe volt a

Föld fölmelegedésében, amely különben az ún. "*fehér Föld*" éghajlati állapotba került volna. Ha ugyanis a víz hó és jég formájában halmozódott volna fel a földfelszínen, akkor a Föld albedója az Antarktiszéhoz hasonlóan 0,6-0,7 lehetett volna. A napállandót változatlanul $1370 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ -nek véve és 0,65 albedóval számolva a (9.7.)-ből kapjuk:

$$T_e = 214 \text{ K} = -58.6^\circ\text{C} . \quad (9.8.)$$

A globális egyensúlyi hőmérséklet mélyen fagyponthoz alá süllyedése, a hó- és jégtakaró miatt kialakuló nagy albedó egy stabil, mélyen "aláhűtött" éghajlatot alakíthatna ki, ezt nevezik "*fehér Föld*" éghajlatnak.

Mint később látni fogjuk, a Nap fényessége 3-4 milliárd évvel ezelőtt jelentősen kisebb volt a mostaninál. Így a napállandó, valamint a nagyobb albedó még inkább kedvezett a Föld lehűlésének. Hogy ez mégsem következett be, az nagyrészt a légkör üvegházgázainak köszönhető. (Megjegyzés: A Vénusz albedója 0,7, a napállandó a Vénuszon $2628 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$, a (9.7.) alapján az egyensúlyi hőmérséklete: $T_m = 243 \text{ K}$, azaz -30°C . A tényleges felszíni hőmérséklete kb. 700 K , azaz $+427^\circ\text{C}$. Tehát megközelítőleg 460°C -kal melegebb az egyensúlyi hőmérsékletnél. Ez a sűrű és jórészt szén-dioxidból álló légkörének köszönhető.)

8.3. Vulkáni aktivitás

Amikor a Föld nagyon fiatal volt, első légköre valószínűleg hidrogénből állt. A hőmérséklet azonban olyan magas volt, hogy a hidrogén hamarosan elillant a világűrbe, s bolygónk egy időre légkör nélkülivé vált. Jóval később, a vulkáni tevékenységnek köszönhető Földünk az új légkörét, mely elképzelhetetlenül hatalmas vulkáni kitörésekből származó gázokból és gőzökből képződött.

Ez az új atmoszféra valószínűleg mérgező gázkeverék lehetett volna számunkra - túlnyomórészt szén-dioxidból állt, s kevés volt benne az oxigén. Azonban fokozatosan - ahogy a növények elterjedtek a szárazulatokon, egyre több széndioxidot nyeltek el, illetve egyre több oxigént bocsátottak ki - a légkör összetétele átalakult, s az élet fenntartójává vált, mint amilyen ma is.

A vulkáni tevékenység mára már lehanyatlott. Persze manapság is vannak időről időre vulkánkitörések, de ezek már nem gyakorolnak jelentős hatást a földfejlődésre, s lényeges, hosszabb tartamú (esetleg több évtizedre kiterjedő) éghajlatváltozást sem idéznek elő.

Tudomásunk szerint a közelmúlt legnagyobb vulkánkitörései az Indonézia-szigetvilágban voltak, melyekről feljegyzések is rendelkezésre állnak. A *Tambora* 1815-ben tört ki, s becslések szerint kb. 80 km^3 törmelék- és poranyagot juttatott a légkörbe. A Krakatau 1883. évi kitörése az előzőhöz képest csupán ötödakkora intenzitású volt, de mivel a jelenség lefolyásáról részletes feljegyzések állnak rendelkezésre, az azokról történő becslések alapján megállapítható, hogy a kitörés intenzitása 100.000 hirosimai atombomba robbanásának intenzitásával volt egyenértékű. Robbanásai még 5.800 km távolságból is hallatszottak, s az őket követő szökőár még a Krakatau-tól 18.000 km-re lévő La Manche - csatornában is kimutatható volt. A légkörbe kerülő hatalmas mennyiségű finom vulkáni por többször megkerülte, s beborította a Földet. Londonban a kitörést követően több éven át gyönyörű szép bíborvörös naplementék voltak megfigyelhetők, a globális felszíni középhőmérséklet pedig több éven át érzékelhetően csökkent.

A *Tambora*, illetve a *Krakatau* vulkánkitörései során a felszínre került anyagok mennyiségét jól jellemzi az az összehasonlítás, miszerint ha a kibocsátott anyagokat egyenletesen eltergetnénk Párizs területén, azok vastagsága a *Krakatau* esetében 200 métert, míg a *Tambora* esetében 1.800 métert érne el.

Az elmúlt évtizedek legjelentősebb vulkánkitörései a *St. Helens*-nek (1980, USA), s különösen az *El Chicon*-nak (1982., Mexikó), valamint a *Mt. Pinatubo*-nak (1991, Fülöp-szigetek) tulajdoníthatók. Az *El Chicon* hatalmas vulkáni felhője, miután följutott a sztratoszférába, nyugat felé haladt, s egy hónapon belül megkerülte a Földet, a trópusi sztratoszférában 4-6 °C-os hőmérsékletcsökkenést okozva.

