

Az éghajlatváltozás okai és következményei

András, Gelencsér

Ágnes, Molnár

Kornélia, Imre

Az éghajlatváltozás okai és következményei

András, Gelencsér

Ágnes, Molnár

Kornélia, Imre

Szerzői jog ©

Kivonat

Tartalom

I.	1
1. Az éghajlati rendszer: az éghajlati kényszerek és az éghajlat	4
1.1 Időjárás és éghajlat	4
2.1.2 Az éghajlati rendszer	5
2.1.1.2.1 Az éghajlati rendszer elemei	6
2.2.1.2.2 Éghajlati kényszerek	7
2.3.1.2.3 Az éghajlati rendszer elemei közötti kölcsönhatások: visszacsatolási mechanizmusok	8
3.1.3 Felhasznált és ajánlott források	10
4.1.4 Kérdések	10
2. A légköri sugárzásátvitel, az üvegházhatás	12
1.2.1 Fizikai alapismeretek	12
2.2 Az elektromágneses sugárzási spektrum	13
3.2.3 Föld-légkör rendszer sugárzási mérlege	15
3.1.2.3.1 Rövidhullámú sugárzási mérleg	15
3.2.2.3.2 Hosszúhullámú sugárzási mérleg	16
3.3.2.3.3 A Föld-légkör rendszer globális és lokális energiamérlege	17
4.2.4 Légköri elnyelés és az üvegházhatás	18
4.1.2.4.1 A levegőmolekulák elektromágneses sugárzáselnyelése	18
4.2.2.4.2 A légköri üvegházhatás	22
4.3.2.4.3 Az üvegházhatás mechanizmusa	23
4.4.2.2.4 Az üvegházhatású gázok	24
4.5.2.2.5 Az üvegházhatású gázok globális felmelegedés potenciálja	25
5.2.5 Felhasznált irodalom	26
6.2.6 Kérdések:	26
3. A szén biogeokémiai körforgása	28
1.3.1 A szén az üledékes kőzetekben	30
2.3.2 A szén körforgása	31
3.3.3 Felhasznált irodalom	33
4.3.4 Kérdések	34
4. Az emberi tevékenység hatása a szén körforgására	35
1.4.1 Az emberi tevékenységből származó szén-dioxid kibocsátás	35
1.1.4.1.1 Fosszilis tüzelőanyagok égetése	35
1.2.4.1.2 A földhasználat változásából származó többlet szénmennyiség	36
1.3.4.1.3 A szén biogeokémiai körforgásának mérési módszerei	36
2.4.2 A $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ arány mérése	36
3.4.3 Az O_2/N_2 arány mérése	38
4.4.4 Az emberi tevékenységből származó széntöbblet a légkörben maradó hányada	39
5.4.5 A légköri összetétel változásának sebessége a földtörténeti múltban és napjainkban	41
6.4.6 A légköri szén-dioxid koncentráció várható alakulása a XXI. században	43
7.4.7 Felhasznált irodalom	45
8.4.8 Kérdések	45
5. Metán	46
1.5.1 A légköri metán forrásai	46
2.5.2 A légköri metán nyelő folyamatai	48
3.5.3 A légköri metán koncentrációjának változása a földtörténeti múltban és napjainkban	50
4.5.4 A légköri metán hatása a Föld-légkör rendszer sugárzásmérlegére	51
5.5.5 A metánkibocsátás és –koncentráció várható alakulása a XXI. században	52
6.5.6 Felhasznált irodalom	53
7.5.7 Kérdések	54
6. Egyéb üvegházhatású gázok	55
1.6.1 Dinitrogén-oxid	55
2.6.2 A troposzférikus ózon	56
3.6.3 A halogénezett szénhidrogének (HCFC-k)	58

4. 6.4 A részleges fluorozott szénhidrogének (HFC-k)	61
5. 6.5 Felhasznált irodalom	64
6. 6.6 Kérdések	65
7. A légköri aeroszol éghajlati hatásai	66
1. 7.1 Az aeroszol optikai tulajdonságai	67
2. 7.2 Közvetlen hatások	69
3. 7.3 Közvetett hatások	73
4. 7.4 Az emisszió alakulása, jövő kilátások	75
5. 7.5 Források	76
6. 7.6 Kérdések	77
8. A földhasználat-változás	78
1. 8.1 A földhasználat változása: általános megjegyzések	78
2. 8.2 A felszín és a légkör közötti energia- (hő-) és vízcserét befolyásoló tényezők ...	81
3. 8.3 A földhasználat és a szénkörforgalom változása	82
3.1. 8.3.1 Ökoszisztémák szénkörforgalmának meghatározása	82
3.2. 8.3.2 Az újraerdősítés és az erdőirtás hatása a légköri CO ₂ szintre.	83
4. 8.4 A múltbeli és a jövőbeli földhasználat-változás éghajlati hatása	84
5. 8.5 Urbanizáció, városi hőszigetek	84
6. 8.6 Felhasznált és ajánlott irodalom	85
7. 8.7 Kérdések	86
9. Éghajlatváltozások a múltban	87
1. 9.1 A kezdeti Föld	87
2. 9.2 Üvegházhatás, fotoszintézis, üledékképződés	87
3. 9.3 Földtörténeti ó- és középidőszak	88
4. 9.4 A földtörténeti újidőszak	90
5. 9.5 Negyedkor: jégkorszakok	91
6. 9.6 Óceán-éghajlat kölcsönhatások	95
7. 9.7 Felhasznált és ajánlott irodalom	97
8. 9.8 Kérdések	97
10. Éghajlatváltozás: jelen és jövő	98
1. 10.1 Bevezető megjegyzések	98
2. 10.2 Jelenkori változások	99
3. 10.3 Éghajlati modellek	103
4. 10.4 A jövő éghajlata	106
5. 10.5 Záró megjegyzések	107
6. 10.6 Irodalom	108
7. 10.7 Kérdések	108
11. Klímapolitika, várható társadalmi, gazdasági hatások	109
1. 11.1 Az éghajlatpolitikai döntések fő szempontjai	109
2. 11.2 A nemzeti éghajlatpolitika eszköztára	109
3. 11.3 Nemzetek közötti együttműködés	112

Az ábrák listája

1.1. A Föld éghajlati térképe (Cartographia Tankönyvkiadó hozzájárulásával)	4
1.2. Hőmérséklet ingadozás és változás	5
1.3. Magyarország havi középhőmérséklet változása 2010-ben	5
1.4. Az éghajlati rendszer (IPCC 2007).	6
1.5. Pozitív (a) és negatív (b) visszacsatolás.	8
2.1. Halmazállapot-változások (http://hu.wikipedia.org/wiki/Halmazállapot)	12
2.2. Az elektromágneses spektrum (az Oxford University Press engedélyével http://sciencecity.oupchina.com.hk/npaw/student/glossary/electromagnetic_spectrum.htm).	13
2.3. A Nap és a Föld energiaspektruma. A szaggatott görbék a Nap és a Föld által kisugárzott energiaspektrumot ábrázolják. A sötétebben szírozott részek a légköri elnyelés után maradt energia fluxust mutatják.	14
2.4. A látható tartomány.	15
2.5. A Föld-légkör-rendszer sugározsháztartása (IPCC 2007).	15
2.6. A Föld éves lokális energiamérlege.	17
2.7. Apoláris (N ₂) és poláris (H ₂ O) molekulák	18
2.8. CO ₂ molekula	20
2.9. A Napsugárzás útja a légkörön át.	20
2.10. A légkörben szelektíven elnyelő legfontosabb alkotók (Ahrens, C.D., 1994 nyomán)	21
2.11. A légköri elnyelés hatása a nap- és a felszíni sugárzásra (http://en.wikipedia.org/wiki/File:Atmospheric_transmittance_alapján).	22
2.12. Föld egyensúlyi hőmérséklete üvegházhatás nélkül	23
2.13. A légköri üvegházhatás.	23
3.1. A szén-dioxid évszakos ingadozása 2008-2012 között. (Thomas Conway and Pieter Tans, NOAA/ESRL).	28
3.2. A biomassza tömegének égővek szerinti eloszlása. (Sassan et al. 2011.)	30
3.3. A szén biogeokémia körforgása (Raupach 2011).	31
3.4. A légkör és a szárazföldi bioszféra közötti kicserélődés.	32
4.1. A Föld népességének és a szén-dioxid kibocsátásának növekedési üteme 1850 és 2005 között. (http://www.easterbrook.ca/steve).	35
4.2. A ¹⁴ C mennyiségének változása az 1955-1981 közötti időszakban. (Warneck, 1988).	37
4.3. Globális szén ciklus a fő források fluxusaival (A fekete értékek a természetes forrásokat, a piros értékek az antropogén források fluxusait mutatják) (Forrás: NASA, IPCC adatok alapján).	37
4.4. A légköri oxigén és szén-dioxid koncentráció közötti kapcsolat.	38
4.5. A légkörben maradó szén-dioxid többlet változása.	40
4.6. A szén-dioxid fluxusa különböző nyelők esetében. (Raupach, 2011).	40
4.7. A szén-dioxid koncentrációjának múltbéli változása jégminta elemzések alapján (Etheridge, 2009) 41	
4.8. A szén-dioxid koncentráció növekedés üteme 50 év alatt. (fekete vonal: napjainkban (Keeling-görbe), kék vonal: 800 ezer évvel ezelőtt)	42
4.9. A szén-dioxid kibocsátás forgatókönyvei az IPCC szerint. (IPCC, 2001).	43
5.1. Jégzárványokból meghatározott metán koncentráció változása az elmúlt 1000 évben. (Raey, 2010). 46	
5.2. A globális metán emisszió forrásai (Forrás: http://icp.giss.nasa.gov/education/methane/intro/cycle.html).	47
5.3. A légköri metán reakciói.	49
5.4. A metán, szén-dioxid és a hőmérséklet múltbéli változása (Petit, 1999).	50
5.5. A metán koncentrációja és a sugárzási kényszer közötti összefüggés (Forrás: IPCC, 2007). ...	51
5.6. A metán kibocsátásának előrejelzései (Forrás: IPCC, 2001).	52
6.1. A dinitrogén-oxid koncentrációjának idő és térbeli változása. (Forrás: NOAA).	55
6.2. A troposzférikus ózon földrajzi szélesség szerinti eloszlása. (Forrás: Harvard-Smithsonian Center for Astrophysics).	56
6.3. A troposzférikus ózon koncentrációjának alakulása az 1860-as évektől (Reid, 2008)	57
6.4. A freon felhasználás ütemének változása az 1950-es évektől (Rekacewicz, 2005).	59
6.5. A fejlett és fejlődő országok által felhasznált freon vegyület mennyiségének alakulása az elmúlt 20 évben (Velders, 2009).	60