Azok a vulkánkitörések, melyek valószínűleg tartósan módosítják az éghajlatot, nagy mennyiségű kénes gázokat juttatnak a sztratoszférába. Az *El Chicon* 1982. évi kitörése több kénes gázt juttatott a sztratoszférába, mint századunk során az összes vulkán működése. A *Mt. Pinatubo* 1991. évi kitörései viszont e tekintetben még az *El Chicon*-t is megelőzik. A sztratoszférába került kénes gázok napsugárzás hatására reakcióba lépnek a vízgőzzel, s kénessavcseppecskék keletkeznek ($\text{H}_2\text{O} + \text{SO}_2 = \text{H}_2\text{SO}_3$), melyek nagy mennyiségben fülhalmozódva sűrű ködfátyolt képeznek, ami évekig a sztratoszférában maradhat. A ködfátyol elnyeli a beérkező napsugárzási energia bizonyos hullámhossztartományát, s csekély mennyiséget visszaver a világűrbe. E folyamat fokozza a sztratoszféra alsó régióiban megfigyelhető hőmérsékletemelkedést, aminek legfőbb oka a sztratoszférára jellemző magasabb ózonkoncentráció. Ugyanis az ózonmolekulák által elnyelt ultraibolya fotonok energiájának egy része hővé alakul. Ez a hő melegíti a sztratoszférát.

A vulkáni működés egyéb hatásai, mint pl. egyrészt a napsugárzásnak, másrészt a földfelszíni hosszúhullámú visszasugárzásnak a levegőbe kerülő finom vulkanikus anyagok általi elnyelése szintén fontos tényezők. Hatásuk azonban ellentétes. Míg előző hőmérsékletcsökkenéssel jár, utóbbi fokozza az üvegházhatást, s ily módon melegedést okoz. E két tényező hatásának egymáshoz viszonyított aránya még nem tisztázott. Fontos megjegyeznünk, hogy a finom vulkanikus eredetű por és hamu csak akkor tud előidézni hosszabb tartamú (legalább néhány éves) éghajlatváltozást, ha följut a sztratoszférába - ami feltételezi, hogy hatalmas erejű robbanással óriási mennyiségű finom vulkanikus törmelékanyag jut 10 km fölötti magasságba. A sztratoszférában ugyanis fordított hőmérsékleti rétegződés van. Az ide kerülő anyag ún. "hőcsapdá"-ba, azaz melegebb környezetbe jut, s hosszabb idő (néhány év) kell ahhoz, hogy a hideg, sűrűbb alsó légrétegeken át újra a felszínre kerüljön. Következésképp hosszabb ideig fejt ki ebben a magasságban napsugárzást szűrő, azaz hőmérsékletcsökkentő hatását.

A vulkáni működés jellemzésére a szakirodalomban az ún. *vulkánossági indexet* használják, mely arányos a kitörések alkalmával a légkörbe juttatott vulkáni erupciós anyagok mennyiségével. A 9.3. ábra 8.3.1. ábra alapján szembevetendő, hogy az erősebb vulkáni aktivitás idején a globális felszínhőmérséklet csökkent, ugyanakkor 1920-1950. között, amikor jelentősebb vulkáni kitörések nem fordultak elő, a hőmérséklet mindkét félgömbön erőteljesen emelkedett.

8.4. A hegységképződés és a kontinensek vándorlása

Az 1900-as években még elfogadott nézet volt, hogy a Föld egy forró gömbből alakult ki lehüléssel, és felszínén az összehúzódás során létrejött szárazföldek helyzete azóta változatlan. Alfred L. Wegener német meteorológus 1912-ben fogalmazta meg elsőként a *kontinensvándorlás* elméletét. Ezt az elméletet a korabeli geológusok heves viták közepette elvetették. Az 1960-as évek végén azonban megszületett a *lemeztektonikai elmélet*, amely magyarázatul szolgál a kontinensek vándorlására.

A litoszféra egy részéből, a kéregből (kb. 70 km vastag) és a felső köpenyből (kb. 15 km vastag) álló több millió km^2 kiterjedésű kőzetlemezek különíthetők el. Ezek a forró, képlékeny rétegen a 150-700 km mélységben lévő *asztenoszférán* úsznak. Nyolc fő (és néhány kisebb) lemezt ismerünk: 1. pacifikus, 2. észak-amerikai, 3. dél-amerikai, 4. antarktiszi, 5. afrikai, 6. eurázsiai, 7. indo-ausztráliai és 8. Nazca-lemez (Dél-Amerikától nyugatra). A Föld

belsejében a radioaktív bomlás termeli azt a hőt, amely a magmamozgást elindítja és a kontinenseket évenként néhány cm, esetenként 10 cm-es sebességgel mozgatja a konvekciós áramlások révén. Ha lassan sodródó lemezek közelednek egymáshoz, többféle jelenség játszódhat le. A leggyakoribb eset, amikor óceáni lemez kontinentális lemezzel találkozik.

A két típusú kőzetlemez közül az óceáni ilyenkor a másik alá bukik, és elmerül a felső köpenyben, ez a *szubdukció*. Az alábukó lemez a köpenyben magas hőmérsékletű és nagy nyomású helyre kerülve akár 700 km-es mélységig is lehatolhat, de ilyenkor már 200 km-es mélységben széttöredezik és megolvad.

Más típusú találkozás, amikor két szárazföldi lemez ütközik - ilyen a Himalája környéke. Ilyenkor a földkéreg fölgűrődik, hegységképződés megy végbe.

A kontinensek mozgását visszafelé követve arra a következtetésre jutunk, hogy kb. 230-250 millió éve hasadt szét az egységes, összefüggő *Pangea* szuperkontinens. Ha pl. Dél-Amerika és Afrika évente kb. 3-4 cm-t távolodik egymástól, akkor a közöttük lévő mintegy 4.500 km távolság eléréséhez 150 millió év volt szükséges (9.4. ábra 8.4.1. ábra). A *Pangea* létezését az ősi állatfajok és növényzetek elterjedése és az éghajlati területek egykori eloszlása is bizonyítja.