6.6. A részben fluorozott szénhidrogének felhasználásának változása az 1970-es évektől. (Forrás: EDGAR 4.0).	62
6.7. A várható HCF gázok felhasználása az előrejelzések alapján (Velders, 2009).	63
7.1. Vulkánikitörések megváltoztathatják az éghajlatot. A Mount St. Helens kitörése 1980. május 18-án. (http://hu.wikipedia.org/wiki/Tűzhányó).	66
7.2. Sztratoszferikus aeroszol (Junge) réteg (kék: felhők, vörös sáv: Junge-réteg). Napfelkelte Pecos, Texas (USA) felett, a fotó űrsiklóról készült. (Forrás: http://earthobservatory.nasa.gov/Features/HumanSpaceflight/human_spaceflight2.php)	66
7.3. Aeroszol részecskék szórása és elnyelése.	67
7.4. A látótávolság változása a levegő szennyezettségének függvényében (szerző fotói).	67
7.5. Optikailag aktív aeroszol részecskék kémiai összetétele.	69
7.6. Az aeroszol részecskék közvetlen sugárzási hatása (szerző fotója)	69
7.7. Sugárzási kényszer változása - számítás	71
7.8. A szulfátrészecskék éghajlati kényszere. Az ábra „a” része az összes szulfátra, a „b” rész a csupán antropogén eredetűre vonatkozik (Charlson, 1991).	71
7.9. A szerves szénkibocsátás és az elemi szén éghajlati kényszere között (Penner, 1995)	72
7.10. Indirekt hatás: szennyezett levegőben (A) több kisebb, tisztább levegőben (B) kevesebb, de nagyobb cseppek keletkeznek.	73
7.11. Az aeroszol részecskék indirekt kényszere. Boucher, O. és Lohman, U., 1995: The sulfate-CCN-cloud albedo effect. A sensitivity study with two general circulation models (Tellus 47B, 281-300) alapján.	74
7.12. A kén, a szerves szén és az elemi szén (BC) emisszió alakulása különböző forgatókönyvek szerint (IPCC, 2001).	76
8.1. Erdőirtás az Amazonas vidékén (a szerző engedélyével) http://www.bylandwaterandair.com/patagonia/walking_to_chile/arrow_of_deforestation	79
8.2. Túllegeltetés hatása: kép jobb és bal oldala közötti különbség oka a túllegeltetés. (szerző engedélyével) http://anoptimiststourofthefuture.com	79
8.3. Vizenyős területek (http://water.epa.gov)	81
8.4. A városi hősziget: A hőmérséklet változása a városokban és környezetükben	85
9.1. Tillitek (szerző engedélyével) www.glaciers-online.net	88
9.2. Hógolyó Föld (szerző engedélyével) http://geology.fullerton.edu/whenderson/Fal201L2005/snowballearth/index.htm	88
9.3. A hőmérséklet és a vulkánosság változása a Földtörténet utolsó 600 millió évében. van Andel, T. H., 1994: New Look on an Old Planet (Cambridge University Press, Cambridge) nyomán.	89
9.4. Pangea szuperkontinens (forrás: http://hu.wikipedia.org/wiki/Pangea)	89
9.5. A bioszféra és a légkör fejlődése. Graedel, T.E. és Crutzen, P.J., 1993: Atmospheric Changes. An Earth System Perspective (W.H. Freeman and Co., New York) nyomán.	90
9.6. A Föld éghajlata a harmad és negyedidőszakban. A negyedidőszak kezdetét a nulla vonal jelzi. Az 1971-ben Stockholmban tartott nemzetközi megbeszélés közleménye alapján.	91
9.7. A Föld pályaelemei (IPCC, 2007).	91
9.8. Az üvegházhatás és az üvegházhatású gázok légköri mennyiségének változása a negyedkorban. Chapellaz, J., Barnola, J.M., Raynaud, D., Korotkevich, Y.S., Lorius, C., 1990: Ice-core record of atmospheric methane over the past 1 6 00 000 years (Nature 345, 127-131) nyomán.	92
9.9. Globális hőmérsékletváltozás különböző időkálákon, közepes szélességeken. Graedel, T.E. és Crutzen, P.J., 1993: Atmospheric Changes. An Earth System Perspective (W.H. Freeman and Co., New York) nyomán.	93
9.10. Az óceáni szállítószalag. Czelnai, R, 1999: A világóceán. Modern fizikai oceanográfia (Vince Kiadó, Budapest) nyomán.	95
9.11. A hőmérséklet változása É-Európában. Czelnai, R, 1999: A világóceán. Modern fizikai oceanográfia (Vince Kiadó, Budapest) nyomán.	96
10.1. Svante August Arrhenius (1859-1927) http://hu.wikipedia.org/wiki/Svante_August_Arrhenius	98
10.2. A globális hőmérséklet változása 1860/1850-től napjainkig. (IPCC 2007a).	99
10.3. A szén-dioxid és a metán jelenkori légköri koncentrációja, Mauna Loa, Hawaii. Az ábrán a koncentrációk ppm (parts per million) egységekben vannak kifejezve. Adott gáz koncentrációja akkor 1 ppm, ha 1 m ³ levegőben 1 cm ³ térfogat van belőle. http://en.wikipedia.org/wiki/Keeling_Curve és Khalil, M. A. K., Butenhoff, C. L., and Rasmussen, R. A. (2007) Environmental Science and Technology 41, 2131-2137 alapján.	99
10.4. A Grinnell-gleccser 1850 óta 1,1 km-t húzódott vissza. http://en.wikipedia.org/wiki/Image:Grinnell_Glacier2.jpg	102

10.5. A háromdimenziós modelleket horizontálisan rácspontra, vertikálisan különböző magasságokra (nyomásszintekre) bontják fel.	103
10.6. Modellek hierarchiája.	104
10.7. Az északi-félteke hőmérséklete az elmúlt 1100 év alatt különböző modellek számítása alapján. Az ábrán az 1500 és 1899 közötti átlagtól való eltérés figyelhető meg. (IPCC, 2007b).	105
10.8. A hőmérséklet és a tengerszint várható jövőbeli változása a különböző forgatókönyvek szerint. (IPCC 2001)	106
10.9. A zonális átlaghőmérséklet várható változása a magasság (légnomás) függvényében az A1B forgatókönyv szerint. Az egyes időszakokban a hőmérséklet változása az 1980-1999-es időszakhoz viszonyítva figyelhető meg. (IPCC 2007c)	107
10.10. Várható átlagos felszíni hőmérsékletváltozás az A1B scenárió alapján. (A változás mértékét az 1980-1999 időszakra viszonyították) (IPCC 2007d).	107

A táblázatok listája

1.1. Az éghajlati rendszerre ható éghajlati kényszerek.	7
2.1. Néhány üvegházhatású gáz globális felmelegedés potenciálja különböző időintervallumokra vonatkozóan.	26
3.1. A biomassza tömegének éghajlati övek és növényzet szerinti megoszlása (Forrás: Warneck, 1988) 29	
3.2. Geokémiai folyamatok időállandói. (Forrás: Warneck, 1998)	32
5.1. Az emberi tevékenységből származó metán kibocsátás. (Forrás: Lowe, 2006).	48
6.1. A dinitrogén-oxid forrásainak erőssége, illetve azok bizonytalansága. (Dolman, 2008)	55
6.2. CFC és HCFC vegyületek becsült légköri tartózkodási ideje és a GWP (globális felmelegedési potenciál) értékük (Forrás: IPCC, 2007).	59
6.3. A leggyakoribb HCF gázok tartózkodási ideje és globális felmelegedési potenciálja. (Forrás: IPCC, 2007).	62
7.1. Az emberi tevékenységből származó szulfát részecskék globális éghajlati kényszere.	70
8.1. Az elraktározott szén globális mennyisége a különböző vegetáció típusokban és a talajban (1 m mélységig) (Land use, land use change, forestry, 2000)	78
8.2. Ökoszisztémák szénkörforgalmában használatos fogalmak	82
8.3. Globális szén-dioxid mérleg (PgC/év). A pozitív számok a légkörbe irányuló fluxust, a negatív számok a légkörből történő felvételt jelzik. (IPCC 2007)	83
10.1. Az üvegházhatású gázok természetes és antropogén kibocsátása, légköri tartózkodási ideje. Az értékek dimenziója szén-dioxidnál Pg/év ($1 \text{ Pg}=10^{15}\text{g}$), a másik két gáznál Tg/év ($1 \text{ Tg}=10^{12} \text{ g}= 1$ millió tonna). A tartózkodási idő években van kifejezve.	101
10.2. Az egyes üvegházhatású gázok ipari forradalom óta okozott éghajlati kényszere éghajlati modellszámítások szerint (IPCC adatok). Az éghajlati kényszer dimenziója: Wm^{-2} . Megj.: az ózon (O_3) a talajközeli levegő ózontartalmára vonatkozik.	105