A kőzetlemezek távolodása elérheti az évenkénti 10 cm-t. Ha egybevetjük a lemezek határait az óceánfenék domborzatával, megállapíthatjuk, hogy a szétválás, az *akkrécio* vonala nem a mélytengeri árkokkal, hanem a tenger alatti hegyvonulatokkal, az óceánközépi hátságokkal függ össze. Az óceánközépi hátságok eredete ma már világosan magyarázható. Az asztenoszférában a köpeny részleges olvadásából származó kőzetolvadék fölfelé, majd oldalirányban haladva (konvektív áramlás) eltávolítja egymástól a rajta úszó lemezeket (9.5. ábra 8.4.2. ábra). Ez a mozgás igen lassú - évente csak 2-8 cm.

Újabban olyan elmélet született, amely szerint a szuperkontinensek szétválása és újra egyesülése kb. 500 millió évenként ismétlődik. Az 500 millió éves ciklus számunkra kevésbé érdekes, tárgyalásunkat a legutolsó 500 millió évre korlátozzuk.

A *Pangea* szétdarabolódását két elmélet igyekszik megmagyarázni. Az egyik magyarázat szerint a kontinenst felépítő kőzetek hővezetőképessége kisebb, mint a vékonyabb és sűrűbb bazaltos óceáni aljzaté. Ezért a szuperkontinens szigetelő lepelként működik és az alatta lévő asztenoszférából nem engedi eltávozni a hőt. Így ez utóbbi felhalmozódik, a szuperkontinens felboltozódik, majd szétreped. A fölhevített asztenoszférából föláramló kőzetolvadék gyorsan kitölti a hasadékokat.

A másik magyarázat szerint a szuperkontinens széthasadása a Föld tengely körüli forgásával van összefüggésben. A szuperkontinensek kiemelkedése miatt nagyobb az impulzusnyomatéka (N):

$$N = r \cdot m \cdot v, \quad (9.9.)$$

így a Föld felszíne kissé "féloldalas". Emiatt feszültségek lépnek föl, és a szuperkontinens széthasad. Más verzió szerint a nagyobb sűrűségű, s így nagyobb tömeget képviselő lemezekre nagyobb centrifugális erő (C) hat és ezen lemezek a forgástengelytől távolodni igyekeznek, azaz a pólusoktól az Egyenlítő felé mozognak:

$$C = m \cdot \frac{v^2}{r} = \rho \cdot V \cdot \frac{v^2}{r} \quad (9.10.)$$

[A (9.9.) és (9.10.) egyenletben: m = tömeg, v = kerületi sebesség, ρ = sűrűség, V = térfogat, r = tengelytől való távolság]. A kisebb sűrűségű lemezek viszont az Egyenlítő irányából a

pólusok felé tolódnak. Valószínűleg e magyarázatok mindegyike közrejátszik a *Pangea* szétदारabolódásában.

40 millió éve egy nagyon aktív geológiai időszak kezdődött, amely kb. 10 millió éve fejeződött be. Ezen időszak során gyűrődött föl a Tibeti-magasföld, amelynek átlagos magassága 4,5 km, kiterjedése 2,2 millió km². A kiemelkedés kiváltó oka az volt, hogy az indiai szubkontinens beleütközött Dél-Ázsiába. A Tibeti-magasföld déli szegélyén a Himalája húzódik. Másrészt Észak-Amerika nyugati részén a Kaliforniai Sierra-hegylánctól és a Sziklás-hegységtől keletre kiemelkedett egy magasföld, amelynek középső része az 1,5-2,5 km tengerszint fölötti magasságú Colorado-fennsík. E magasföld kiterjedése is megközelíti a 2 millió km²-t.

Mindez magyarázatul szolgálhat arra a fölismerésre, hogy az éghajlat 40 millió éve melegebb és csapadékosabb volt a jelenleginél. A csapadék egyenletesen hullott egész évben, a Föld nagy részét örökzöld és meleg övi lombhullató erdőségek borították. Nem voltak évszakos és egész éves aszályok, így ritkaság volt a sztyepp és a sivatag. Az utolsó 40, de főleg a legutóbbi 15 millió évben az éghajlat hűvösebbre és szárazabbra fordult (lásd: 9.1. ábra 8.2.1. ábra). Kb. 3 millió éve a Föld annyira lehűlt, hogy beköszöntött a pleisztocén jégkorszak, amelynek egy ingerglaciálisában jelent meg az ember (*homo sapiens*). Ekkor alakult ki az állandó hó- és jégtakaró - előbb az Antarktiszon, majd ezt követően az Északi-sarkvidéken.

A lerakódott pollenek tanúsítják, hogy a Tibeti-magasföldön 5-10 millió évvel ezelőtt a mai mérsékelt égövi erdők fáihoz hasonló lombhullató fák éltek. 30 millió évvel ezelőtt pedig az USA délkeleti részén ma található trópusi és szubtrópusi erdőkhez hasonló növényzet borította Tibetet. Jelenleg a zord telekhez és hosszú szárazsághoz szokott fűfélék és cserjék váltották fel a térség korábbi növényzetét.