I. rész -

Tartalom

1. Az éghajlati rendszer: az éghajlati kényszerek és az éghajlat	4
1.1 Időjárás és éghajlat	4
2.1.2 Az éghajlati rendszer	5
2.1.1.2.1 Az éghajlati rendszer elemei	6
2.2.1.2.2 Éghajlati kényszerek	7
2.3.1.2.3 Az éghajlati rendszer elemei közötti kölcsönhatások: visszacsatolási mechanizmusok	8
3.1.3 Felhasznált és ajánlott források	10
4.1.4 Kérdések	10
2. A légköri sugárzásátvitel, az üvegházhatás	12
1.2.1 Fizikai alapismeretek	12
2.2 Az elektromágneses sugárzási spektrum	13
3.2.3 Föld-légkör rendszer sugárzási mérlege	15
3.1.2.3.1 Rövidhullámú sugárzási mérleg	15
3.2.2.3.2 Hosszúhullámú sugárzási mérleg	16
3.3.2.3.3 A Föld-légkör rendszer globális és lokális energiamérlege	17
4.2.4 Légköri elnyelés és az üvegházhatás	18
4.1.2.4.1 A levegőmolekulák elektromágneses sugárzáselnyelése	18
4.2.2.4.2 A légköri üvegházhatás	22
4.3.2.4.3 Az üvegházhatás mechanizmusa	23
4.4.2.2.4 Az üvegházhatású gázok	24
4.5.2.2.5 Az üvegházhatású gázok globális felmelegedés potenciálja	25
5.2.5 Felhasznált irodalom	26
6.2.6 Kérdések:	26
3. A szén biogeokémiai körforgása	28
1.3.1 A szén az üledékes kőzetekben	30
2.3.2 A szén körforgása	31
3.3.3 Felhasznált irodalom	33
4.3.4 Kérdések	34
4. Az emberi tevékenység hatása a szén körforgására	35
1.4.1 Az emberi tevékenységből származó szén-dioxid kibocsátás	35
1.1.4.1.1 Fosszilis tüzelőanyagok égetése	35
1.2.4.1.2 A földhasználat változásából származó többlet szénmennyiség	36
1.3.4.1.3 A szén biogeokémiai körforgásának mérési módszerei	36
2.4.2 A ¹⁴ C / ¹² C arány mérése	36
3.4.3 Az O ₂ /N ₂ arány mérése	38
4.4.4 Az emberi tevékenységből származó széntöbblet a légkörben maradó hányada	39
5.4.5 A légköri összetétel változásának sebessége a földtörténeti múltban és napjainkban ...	41
6.4.6 A légköri szén-dioxid koncentráció várható alakulása a XXI. században	43
7.4.7 Felhasznált irodalom	45
8.4.8 Kérdések	45
5. Metán	46
1.5.1 A légköri metán forrásai	46
2.5.2 A légköri metán nyelő folyamatai	48
3.5.3 A légköri metán koncentrációjának változása a földtörténeti múltban és napjainkban .	50
4.5.4 A légköri metán hatása a Föld-légkör rendszer sugárzásmérlegére	51
5.5.5 A metánkibocsátás és –koncentráció várható alakulása a XXI. században	52
6.5.6 Felhasznált irodalom	53
7.5.7 Kérdések	54
6. Egyéb üvegházhatású gázok	55
1.6.1 Dinitrogén-oxid	55
2.6.2 A troposzférikus ózon	56
3.6.3 A halogénezett szénhidrogének (HCFC-k)	58
4.6.4 A részleges fluorozott szénhidrogének (HFC-k)	61
5.6.5 Felhasznált irodalom	64
6.6.6 Kérdések	65

7. A légköri aeroszol éghajlati hatásai	66
1. 7.1 Az aeroszol optikai tulajdonságai	67
2. 7.2 Közvetlen hatások	69
3. 7.3 Közvetett hatások	73
4. 7.4 Az emisszió alakulása, jövő kilátások	75
5. 7.5 Források	76
6. 7.6 Kérdések	77
8. A földhasználat-változás	78
1. 8.1 A földhasználat változása: általános megjegyzések	78
2. 8.2 A felszín és a légkör közötti energia- (hő-) és vízcserét befolyásoló tényezők	81
3. 8.3 A földhasználat és a szénkörforgalom változása	82
3.1. 8.3.1 Ökoszisztémák szénkörforgalmának meghatározása	82
3.2. 8.3.2 Az újraerdősítés és az erdőirtás hatása a légköri CO ₂ szintre.	83
4. 8.4 A múltbeli és a jövőbeli földhasználat-változás éghajlati hatása	84
5. 8.5 Urbanizáció, városi hőszigetek	84
6. 8.6 Felhasznált és ajánlott irodalom	85
7. 8.7 Kérdések	86
9. Éghajlatváltozások a múltban	87
1. 9.1 A kezdeti Föld	87
2. 9.2 Üvegházhatás, fotoszintézis, üledékképződés	87
3. 9.3 Földtörténeti ó- és középidőszak	88
4. 9.4 A földtörténeti újidőszak	90
5. 9.5 Negyedkor: jégkorszakok	91
6. 9.6 Óceán-éghajlat kölcsönhatások	95
7. 9.7 Felhasznált és ajánlott irodalom	97
8. 9.8 Kérdések	97
10. Éghajlatváltozás: jelen és jövő	98
1. 10.1 Bevezető megjegyzések	98
2. 10.2 Jelenkori változások	99
3. 10.3 Éghajlati modellek	103
4. 10.4 A jövő éghajlata	106
5. 10.5 Záró megjegyzések	107
6. 10.6 Irodalom	108
7. 10.7 Kérdések	108
11. Klímapolitika, várható társadalmi, gazdasági hatások	109
1. 11.1 Az éghajlatpolitikai döntések fő szempontjai	109
2. 11.2 A nemzeti éghajlatpolitika eszköztára	109
3. 11.3 Nemzetek közötti együttműködés	112

1. fejezet - Az éghajlati rendszer: az éghajlati kényszerek és az éghajlat

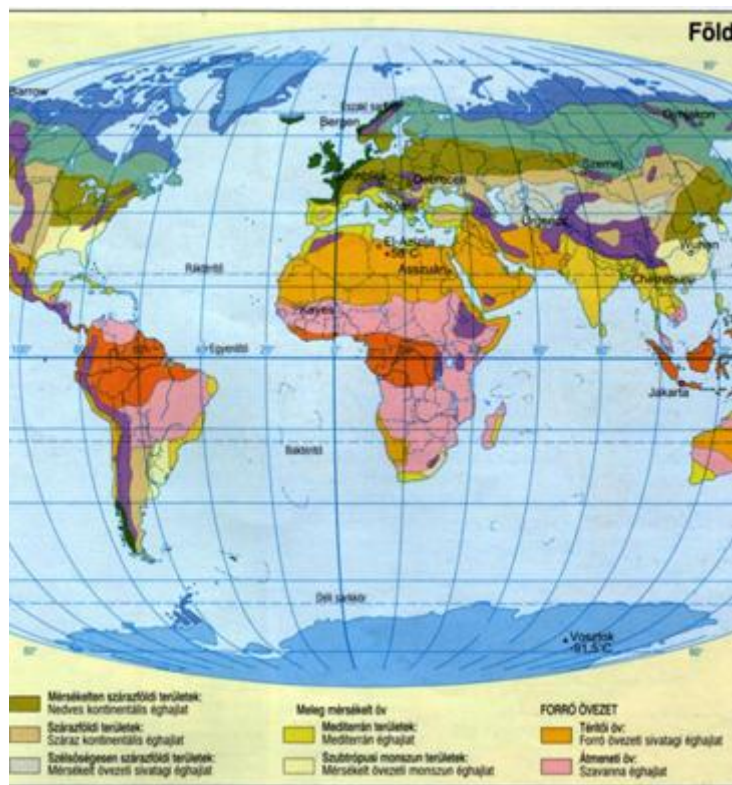
1. 1.1 Időjárás és éghajlat

A légkör fizikai állapota – az *időjárás* – mindennapi éltünk fontos meghatározója. Időjáráson általában a légkör pillanatnyi, változó állapotát, vagy annak rövidebb időtartamra vonatkozó sorozatát értjük. Az időjárást a meteorológiai elemekkel – hőmérséklettel, légnyomással, csapadékkal, széllel, felhőzettel, látótávolsággal, stb. – jellemezzük, amelyeket a Föld sok pontján rendszeresen megfigyelnek. Az időjárás elemeken kívül, a nagy időjárás képződmények kifejlődését, mozgását és megszűntét a légkör függőleges szerkezete, a szárazföldi és óceáni felszín hatása is meghatározza.