Nyugat-Amerika átlagos tengerszint fölötti magassága 1 km-nél kisebb volt 40 millió évvel ezelőtt. 5-10 millió éve ez a magasság már elérte a jelenleginek a felét. Az emelkedés bizonyítékai itt nem annyira a növényzet változásában találhatók, hanem a kelet felé hömpölygő folyók hordalékában. A Nagy-Alföld felé haladó Arkansas és Platte folyók 30-40 millió évvel ezelőtt főleg agyagot és finom iszapot szállítottak. Később az üledékek fokozatosan szemcsésebbekké váltak. 15-20 millió évvel ezelőtt főleg homokot, 5-10 millió éve pedig kavicsot raktak le. A legutolsó 5 millió évben a Platte és az Arkansas, valamint a Colorado folyók mélyen bevágódtak a Sziklás-hegységbe (pl. Grand Canyon).

Az NCAR-ban (National Center for Atmospheric Research, Boulder, Colorado) számítógépen vizsgálták kifinomult általános cirkulációs modellek segítségével azt a hatást, amit két nagy kiterjedésű földdarab kiemelkedése gyakorol az éghajlatra. A modellkísérlet három különböző hatás kifejlődését eredményezte:

a. A kiemelkedő fennsík elzárja a nyugati áramlás útját, a Coriolis-erő miatt a szél jobbra, azaz délre fordul és szembetalálkozik a dél felől visszatérő légáramlással.

b. A fennsík nyáron erősen fölmelegszik, télen erősen lehül. Nyáron a meleg levegő fölszáll, a vízgőz kondenzálódik, esőfelhők alakulnak ki és a fennsík délkeleti határán intenzív monszunesők jelentkeznek. A fölemelkedő levegő a magasban szétterül, helyére az alsó rétegekben a magasabb nyomású környezetből a levegő beáramlik. E folyamatok végeredményeként a magasban anticiklonális örvény, míg a felszín közelében ciklonális örvény alakul ki. Télen a fennsík erős lehülése miatt ennek az ellenkezője történik. A téli áramlás azonban gyengébb, mint a nyári (9.7. ábra 8.4.3. ábra).

c. Szintén az évszakos fölmelegedéssel illetve lehüléssel kapcsolatos, de távolabbi területekre gyakorol hatást. Nyáron a fennsíkról fölemelkedő levegő a távolabbi környezetben leszálló, szárító hatású mozgást végez, ezért a szubtrópusi övben, a mediterrán térségben és Közép-Ázsiában a leszálló levegő száraz évszakot alakít ki. Télen fordítva: a fennsíkok fölött

lesüllyedő levegő hatására a sarkkör alatti szélességeken a meleg levegő fölszáll. Így a fennsíkok éghajlatmódosító hatása a távoli szárazföldeken és óceánokon is érvényesül.

A növényteni vizsgálatok igazolták a számítógépes modellkísérletek következtetéseit. Kaliforniában a nyugati, esőt hozó szeleket felváltották az északi, szárazabb, hidegebb légáramlások. Emiatt az utolsó 15 millió évben eltűntek a nyári csapadékot igénylő növények, pl. a magnóliák. Hasonló szárazodást és lehűlést mutató jeleket találtak északon és keleten.

Ázsiában az elmúlt 20 millió évben az erdőségeket sztyeppek váltották föl a hidegebb, szárazabb légáramlások hatására.

A megnövekedett monszunesők következtében a kémiai mállás meggyorsult, a talajvízben feloldott szén-dioxidot a folyók a tengerekbe szállították, ahol beépültek a mészvázás állatkák vázába. Így évmilliók során a légköri szén-dioxid mennyisége csökkent, ezzel együtt csökkent az üvegházhatás és a hőmérséklet globális átlaga. Az általános lehűlés miatt a tengervíz hőmérséklete is alacsonyabbá vált, a hideg víz pedig több szén-dioxidot képes elnyelni. Mint a 9.2. ábra 8.2.2. ábrán láttuk, a tenger a légköri szén-dioxid legnagyobb fogyasztója. Ha tehát a Föld hűl és vele együtt a tengervíz hőmérséklete is csökken, az óceánok és tengerek több szén-dioxidot képesek oldani, ezzel is fogyasztják a légkör szén-dioxid készletét (pozitív visszacsatolási folyamat).

A magasabb szélességeken a hőmérséklet az elmúlt 40 millió év során legalább 10 fokkal csökkent, mint ahogy a globális középhőmérséklet is kb. 6°C-kal esett vissza (vö. 9.1. ábra 8.2.1. ábra). Az Északi Jeges-tenger befagyott, a jégmezők több ízben elborították Észak-Amerika és Eurázsia jelentős részét. A glaciálisok idején a tengervíz több tíz méterrel alacsonyabb volt, interglaciálisok alkalmával megközelítően ugyanennyit emelkedett. Körülbelül 3-4 millió évvel ezelőtt az Antarktisz, valamivel később az Arktisz fölött megjelent és terjedni kezdett az állandó hó- és jégtakaró.

A kontinensek vándorlása az óceán-szárazföld arányt is megváltoztatta az egyes földrajzi szélességeken, e kétféle felszín különböző hőtani és sugárzásháztartási eltérései miatt is jelentős hatást gyakorolt a globális hőmérséklet alakulására.

8.5. A kontinensek és óceánok zonális eloszlásának hatása a globális hőmérsékletre

A földfelszín 70 %-át tengerek borítják, míg a szárazföldek csupán 30 %-ot tesznek ki. Az utóbbiak az Északi-félgömbön 40, a délin alig 19 %-ot foglalnak el. A két félteke tehát az óceán-kontinens arányt tekintve aszimmetrikus.