Az *éghajlatot* általában egyszerűen egy adott terület „átlagos időjárásának” tekintjük, és a meteorológiai elemek adott időtartamra vonatkozó középértékével és változékonyságával jellemezzük. A Föld éghajlatát leginkább a Naptól származó energia mennyisége szabja meg. Ismeretes, hogy a beérkező napenergia nem egyenletesen oszlik el a felszínen, ezért jönnek létre az energia szállítását, kiegyenlítését végző mozgásrendszerek, mint pl. az általános légköri és az óceáni áramlások. Az energiaáramok az éghajlat kialakításában nagy jelentőséggel bírnak. Az energia-háztartásban, a légköri és óceáni nagy energiaáramlás mellett, a felszín különböző tulajdonságai, mint pl. sugárzás visszaverő-képessége (albedója), a vegetáció, a talajnedvesség, stb. is fontos szerepet töltenek be. Az éghajlatot tehát a légkör fizikai- kémiai állapota mellett, az óceánok, a hó- és jégborított felszín (krioszféra), a talajok, a kőzetek, valamint a bioszféra együttesen szabályozzák, amelyet éghajlati rendszernek is neveznek. Tágabb értelemben az éghajlat az *éghajlati rendszer* állapotát jellemzi, amelyet a különböző statisztikai adatok számszerűsítenek.

A klasszikus éghajlattant (klimatológia) a Földön található éghajlati régiók osztályozását és leírását adja meg (lásd pl. 1.1 ábra). Az éghajlat helyről-helyre változik, sokféle paraméter együttesen határozza meg. Függ pl. a földrajzi szélességtől, a tengerektől való távolságtól, a felszín feletti magasságtól, a vegetáció típusától, stb.

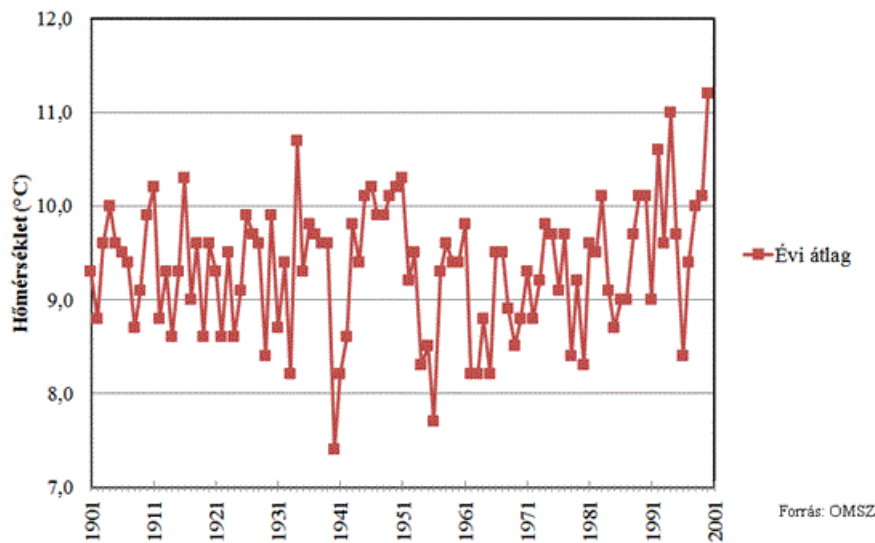
1.1. ábra - A Föld éghajlati térképe (Cartographia Tankönyvkiadó hozzájárulásával)



A térbeli változékonyság mellett, az éghajlat időben is változik. Évszokról évszakra, évről évre, évtizedek és ennél is hosszabb időszakok – évezredek, évmilliók – alatt módosul. Az *éghajlat fluktuációjának* az egyes hónapok, évszakok, évek statisztikai paramétereinek, az éghajlatilag várható értékektől mutatott eltéréseit tekintjük. Az *éghajlat ingadozását* az egymást követő hónapok, évszakok, évek sorozatos, véletlenszerű anomáliái okozzák, míg az *éghajlat változását* a hosszú idősorokban fellelhető egyirányú trendek mutatják. Az éghajlat statisztikai értelemben szignifikáns változását több évtized, vagy ennél is hosszabb időszak alatt bekövetkező változások alapján lehet kimutatni. A Meteorológiai Világszervezet (WMO) ajánlása szerint, az éghajlat jellemzésére 30 év adataiból számított éghajlati átlagokat és egyéb statisztikai jellemzőket (pl. szórás, szélsőértékek) használnak fel.

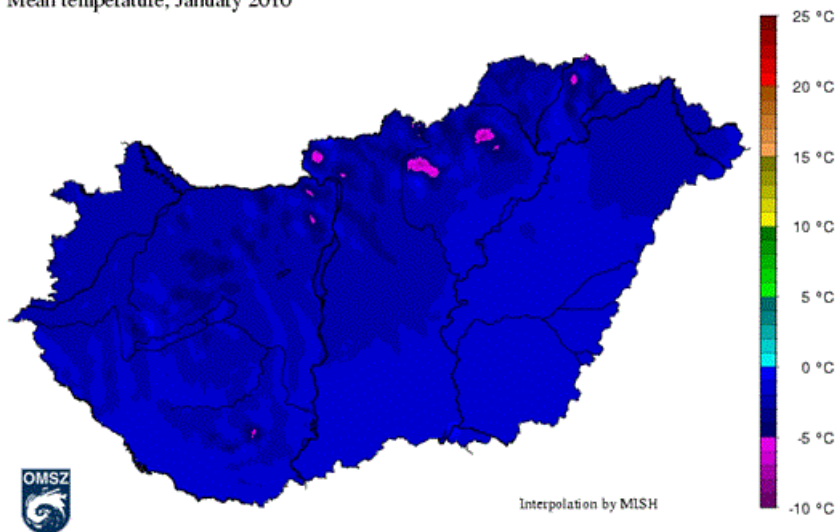
1.2. ábra - Hőmérséklet ingadozás és változás

Éves középhőmérséklet alakulása
Éghajlat ingadozása és változása Szombathely példáján



1.3. ábra - Magyarország havi középhőmérséklet változása 2010-ben

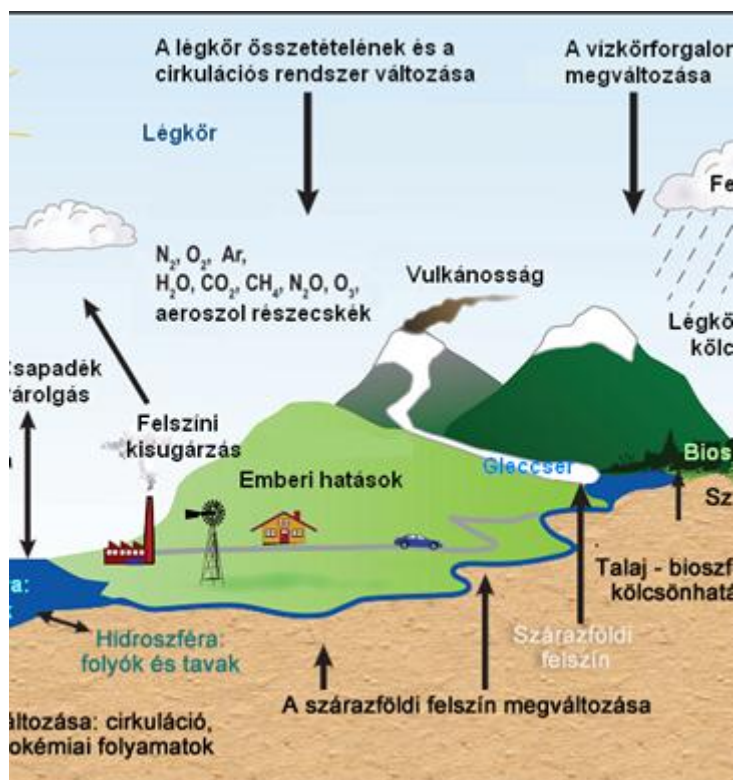
Középhőmérséklet, 2010. január
Mean temperature, January 2010



2. 1.2 Az éghajlati rendszer

Az *éghajlati rendszer* egy ún. komplex rendszer (1.2 ábra). Legfontosabb részei a légkör, a hidroszféra, a krioszféra, a szárazföldi felszín, a bioszféra, valamint a közöttük lévő bonyolult *kölcsönhatások*, amelyeket a *külső kényszerek* vezérelnek. Külső kényszerek között található pl. a Nap sugárzásintenzitásának változása, a vulkánkitörések, de az emberi tevékenység is, amely pl. a légkör összetételének, a felszín különböző tulajdonságainak (pl. albedó, vegetáció típusa) változtatásán keresztül hat az éghajlati rendszerre. Az éghajlati rendszer ún. nemlineáris rendszer. Ez azt jelenti, hogy a különböző éghajlati kényszerek „eredménye” nem az egyedi hatások egyszerű összege, vagy különbsége lesz, hanem az éghajlati rendszer állapotának – az ún. *visszacsatolási mechanizmusok* következtében – bonyolult, előre nem biztosan látható (előrejelezhető) változása lesz.

1.4. ábra - Az éghajlati rendszer (IPCC 2007).



2.1. 1.2.1 Az éghajlati rendszer elemei

Az éghajlati rendszer legváltozékonyabb, legdinamikusabb része a *légkör*. Összetétele a földtörténet során sokszor változott. Fő összetevői a napsugárzással csak kismértékű kölcsönhatásba lépnek, a Föld által kibocsátott infravörös (hő-) sugárzást viszont egyáltalán nem befolyásolják. Így a légkör nyomanyagai között sok olyan gáz található, amelyek elnyelik, és újra kibocsátják az infravörös sugárzást (lásd üvegházhatás), ezzel emelik a felszínközeli levegő hőmérsékletét. Ezeket a gázokat, *üvegházhatású gázoknak* (ÜHG) nevezzük. Érdekes kiemelni, hogy bár koncentrációjuk 0,1t%-nál kisebb, a *Föld energiaháztartásában* kulcsszerepet játszanak. Az üvegházhatású gázokhoz tartozik a vízgőz is, amely a legfontosabb természetes eredetű ilyen tulajdonságú gáz. Az üvegházhatású gázok mellett, az ugyancsak a nyomanyagok közé tartozó aeroszol részecskék is kihatnak az Föld energiamérlegére. Az éghajlatra gyakorolt hatásuk a gázokénál sokkal bonyolultabb. Leginkább a felszínre érkező napsugárzás mennyiségét csökkentik, s ezzel hűtik a légkört. Egyrészt, közvetlenül a világűr felé visszaszórják a sugárzás egy részét, másrészt, közvetlen, a részecskéken keletkező felhőcseppek a felhők sugárzási-visszaverő képességét befolyásolják. A kondenzáció miatt a részecskék befolyásolják a levegő vízgőz tartalmát is, amelynek az energiamérleg szempontjából igen lényeges következménye van. A vízgőz –mint korábban is említettük- nagyon erős üvegházhatású gáz. Ha tehát a víz, gőzformában van jelen a levegőben, akkor melegítő hatást fejt ki, ugyanakkor, ha a vízből a részecskék jelenléte miatt felhők keletkeznek, akkor a napsugárzás visszaverésével inkább hűtőhatást fejtenek ki. A részecskék a gázoknál kisebb mértékben ugyan, de a felszíni infravörös sugárzás elnyelésében is részt vesznek. A helyzetet tovább bonyolítja az a tény, hogy az üvegházhatású gázoktól eltérően, az aeroszol részecskék koncentrációja térben és időben változik. A részecskék közvetlen és közvetett éghajlati hatását a 7. alfejezetben tárgyaljuk részletesen.

A *hidroszféra* magába foglalja a felszíni és felszín alatti vizeket, az édes és sós vizeket, azaz a kisebb nagyobb vízfolyásoktól, a folyók, a tavak, a víztározók, a tengerek és az óceánok vizét. A Föld felszínének kb. 70%-át a hidroszféra foglalja el, amelynek legnagyobb részét az óceánok teszik ki. E víztömegnek az éghajlat alakításában játszott szerepe kettős. Egyrészt hatalmas mennyiségű energiát tárol és szállít, másrészt nagy mennyiségű szén-dioxidot képes elnyelni és tárolni. Az óceáni cirkulációt a szél (ily módon az általános légkörzés) és a víz sűrűségének (amelyet alapvetően a sótartalom változása idéz elő) változása vezérli. A nagy víztömeg termikus tehetetlensége miatt, az óceánok tompítják, mérséklék az erőteljes hőmérsékletváltozások hatásait, a szabályozzák a Föld éghajlatát.

A *krioszférába* tartoznak Grönland és az Antarktisz mellett, az összes hóval, vagy jéggel borított szárazföldi és tengeri felszínek, a gleccserek és az állandóan fagyott talajú (permafroszt) területek. Ez utóbbinak a kiterjedése jelentős, mivel a Föld szárazföldjeinek kb. 20%-án kisebb-nagyobb mélységig tartóan fagyott állapotban van a talaj. A krioszféra éghajlati szempontból azért jelentős, mivel a hó és jégfelszínnek nagyon intenzíven verik vissza a napsugárzást, azaz e területek albedója nagy. Fontos tulajdonsága továbbá, hogy – az óceánokhoz hasonlóan – jelentős a jég termikus tehetetlensége, valamint az óceáni cirkuláció vezérlésében, fenntartásában is kulcsszerepet játszik. Mindemellett, a jégtakarók nagy mennyiségű vizet tárolnak, s kiterjedésük megváltozásával a tengerszint is változik.

A *szárazföldi növényzet és talaj* szabályozza a Napból érkező energia felhasználását. A felszínen elnyelődött sugárzás miatt a felszín felmelegszik, és a kapott hő egy részét infravörös sugárzás formájában kisugározza. A kisugárzott energia a felszínközeli levegőt melegíti. Másik része a víz párologtatására fordítódik, amely származhat a talajból és a növényekből. Mivel a talajnedvesség párologtatásához energia befektetése szükséges, a talajnedvesség nagymértékben kihat a talaj hőmérsékletére. A felszíni formákat, a felszín egyenetlenségét a domborzat és a vegetáció együttesen határozza meg, amely befolyásolja a levegő áramlását is.

A *szárazföldi és a tengeri élővilág* fontos szerepet játszik a légkör összetételének szabályozásában, mivel az élő szervezetek felveszik (pl. fotoszintézis) és kibocsátják (pl. légzés, szerves anyag bomlása) az üvegházhatású gázokat. A fotoszintézis során (főként a szárazföldi erdők) nagy mennyiségű szén-dioxidot kötnek meg és tárolnak, ezáltal központi szerepet játszanak szén biogeokémiai körforgalmában. E mellett, más üvegházhatású gázok (pl. metán, dinitrogén-oxid) körforgalmában is fontosak. A bioszféra közvetett módon is hatással van az éghajlatra. Az óceáni bioszféra által kibocsátott illékony szerves dimetil-szulfidból, levegőben végbemenő fizikai-kémiai folyamatok során aeroszol részecskék keletkeznek, amelyek éghajlatra gyakorolt hatásaira a 7. fejezetben térünk ki. A bioszféra és az éghajlat között „kétirányú” kölcsönhatások, visszacsatolások működnek. Pl. a bioszféra „széntárolását” és a különböző nyomgázok kibocsátását-felvételét az éghajlat jelentősen befolyásolja, és fordítva, az éghajlat változása és a nyomgázok ciklusának változásával jár együtt. Az éghajlat bioszféra gyakorolt hatását különböző fossziliák, a fák évgyűrűi, pollenek, stb. őrzik.

2.2. 1.2.2 Éghajlati kényszerek

Az éghajlati rendszert vezérlő folyamatokat együttes néven, *éghajlati kényszereknek* nevezzük. Mivel az éghajlati rendszert külső hatások szabályozzák, ezért e folyamatokat *külső kényszereknek* is nevezik. A külső kényszerekre az éghajlati rendszer nem, vagy csak nagyon lassan hat vissza. Fontos kihangsúlyozni, hogy a *Föld-légkör-rendszer* kialakulása óta *energiaegyensúlyban* van, amely azt jelenti, hogy a rendszerbe érkező és az azt elhagyó energia mennyisége megegyezik. A külső éghajlati kényszerek hatására a *légkör energiamérlege* változik, olyan módon, hogy a „bevételi”, vagy a „kiadási” oldal módosul. Ennek következtében az éghajlati rendszer állapota (az éghajlat) megváltozik. Miközben a Föld-légkör-rendszer energiaegyensúlya továbbra is fennmarad, az éghajlati rendszerben egy újabb egyensúlyi állapot jön létre, amely melegebb, vagy hidegebb éghajlatot eredményez.

Éghajlati kényszeren a tropopauza magasságában, egységnyi területű légoszlopban elnyelt energia megváltozását (mértékegysége: W/m²) értjük. Az éghajlati kényszerek között egyaránt megtalálhatók a Föld bolygón kívüli (extraterresztrikus) és belüli (terresztrikus) tényezők. Az éghajlatot befolyásoló legfontosabb kényszereket az 1.1 táblázatban [7] foglaltuk össze.

1.1. táblázat - Az éghajlati rendszerre ható éghajlati kényszerek.

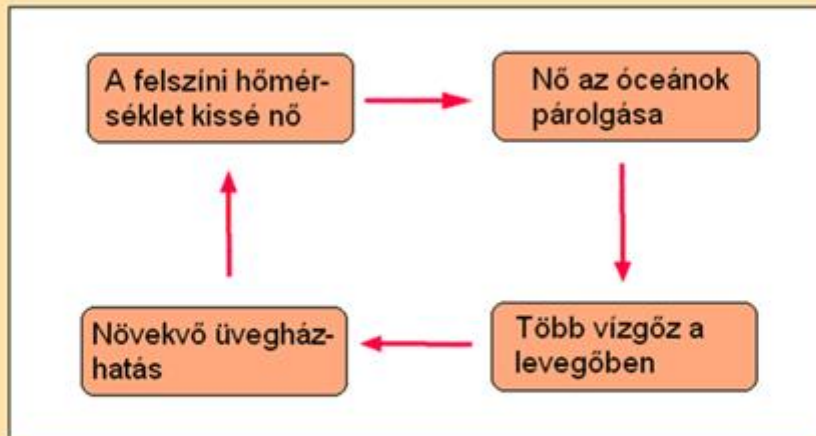
Extraterresztrikus	Napsugárzás intenzitása Égitestek árapálykeltő hatása Föld pályaelemeinek változása	
Terresztrikus	Szárazföld	<ul style="list-style-type: none"> - Kontinensek tömege - Vulkanosság - Hegységek - Felszíni kőzetek - Talaj - Tavak, folyók, - Talaj vízkészlete
	Óceánok	<ul style="list-style-type: none"> - Cirkulációs rendszer - Szélhajtotta turbulens - Vízmozgások - Mechanikai tehetetlenség - Termikus tehetetlenség - Felületi impulzuscseré
	Krioszféra	- Hőforgalom a légkörrel
	Bioszféra Légkörön belül ható tényezők Emberi tevékenység	<ul style="list-style-type: none"> - Sugárzásátvitel - Belső dinamikai folyamatok - Levegőkémiai folyamatok - Levegő összetétele - Levegőkémiai folyamatok - Talajhasználat - Ökoszisztémákra gyakorolt hatás