10 fokos földrajzi szélességi zónánként a kontinens-óceán százalékos eloszlást a 8.5.1. ábra szemlélteti. A földtörténet során a kontinensvándorlás következtében ez az eloszlás lényegesen változhatott. A szárazföldek szélességi körök szerinti eloszlása az éghajlatra, ezen belül a globális hőmérsékletre is hatással van.

A következő különbségeket kell figyelembe vennünk:

a. A tenger albedója 0,1, vagyis a napsugárzásának kb. 90 %-át elnyeli, ugyanakkor a szárazföldek albedója 0,2-0,3, így a felszínre érkező sugárzásnak csupán 70-80 %-a nyelődik el.

b. A tengerek vize 10-30 m mélységig átmelegszi a napsugárzástól, a hullámozás okozta átkeveredés több száz méteres mélységig eljuttatja a felszíni hő egy részét. A tengerek "aktív felszíni rétege" tehát legalább 30 m vastag. A szárazföldek termikusan "aktív felszíni rétege" a napi ingást tekintve 0,2-0,4 m, az évi ingást figyelembe véve kb. 2 m vastagságú. Ennek következtében azonos erősségű napsugárzás hatására a tenger jóval kevésbé melegszik föl, de sokkal több hőt tárol, mint a szárazföld. A száraz talajfelszín az erős melegedés miatt több hőt sugároz ki, ugyanakkor a vele érintkező levegőnek is több hőt ad át, mint a hűvösebb tengerfelszín.

c. A trópusi égövben a napsugárzás egész évben egyenletesen éri a talajfelszínt. Ezzel szemben a magasabb szélességek felé haladva a nappalok hosszának évszakos váltakozása egyre nagyobb. A pólusokon nyáron a besugárzás napi összege meghaladja az Egyenlítőit, de télen gyakorlatilag nincs besugárzás. Évi összegben a légkör külső határára érkező napsugárzás az Egyenlítőn $12-13.000 \text{ MJ}\cdot\text{m}^{-2}$, a sarkvidéken csupán $6.000 \text{ MJ}\cdot\text{m}^{-2}$. A hővel jól gazdálkodó tenger a trópusokon jóval több hőt képes tárolni, mint ugyanott a kontinens.

A c. pontban foglaltak illusztrálására hasonlítsuk össze az írországi Valentia ($\varphi=52^\circ\text{N}$, $\lambda=11^\circ\text{W}$) és a kelet-szibériai Jakutsk ($\varphi=62^\circ\text{N}$, $\lambda=130^\circ\text{E}$) évi hőmérséklet-ingadozását. Az Atlanti-óceán partján fekvő Valentiaiban az évi ingás $8,6^\circ\text{C}$, míg az Eurázsia belsejében lévő Jakutské $62,2^\circ\text{C}$, azaz mintegy 7,5-szerese az előbbinek. Hasonló mondható a napi hőingásról is. Míg Valentiaiban a nap folyamán átlagosan $4-5^\circ\text{C}$ -ot változik a hőmérséklet, addig az azonos szélességen, de Eurázsia belsejében fekvő Irkutskban ($\varphi=52^\circ\text{N}$, $\lambda=104^\circ\text{E}$) télen 9 , nyáron 15°C -ot tesz ki az átlagos napi hőingás. Irkutskban az évi ingás $38,4^\circ\text{C}$, vagyis 4,5-szerese a Valentiaiban mért ingásnak.

A szubtrópusi zónában, az Atlanti-óceán ÉNy-Afrikához közeli részén fekvő Zöldfoki-szigeteken ($\varphi=17^\circ\text{N}$, $\lambda=25^\circ\text{W}$) az évi ingás mindössze $4,9^\circ\text{C}$, ám a Líbiában lévő Tegerhi ($\varphi=24^\circ\text{N}$, $\lambda=14^\circ\text{E}$) állomáson az évi ingás már $20,6^\circ\text{C}$. Az átlagos napi ingás az előbbi helyen $3-5^\circ\text{C}$ fok, míg az utóbbin $17-22^\circ\text{C}$.

A 8.5.1. táblázatban megadjuk a zonális középhőmérsékleteket 10 szélességi fokonként külön az Északi- illetve a Déli-félgömbre, továbbá övezetenként a két félgömbön mért hőmérsékletek különbségeit. Fontos megjegyezni, hogy a hőmérsékletek jelentős része a tengerszint fölött több száz méter, esetleg pár kilométer magasságban lévő állomások adatait tükrözi. A tengerszintre redukált hőmérséklet ezért $2-3^\circ\text{C}$ -kal, esetleg 6°C -kal is magasabb. A 8.4.1. táblázat szerint a globális középhőmérséklet $12,5^\circ\text{C}$ -nak adódik, a tengerszintre redukált átlaghőmérséklet pedig $14,5-15^\circ\text{C}$.

9.2. táblázat

A zonális középhőmérsékletek eloszlása az Északi- és a Déli-félgömbön, ($^\circ\text{C}$)

	80-90°	70-80°	60-70°	50-60°	40-50°	30-40°	20-30°	10-20°	0-10°	0-90°
É	-23,4	-15,7	-7,0	0,7	7,7	14,2	20,6	25,3	25,7	13,4
D	-47,7	-29,3	-10,8	1,4	8,9	13,7	19,0	23,5	25,0	11,6
D-É	-24,3	13,9	-3,8	0,7	2,2	-0,5	-1,6	-1,8	-0,7	-1,8

A Déli-félgömb $1,8^\circ\text{C}$ -kal hidegebb, mint az Északi-félgömb, jórészt az Antarktisz jelenléte miatt. Ugyanakkor a Déli-félgömbön az alacsony és közepes szélességeken egészen a déli sarkkörig jóval több a tenger, vagyis nagyobb a hőtároló-képesség. Azt várhatnánk, hogy a Déli-félgömb - több hőt tárolva - melegebb az Északi-félgömbnél. Valójában a Déli-félgömbön évente $18-20.000 \text{ km}^3$ -rel több víz párolog el a felszínről, mint amennyi csapadék formájában hullik, az Északi-félgömbön ugyanennyi a csapadéktöbblet az elpárologással szemben. A nedvesség egyensúlya úgy maradhat fenn, ha vízgőz szállítódik az Egyenlítőn át a Déli-félgömből az Északra. Mivel a víz sűrűsége egységnyi, 18.000 km^3 víz megegyezik $1,8\cdot 10^{16}$ literrel, azaz víz-kg-mal. Egy kg víz elpárologtatásához $2,5 \text{ MJ}$ hőenergia szükséges. Az Egyenlítőn évente átszállított vízgőz látens hő formájában $2,5 \text{ MJ} \cdot 1,8\cdot 10^{16} = 4,5\cdot 10^{16} \text{ MJ}$ hőenergiát von el és juttat az Északi-félgömbre, ahol a vízgőz kicsapódásakor ez érzékelhető hővé vagy mozgási energiává alakul.

Könnyen elvégezhető számítással bizonyíthatjuk, hogy ha a tenger esetén 30 m vastag, a szárazföldnél 2 m vastag "aktív" réteget tételezünk föl, s ha mindkét felszín 1 m²-ére ugyanannyi napsugárzás érkezik és ez az energia teljes egészében az adott felszín "aktív" rétegének melegítésére fordítódik (a párolgást elhanyagoljuk), akkor a szárazföld - a talaj minőségétől függően - mindössze tizenötöd-huszasadannyi hőenergiát forgalmaz, mint a tenger.

A 9.4. fejezetben láttuk, hogy a földtörténet során a kontinensek jelentősen változtatták alakjukat és egymástól való távolságukat. Mintegy 230 millió évvel ezelőtt egyetlen összefüggő szuperkontinens (*Pangea*) létezett. A Föld éghajlata szempontjából nagyon fontos, hogy ez az összefüggő szárazföld milyen földrajzi szélességen helyezkedett el. Erre vonatkozó számításokat *Dobosi Zoltán* végzett. Ő a kontinens-óceán arányok zonális eloszlásának három modelljét vette figyelembe. Az összehasonlíthatóság kedvéért a Föld képét mindhárom modellre azonos térképvetületben mutatjuk be (8.5.1a-c. ábra).

A 8.5.1a. ábra a kontinens-óceán arányt mutatja földrajzi szélességenként. A 8.5.1b. ábra egy olyan Földet szemléltet, ahol az alacsony és mérsékelt szélességeket kizárólag tenger borítja, míg mindkét sarkvidéken szárazföld helyezkedik el. Ez az egyik lehetséges szélsőség. A másik az, amikor a 30 %-ot kitevő szárazföld az Egyenlítő mentén húzódik a két félteke 18° földrajzi szélességéig, míg az óceánok a két félgömbön nagyjából a térítőkörök és a pólusok között helyezkednek el (8.5.1c. ábra).

Figyelembe véve, hogy az óceánok albedója 2-3-szor kisebb, mint a kontinenseké, a termikusan "aktív" rétegvastagság az óceánokban 10-15-ször nagyobb, mint a kontinenseken, továbbá, hogy a trópusokra évente kb. 2-szer több napsugárzás érkezik, mint a pólusokra, nyilvánvaló, hogy az alacsony szélességek óceánja több hőt tárol, mint ugyanott a szárazföld.

A 8.5.1b. ábrán látható Föld-modell tehát jobban fölmelegszik, globális hőmérséklete magasabb lesz, mint a 8.5.1c. ábra modelljén. A 8.5.1. táblázatból látható, hogy az évi középhőmérséklet a fagyponthatárán, vagyis a 60° szélesség környékén 0,8-1,2°C-ot csökken szélességi fokenként. Ez azt jelenti, hogy ebben a földrajzi zónában 1°C hőmérséklet csökkenés esetén a hótakaró körülbelül egy szélességi fokkal húzódik az alacsonyabb szélességek felé, a mérsékelt övi régiók irányába. A 60° szélesség mentén egy szélességi foknyi zóna (az 59,5-60,5° szélességek között) 2,22 millió km² területet foglal magába. Az évi középhőmérséklet egy fokos tartós csökkenése ekkora területtel növelheti a hótakaró kiterjedését.

A hótakaró albedója pl. az Antarktiszon vagy Grönlandon 0,7. A "hideg" Földön - mint ahogy az az utolsó 3 millió év során történt - megjelenik a sarkvidékeken az állandó hó- és jégta-
karó. A fanerozoikum 570 millió éves korszakának 90 %-ában, nem volt állandó hó- és jégta-
karó a sarkvidékeken, így a hófelszín kiterjedése nem okozhatott albedó növekedést ezen időszak alatt.