2.3. 1.2.3 Az éghajlati rendszer elemei közötti kölcsönhatások: visszacsatolási mechanizmusok

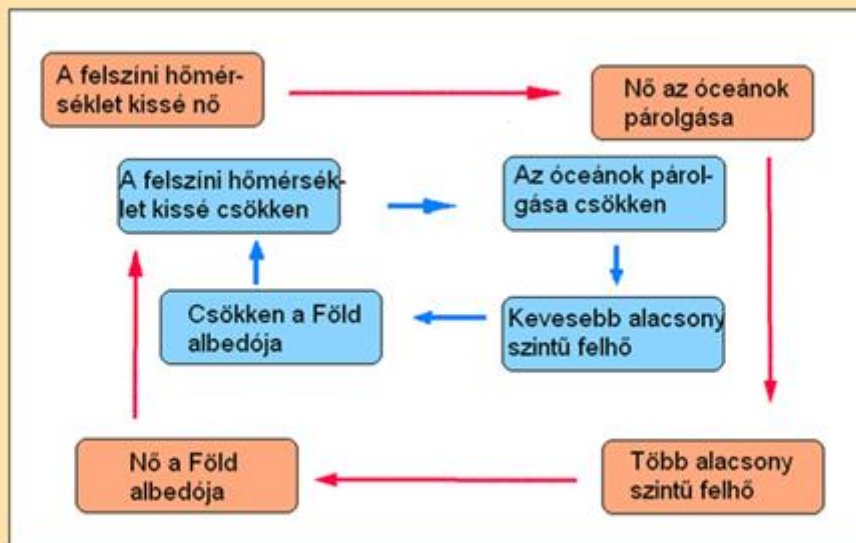
A külső kényszerek az éghajlati rendszerre kifejtett hatásnak vizsgálata általában nem könnyű. E folyamatok során az ok – okozat vizsgálat azért nehéz, mert két, vagy több folyamattal kell számolni, amelyek különböző sorrendben, ellenkező értelemben, egymással kölcsönhatásban érvényesülnek. Az *éghajlati visszacsatolás* a különböző folyamatok közötti kölcsönhatást jelenti, amikor egy kezdeti hatás egy másik folyamat beindulását váltja ki. Ha a két (vagy több) folyamat egymás hatását erősíti, *pozitív visszacsatolásról* beszélünk. Pozitív visszacsatolás a 1.5.a ábrán látható mechanizmus. Az emelkedő hőmérséklet növeli a párolgást, emiatt több vízgőz lesz a légkörben, amely –erős üvegházhatású gáz lévén– növeli az üvegházhatást, és a hőmérséklet tovább emelkedik. De ide tartozik a jég-albedó mechanizmus is. A jég albedója nagy. A hőmérséklet emelkedésével elolvad a jég, az alatta lévő felszín (pl. talaj, vagy vízfelszín) albedója pedig lényegesen kisebb. A sötétebb felszínnek több energiát nyelnek el, jobban felmelegednek, ami a hőmérséklet további növekedéséhez vezet. *Negatív visszacsatolás* esetén, az elsődleges hatást valamely más folyamat fékezi, vagy kioltja. Erre lehet példa a felhő-albedó visszacsatolás (1.5.b ábra). A növekvő hőmérséklet miatt nő az óceánok párolgása, emiatt több alacsony szintű felhő keletkezik. Ezeknek a felhőknek nagy az albedója, ezért kevesebb sugárzás jut le és nyelődik el a felszínen, következésképpen csökken a felszíni hőmérséklet. Emiatt csökken a párolgás, kevesebb felhő keletkezik és csökken az albedó is.

1.5. ábra - Pozitív (a) és negatív (b) visszacsatolás.

Pozitív visszacsatolás



Negatív visszacsatolás



A legszorosabb kölcsönhatás a légkör és az óceánok között áll fenn, ilyen pl. a víz és a víz párolgására fordított energia kicserélődése. Az óceánok vize az elnyelt energia hatására párolog. A párolgást a kondenzáció, felhőképződés, s csapadékhullás követi, amelyek közben (hő) energia szabadul fel. Végül a víz a folyókon keresztül visszajut a tengerekbe, óceánokba. Az energia kicserélődése az időjárási rendszerek kialakulását segíti elő. Másfelől, a csapadékhullás (édesvíz!) befolyásolja a tengervíz sókoncentrációját, ezáltal az óceáni áramlási rendszereket. A légkör és az óceánok közötti kölcsönhatásokban a szén-dioxid kicserélődésének is fontos szerep jut. A hideg (sarki) vízben a szén-dioxid jobban oldódik. A hideg víz lesüllyed a mélyóceánba, s az egyenlítői területeken a felszínre kerülve ugyanakkor a szén-dioxid felszabadul, és a levegőbe jut.

A *krioszféra* a *légkör* és az *óceánok* közötti kölcsönhatást gátolja, továbbá befolyásolja az óceáni cirkulációt. A *bioszféra* hatással van a *légköri szén-dioxid* koncentrációra, a *légkör vízgőztartalmára* és a *légkör sugárzási mérlegére* is. Az alábbiakban néhány fontos visszacsatolási mechanizmust mutatunk be.

Óceán – krioszféra: A jég édesvíz, ezért ha nagysága növekszik, az óceánok vizében nő a sókoncentráció, és a víz sűrűsége. Ha pedig elolvad, az édesvíz „felhígítja” az óceán vizét, és kevésbé lesz sós, csökken a víz sűrűsége.

Vízgőz – hőmérséklet: A növekvő hőmérséklet miatt a vízfelszínnek párolgása erősödik, s a levegőben nő a vízgőz mennyisége. A vízgőz koncentráció-növekedése a hőmérséklet-emelkedést tovább erősíti.

Felhő – albedó: A melegedő Földön az óceánok párolgása fokozódik, amely többlet vízgőzt juttat a légkörbe. A *vízgőz* koncentrációjának növekedése miatt több felhő keletkezik. A felhők napsugárzás visszaverő képessége jelentős, s ha nő a felhőborítottság, a visszavert napsugárzás mennyisége is nő. Emiatt a felszínre kevesebb energia jut le, ezért csökken a felszíni hőmérséklet.

Jég – albedó: Az üvegházhatású gázok (pl. vízgőz, szén-dioxid, stb.) koncentrációja növekszik, és nő a hőmérséklet. Ennek következtében a hó- és jégtakaró kiterjedése csökken. Az olvadás után a sötét szárazföldi, vagy vízfelszín kerül a hó és jég helyére, amely lényegesen több napsugárzást nyel el. A többlet energia elnyelés további hőmérséklet-emelkedést eredményez.

Szén-dioxid – óceán – légkör: A szén-dioxid vízben viszonylag jól oldódik, ezért a légköri CO₂ egyik legfontosabb nyelője az óceánok. A légköri és az óceánvízben oldott szén-dioxid között hosszabb időszakot tekintve egyensúly van. Az óceáni cirkuláció és a kémiai, biológiai folyamatok az egyensúly kismértékű eltolódását okozzák. Így a szén-dioxid légköri mennyiségének módosítása az éghajlat lassú változását eredményezheti. Pl. a szén-dioxid oldódása függ a hőmérséklettől, a hidegebb vízben több CO₂ oldódik, mint a melegebben. A növekvő légköri szén-dioxid miatti melegedés, az óceánok vizében oldódó szén-dioxid mennyiségét csökkenti (azaz a nyelőjének gyengülését okozza), ami a szén-dioxid koncentrációjának, illetve a hőmérséklet további növekedését idézi elő.

3. 1.3 Felhasznált és ajánlott források

IPCC, 2007: Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Working Group I Contribution to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Figure FAQ 1.2. Cambridge University Press.

IPCC, 2001: Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Houghton, J.T., Y. Ding, D.J. Griggs, M. Noguer, P.J. van der Linden, X. Dai, K. Maskell, and C.A. Johnson (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 881pp.

Magyarország éghajlati atlasza. Országos Meteorológiai Szolgálat.

Mészáros E. (1994) Légkörtan. Veszprémi Egyetemi Kiadó, Veszprém.

Seinfeld J.H. and Pandis S.N. (1998) *Atmospheric Chemistry and Physics*. John Wiley & Sons.

4. 1.4 Kérdések

Mi az időjárás?

Mit nevezünk éghajlatnak?

Mi határozza meg leginkább az éghajlatot?

Mi a különbség az éghajlati fluktuáció, az éghajlat ingadozása és változása között?

Melyek az éghajlati rendszer legfontosabb jellemzői?

Mit jelent az, hogy az éghajlati rendszer ún. nemlineáris rendszer?

A légkör mely összetevői játszanak fontos szerepet az éghajlat szabályozásában?

Miért lényeges, hogy a víz a légkörben gőzformában, vagy felhők formájában van-e jelen?

Mit értünk éghajlati kényszer alatt?

Mit nevezünk pozitív és negatív éghajlati visszacsatolásnak?