A 8.5.2a. ábra szemlélteti a hőmérséklet zonális eloszlásának alakulását a jelenlegi állapotban és abban az esetben, ha az alacsonyabb szélességek mentén csak óceánok lennének, a sarkvidékeken pedig csak kontinensek (8.5.1b. ábra). *Dobosi* számításai szerint a trópusokon a hőmérséklet csupán 2-3°C-kal, a pólusokon kb. 12-14°C-kal emelkedne a jelenlegihez képest. Ennek magyarázata a következő. A trópusi hőtöbbletet a meridionális légmozgások a pólusokhoz szállítják részben érzékelhető (szenzibilis), részben rejtett (látens) hő formájában. Hasonló pozitív hőszállítás alakulna ki, mint a jelenlegi óceán-kontinens eloszlás során, amikor a Déli-félgömbön lévő óceáni túlsúly miatt a többlet hőbevitel a Déli-félgömről az Északra szállítódik.

A másik szélsőséges esetre végzett számítások eredményeit a 8.5.2b. ábra mutatja. A trópusokon elhelyezkedő kontinens kicsiny hőkapacitása miatt csekély hőt tud tárolni, amit az éjszakai órákban gyorsan kisugároz a felszín. Ezért az Egyenlítői zónában a jelenlegihez ké-

pest 5-6°C-kal hűvösebb lenne, míg a hőmérséklet csökkenés a pólus felé haladva egyre kisebb lenne, a póluson pedig alig változna a hőmérséklet.

Nagyon valószínű, hogy a földtörténet során a két szélsőség közül tökéletesen egyik sem következett be, de az is kétségtelen, hogy a kontinens-óceán arányok szélességek szerinti eloszlásának bármely irányban történő megváltozása magával vonná a hőmérséklet megváltozását.

8. 6. A Nap fényességének lassú változása a földtörténet során

A korszerű napfizikai és asztrofizikai ismereteink szerint a Nap fejlődésének utolsó 4 milliárd évében kb. 30 %-kal növelte fényességét, luminozitását. Egyes becslések szerint a Nap luminozitása az utolsó 4,5 milliárd év során 25-60 %-kal nőtt. Ha ezt az egyetlen tényezőt vennénk figyelembe, akkor a Föld egész története során emelkedni kellett volna a felszíni hőmérsékletnek - figyelmen kívül hagyva a légkör kémiai összetételét és állandónak tételezve föl a globális albedót. Az így számított egyensúlyi hőmérséklet 1,4-2,3 milliárd évvel ezelőtt még fagyponthoz alig volt (a sugárzásnövekedés mértékétől függően). Ennek ellentmond a folyékony víz jelenléte a földtörténet első felében. Ezért *Sagan* és *Müller* föltételezték, hogy az ammónia (NH₃) üvegházhatása ellensúlyozta a sugárzáshiányt. Ezen föltevés alapján kapott számítás szerint 1-3 milliárd éve a Föld átlaghőmérséklete 310-350 K volt, azaz magasabb a mainál.

Másrészt a légkör termikus rendszerének félempirikus elmélete szerint elegendő lenne 4 %-os csökkenés a napállandóban, hogy beálljon a "*fehér Föld*" éghajlat. A földtörténet során kialakult magasabb hőmérséklet a jelentősen több légköri CO₂ hatásának köszönhető, s ehhez járul még a vízgőz üvegházhatása. Számítások szerint a légköri CO₂-koncentráció minden egyes duplázódása mintegy 2,5°C melegedést okoz. Négyszeres koncentráció 5°C-os, nyolcszoros koncentráció 7,5°C-os melegedéshez vezet. Hasonlítsuk össze ezt a számítást a 8.2.1. ábrán bemutatott paleoklimatológiai eredményekkel. A karbon korszakban a légkör CO₂-tartalma 23·10¹⁵ kg lehetett a feltárt adatok szerint. Ez a jelenlegi 1,8·10¹⁵ kg légköri CO₂-tartalomnak a 12,77-szerese. Eszerint a karbon-kori CO₂ a jelenlegit mintegy 3,67-szer megduplázta. Minden duplázódáskor 2,5°C-os melegedést föltételezve 9,2°C melegedést kapunk a jelenlegi globális hőmérséklethez képest. Az adatok bizonytalanságát is figyelembe véve, a karbon kor 10-11°C-os hőmérsékleti többletét jól megközelíti az egyszerű számításokkal kapott hőtöbblet. (Megjegyzés: a duplázódások számát úgy kaphatjuk meg, hogy a következő formulát használjuk: $\log 12,77 / \log 2 = 3,67$).

Gyakran föltételezik, hogy a prekambrium során a CO₂-koncentráció jóval nagyobb volt, mint a fanerozoikum alatt. Ennek üvegházhatása kompenzálta a napállandó csekélyebb voltát. A Vénusz jó példa a CO₂ éghajlat-alakító hatására. Közelebb lévén a Naphoz, a Vénuszon a napállandót $I_0 = 2628 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ -nek vehetjük, az albedó $a = 0,7$ a sűrű felhőzet miatt. A (9.7.) egyenletből (lásd: 9.2.fejezet) kapjuk:

$$T_e = \sqrt[4]{\frac{2628 \cdot 0,3}{4 \cdot 3,67 \cdot 10^{-8}}} = 243 \text{ K} = -30^\circ \text{ C} \quad (9.11.)$$

Ezzel szemben légkörének CO₂-tartalma kb. 81.000-szerese a Földének.

A Földön a jelenlegi napállandó: $I_0 = 1370 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$, és a műszeres mérések kezdete óta legfeljebb 1 %-ot ingadozott mindkét irányban, de egyirányú folyamatos változást nem észleltek sem a magashegységi, sem a műholdas mérések során. Ezért is kapta a "*napállandó*" vagy "*szoláris konstans*" nevet.