2. fejezet - A légköri sugárzásátvitel, az üvegházhatás

1. 2.1 Fizikai alapismeretek

Az éghajlati rendszer állapotát, az éghajlatot legfőképpen a légkör energiaháztartása, energiamérlege szabja meg. Az éghajlati rendszer energiáját részben a Napból, részben a felszínről kapja. E két forrásból származó energia jellemzőit különböző fizikai törvények írják le.

Elsőként az *energiamegmaradást* kimondó fizikai törvényt, a termodinamika első főtételét kell említeni, amely a Föld-légkör rendszer egyik alaptörvénye. Az energia fizikai és kémiai folyamatokban alakul át. Egy test energiavesztése egy másik számára energianyereség.

Energia az anyag bármely formáján végzett munka, mértékegysége a joule (J). Egy test összes belső energiája a helyzeti (potenciális) és mozgási (kinetikus) energiájának összege. Kinetikus energiával minden mozgó test (beleértve a molekulákat és az atomokat is) rendelkezik, nagysága a mozgás sebességétől függ. Az atomok, molekulák kinetikus energiáját hőenergiának is nevezik, a gázok hőmérséklete a gáz molekuláinak (atomjainak) mozgási energiájával egyenlő.

Adott anyag hőmérsékletének növeléséhez energiabefektetés szükséges. Az elnyelt energia és az ennek hatására bekövetkező hőmérsékletemelkedés arányát *hőkapacitás*nak, köznapi megfogalmazással energia- vagy hőtároló képességnek hívjuk. A hőkapacitás függ az anyagi minőségtől, pl. a levegő kicsi, míg a vízé, a jégé (óceánok, krioszféra) nagy. Az éghajlati rendszer állapotának meghatározásában, a hőkapacitásnak fontos szerepe van. Az óceánok nagy hőtároló képességgel rendelkeznek, s emiatt a szélsőséges hőmérséklet-különbségeket jelentősen mérséklik. A szárazföldek, az óceánok és a krioszféra eltérő hőkapacitásának is lényeges éghajlati következményei vannak (pl. a monszun-jelenségek kialakulása).

Egy anyag *halmazállapot-változásakor* vagy energiát kell közölnünk a rendszerrel, illetve a rendszerből energia szabadul fel (2.1.ábra). Energia befektetés szükséges a párolgáshoz (folyadék – gáz átmenet), az olvadáshoz (szilárd – folyadék átmenet) és a szublimációhoz (szilárd – gáz átmenet). E folyamatok bekövetkeztekor növekszik a gázban tárolt hőmennyiség, a meteorológiában ezért ezt *látens* (rejtett) *hőnek* is nevezik. Az energia elraktározódása egyben hőmérsékletcsökkenést is jelent („A párolgás hőelvonással jár.”). Fagyáskor (folyadék – szilárd átmenet), kondenzáció (gáz – folyadék átmenet) és depozíció (gáz – szilárd átmenet) során viszont az elraktározott energia felszabadul, ami hőmérsékletemelkedést okoz. (A negyedik állapot a plazmaállapot, amelynek – a légkör esetében – az ún. ionoszférában van jelentősége).

2.1. ábra - Halmazállapot-változások (<http://hu.wikipedia.org/wiki/Halmazállapot>)



A különböző hőmérsékletű testek, közegek között *energiacsere* megy végbe, amely *hővezetéssel*, a *sugárzással*, és *áramlások* (lásd légkörzés, óceáni áramlások) segítségével mehet végbe. A levegő rossz hővezető, így a légkörben a hővezetés elhanyagolható. Ugyanakkor, jelentős az áramlásokkal szállított látens és szenzibilis hőmennyiség. Szenzibilis hőnek a meteorológiában azt a hőmennyiséget nevezzük, amelynek közlése hőmérsékletemelkedést eredményez. Az energia szállítása természetesen függőleges és vízszintes irányban egyaránt végbemegy. Végül, a légkör szempontjából legfontosabb módja az energiacsere, a sugárzás.

A sugárzási energia elektromágneses hullámokkal terjed. A terjedéshez nincs szükség közegre, vákuumban a sebessége (fénysebesség) 300 ezer km másodpercenként. Az elektromágneses sugárzás hullám- és részecsketermészetű, amelyek közötti kapcsolatot a *Planck-törvény* fogalmazza meg: a fotonok energiája (E) és a sugárzás hullámhossza (λ) fordítottan arányosak egymással. Az összefüggésben arányossági tényezőként szerepel még a fény sebessége (c) és az ún. Planck-állandó (h).

$$E = \frac{h \cdot c}{\lambda}$$

Ez azt jelenti, hogy minél kisebb a sugárzás hullámhossza, annál nagyobb a fotonok energiája. A mindennapi életünkben is – bár közvetett formában – találkozhatunk ezzel a fizikai törvénnyel. Amikor arról hallunk, hogy védeni kell magunkat a káros ultraibolya sugárzástól, arról van szó, hogy az ultraibolya sugárzás olyan kis hullámhosszú sugárzást jelent, amelynek energiája nagy és roncsolja a sejtjeinket.

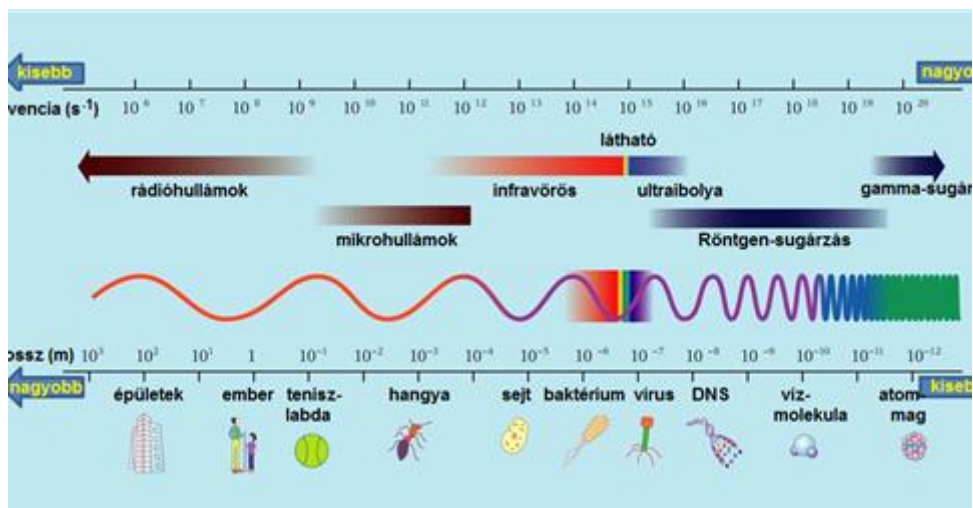
A sugárzási energiával kapcsolatban azt is tudnunk kell, hogy minden test (az atomokat és molekulákat is beleértve) elektromágneses sugárzást bocsát ki. A kisugárzott energia mennyiségét a test hőmérséklete szabja meg. Minél melegebb egy test, annál nagyobb mennyiségű energiát bocsát ki. A kisugárzott energia és a test hőmérséklete között nem egyszerű lineáris kapcsolat van, az energia a hőmérséklet negyedik hatványával arányos. Ezt az összefüggést *Stefan-Boltzmann-törvénynek* nevezik. A kibocsátott energia mennyisége mellett, a hőmérséklet a *sugárzás hullámhossz-tartományát* (azaz *spektrumát*) is meghatározza. Minél melegebb egy test, annál kisebb hullámhosszú fotonokkal terjed a kisugárzott energia túlnyomó része. A *Wien-törvény* szerint a maximális energiakibocsátás hullámhossza, fordítottan arányos a hőmérséklettel.

Végül a sugárzási mérlegben a *Kirchoff-törvénynek* is fontos következményei vannak. E szerint bármely közeg, vagy felszín által kibocsátott (emittált) és elnyelt (abszorbeált) energia (sugárzás) egyenlő. A lehetséges legtöbb energiát az abszolút fekete test nyeli el, és az abszolút fekete testek emissziója is a legnagyobb. A valós testek abszorpciója és emissziója az abszolút fekete testekéhez képest kisebb, és függ az anyagi minőségtől, a hullámhossztól, a hőmérséklettől. Ez az oka annak, hogy az egyes légköri alkotók szelektív elnyelők, azaz csak bizonyos hullámhosszú sugárzást képesek elnyelni. Ugyanakkor, a molekulák, aeroszol részecskék energiakibocsátását (hullámhosszát és mennyiségét) a hőmérsékletük határozza meg.