A földtörténet őskorában a napállandó kb. $960 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ lehetett - a jelenleginél legalább 30 %-kal kisebb. Alkalmazzuk ismét a (9.7.) egyenletet a földfelszín egyensúlyi hőmérsékletének kiszámításához, föltételezve, hogy a Föld albedója megegyezett a jelenlegi $a = 0,3$ értékkel. Ekkor "forgatókönyvünk" szerint:

$$T_e = \sqrt[4]{\frac{960 \cdot 0,7}{4 \cdot 5,67 \cdot 10^{-8}}} = 233 \text{ K} = -40^\circ \text{ C} \quad (9.12.)$$

Ha ekkor (4 milliárd évvel ezelőtt) a légkör üvegházhatása a jelenlegi mértékben, azaz 33°C -kal melegítette volna föl a felszínt, akkor is fagyponthoz maradt volna a globális átlaghőmérséklet. Ez a jelenleginél mintegy 22°C -kal hidegebb lett volna, azaz kb. -7°C . Ezen a hőmérsékleten a felszíni víz hó- vagy jégburkot alkotott volna a Föld legnagyobb részén. Ez előbb-utóbb az ún. "*fehér Föld*" éghajlathoz vezetett volna.

A hóval és jéggel borított "*fehér Föld*" albedója megfelelt volna a jelenlegi Antarktisz albedójának, amely 0,6-0,7. Egy ilyen Földön az egyensúlyi hőmérséklet:

$$T_e = \sqrt[4]{\frac{960 \cdot 0,4}{4 \cdot 5,67 \cdot 10^{-8}}} = 203 \text{ K} = -70^\circ \text{ C} \quad (9.13.)$$

Elméleti éghajlati modellek szerint a "*fehér Föld*" stabil éghajlati állapothoz vezet, vagyis a dermesztő hideg stabilizálódik.

Valójában semmi sem bizonyítja, hogy a globális átlaghőmérséklet valaha is ilyen alacsony lett volna. A másodlagos légkör kialakulása idején egyrészt óriási meteorok gyakori becsapódásai akkora hőenergiát szabadítottak föl, amely esetenként fölért egy H-bomba energiájával (10^{17} J). Csillagászok újabban föltételezik, hogy 3-4 milliárd évvel ezelőtt ilyen meteorbecsapódások olyan gyakoriak voltak, hogy megolvastották a kőzeteket. Ez lehet az egyik magyarázata annak, hogy a Föld nem hűlt le "vésszes" mértékben.

Másrészt a másodlagos légkör kialakulásakor a vulkánkitörések révén főleg vízgőz és szén-dioxid szabadult föl és kezdte meg a légkör újraépítését. Mindkét gáz erősen üvegházhatású. Ez az újonnan kialakuló légkör tehát képes volt a napsugárzás elégtelen voltát kompenzálni.

A prekambrium éghajlatáról kevés nyom maradt meg. Az archaikumban keletkezett vörös homokkő arid vagy félig arid éghajlatra utal. A korai mészkőtelepek az alsó archaikumban meleg éghajlatról tanúskodnak. A karcolt kavicsok, átalakult morénaiszap egyes szakaszok eljegesedését jelzik. Ezek keletkezési időpontjai elég bizonytalanok, egyes kutatók a Huron-tónál (USA-Kanada) talált maradványok alapján a legősibb ún. huroni-jégkorszakot 1.100 millió évvel ezelőtre vagy ennél is régebbre teszik.

Az eddig talált legrégebbi metamorf üledékes kőzetek kora mintegy 3,9 milliárd év.

(Megjegyzés: Az óriásmeteorok becsapódásának energiáját föltételezett adatok alapján a következő módon becsülhetjük föl. Egy mozgó tömeg kinetikus energiája:

$$KE = 0,5 \cdot m \cdot v^2 \quad (9.14.)$$

Tegyük fel, hogy a Földre zuhanó óriásmeteor tömege:

$$m = 2000 \text{ t} = 2.000.000 \text{ kg} , \quad (9.15.)$$

sebessége:

$$v = 100.000 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1} . \quad (9.16.)$$

Ekkor $KE = 10^{16} \text{ J}$, ami megközelíti a H-bomba energiáját.)

Irodalom

- Environmental effects on ozone depletion, 1998: United Nations Environmental programme (UNEP). Journal of Photochemistry and Photobiology B: Biology, Vol. 46, Nos. 1-3.
- Kerényi, A., 1995: Általános környezetvédelem. MOZAIK Oktatási Stúdió, Szeged, 383 p.
- Moser, M. és Pálmai, Gy., 1992: A környezetvédelem alapjai. Nemzeti Tankönyvkiadó, Budapest, 494 p.
- Sántha, A., 1996: Környezetgazdálkodás. Nemzeti Tankönyvkiadó, Budapest, 368 p.
- Air pollution in Europe, 1997: European Environment Agency (EEA)
- Air and health, 1999: European Environment Agency (EEA)
- Inter-Governmental Panel on Climate Change (IPCC), 1995: Second Assessment: Climate Change, London, WHO/UNEP.
- Climate Change Information Sheets, 1997: Information Unit for Conventions (IUC), UNEP
- Trenberth, K.E. (ed.), 1992: Climate System Modeling. Cambridge University Press, Cambridge – New York – Oakleigh, 788 p, ISBN 0 521 43231 6 (aeroszol, 233 p)