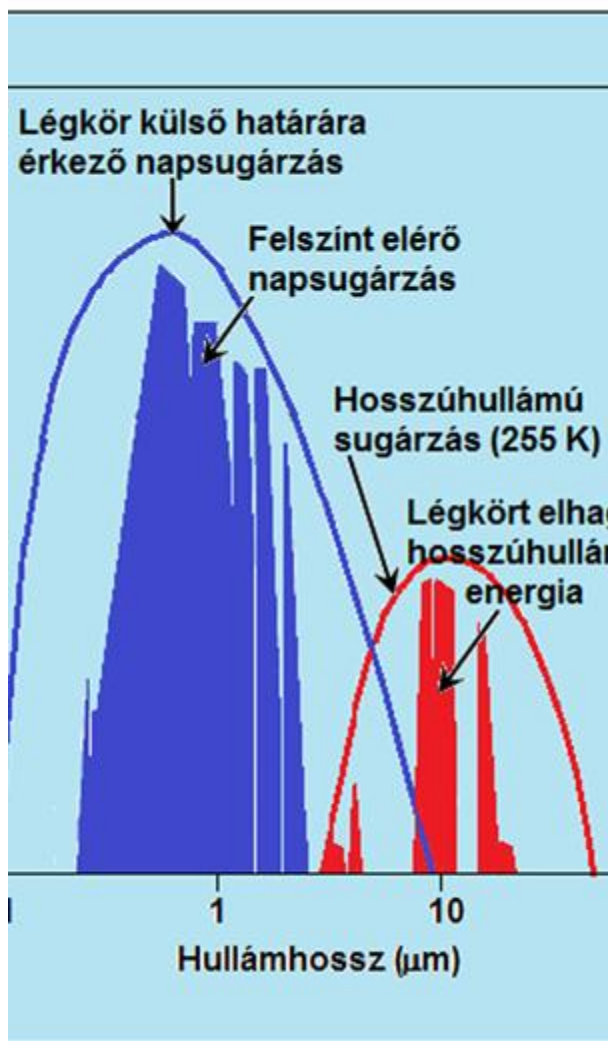
2. 2.2 Az elektromágneses sugárzási spektrum

Az elektromágneses sugárzási spektrum a 2.2. ábrán látható. Az ábra szemléletesen mutatja be, hogy az elektromágneses sugárzás hullámhossza és a fotonok energiája széles tartományt fed le. A hullámhossz a nanométerektől (vagy annál is kisebbektől) a kilométerekig terjed, 15 nagyságrenden belül változik. A fotonok energiája is jelentősen változik, de természetesen „fordított irányban”. Jól megfigyelhető, hogy a legkisebb hullámhosszhoz tartozik a legnagyobb energia. Amikor az elektromágneses sugárzásról beszélünk, gyakran nem egyes hullámhosszakot, vagy hullámhossz tartományokat említünk, hanem e tartományok hagyományos elnevezéseit alkalmazzuk. A hullámhossz csökkenésével és az energia növekedésével sorrendben megkülönböztetünk: rádió- és mikrohullámokat, infravörös (infrared, IR), látható, ultraibolya (ultraviolet, UV) sugárzást, röntgen- és gammasugárzást. Végül, említhetjük az ábrán már nem szereplő kozmikus sugárzást is (ennek hullámhossza kisebb, mint 1 nm, és nagyon nagy energiájú fotonokat képvisel).

2.2. ábra - Az elektromágneses spektrum (az Oxford University Press engedélyével http://sciencecity.oupchina.com.hk/npaw/student/glossary/electromagnetic_spectrum.htm).



2.3. ábra - A Nap és a Föld energiaspektruma. A szaggatott görbék a Nap és a Föld által kisugárzott energiaspektrumot ábrázolják. A sötétebben satírozott részek a légköri elnyelés után maradt energia fluxust mutatják.

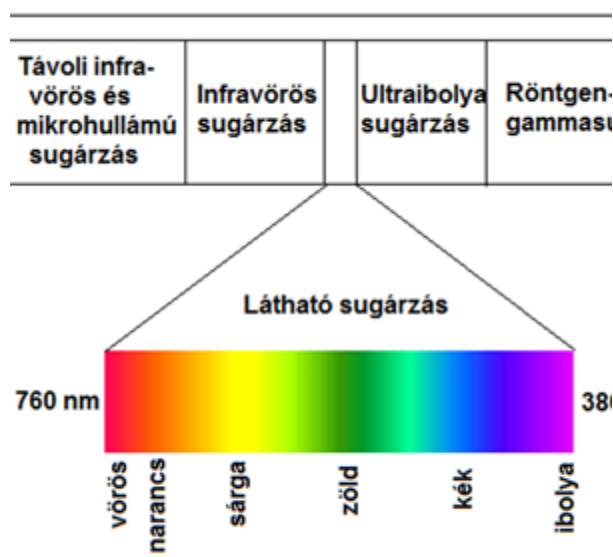


A Föld-légkör rendszert két fő forrás látja el energiával. Az egyik a Nap, a másik a felszín. A fenti fizikai alapelvek alapján érthető, hogy e két forrásból származó energia jellemzői (pl. hullámhossztartománya, vagy spektruma) lényegesen különbözik egymástól. A 2.3 ábrán megfigyelhető, hogy a Naptól lényegesen kisebb

hullámhosszú, és nagyobb energiájú sugárzás formájában érkezik az energia a Földre. Ennek oka az, hogy a Nap felszínének hőmérséklete kb. 6000 K (K: Kelvin, $K = ^\circ C + 273,15$), míg a Földé csupán 288K (15°C). Az eltérő felszíni hőmérséklet miatt, a Napból érkező sugárzási energia a 0,5 μ m-es (500nm-es), míg a Föld kisugárzása 10 μ m-es hullámhosszon maximális (1 μ m=0,001mm=0,000001m). A meteorológiában Nap és a Föld energiakibocsátását rendre *rövidhullámú* ($\lambda < 4 \mu\text{m}$) és *hosszúhullámú* ($\lambda > 4 \mu\text{m}$) sugárzásnak nevezik.

A 2.3. ábra alapján látható, hogy a földi energiaháztartás szempontjából az ultraibolya (0,2-0,38 μm), a látható (0,38-0,76 μm) és az infravörös (0,38-100 μm) tartományoknak van jelentős szerepe. A látható tartományban megfigyelhető (lásd 2.4. ábra), hogy a különböző hullámhosszak (λ) más-más színeként (energiaként) jelennek meg. A rövidebb hullámhosszaktól a hosszabbak felé haladva, az ibolyától a vörösig jutunk el. A látható tartományba esik a Nap sugárzásának maximuma is, a $\lambda = 0,5 \mu\text{m}$ a zöld színt jelenti. A Föld által kisugárzott energiát ($\lambda = 10 \mu\text{m}$) szemünkkel nem látjuk, mivel az már az infravörös tartományba tartozik, és csak az infravörös képalkotási technika alkalmazásával érzékeljük.

2.4. ábra - A látható tartomány.

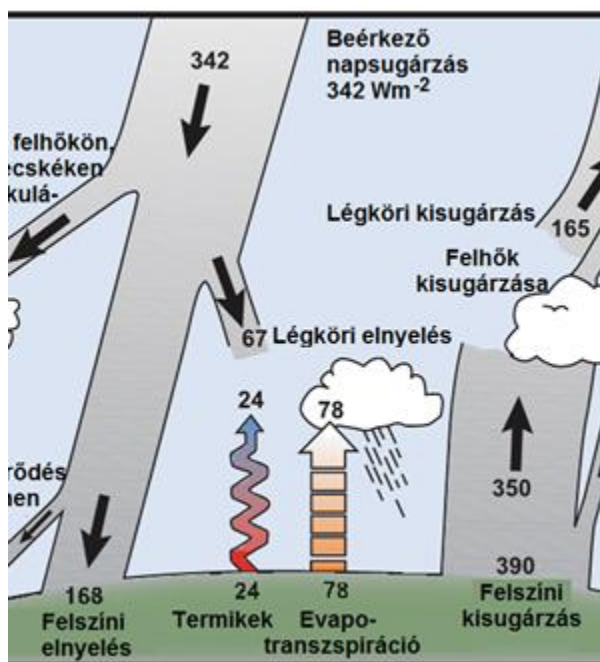


3. 2.3 Föld-légkör rendszer sugárzási mérlege

3.1. 2.3.1 Rövidhullámú sugárzási mérleg

A Napból a Föld keresztmetszetére jutó energia értéke 1368 Wm^{-2} , amelyet *napállandónak* neveznek. A Föld gömbalakját is figyelembe véve, a légkör külső határára globálisan, átlagosan 342 Wm^{-2} energia jut. A rövidhullámú sugárzási mérleg részletesem a 2.5 ábrán látható.

2.5. ábra - A Föld-légkör-rendszer sugárzásháztartása (IPCC 2007).



A légkörbe lépve, a gázok elnyelik a napsugárzás egy részét. Ennek az elnyelésnek köszönhető, hogy a nagyenergiájú fotonok nem jutnak le a földfelszínre, ezáltal lehetővé teszik a bioszféra számára az életet. A nagyenergiájú sugárzás elnyelése miatt alakult ki a sztratoszféra (lásd ózonkeletkezés), s jön létre pl. az ionoszféra is, amely a rádióhullámok terjedésében játszik jelentős szerepet. A gázok a légkör tetejére érkező összes napsugárzásnak majdnem 20%-át nyelik el.

A légkörbe érkező napsugárzás intenzitását az elnyelésen kívül, a gázok és aeroszol részecskék szórása is gyengíti. A gázmolekulák szórása a felszínről is megfigyelhető, ez jelenség okozza az égbolt kék színét. A légköri gázok és részecskék mellett a rövidhullámú sugárzásháztartást a felhők nagymértékben meghatározzák, mivel részben elnyelik, részben szórják a sugárzást. A felszínre eljutó sugárzás jelentős része a látható, kisebb hányada az infravörös tartományban található. A légkörben végbemenő elnyelés és szórás eredményeképp, a felszínen a napsugárzásnak mintegy fele (49%-a) nyelődik el, egy kisebb része a felszínről közvetlenül visszaverődik a világűrbe. Ez azt is jelenti, hogy a légkört a rövidhullámú sugárzási spektrumban „átlátszónak” tekintjük.

A rövidhullámú sugárzásháztartásban nagyon fontos szerepet tölt be a légkörből és a felszínről a világűrbe visszaszórt sugárzás. A légkör tetejére beérkező rövidhullámú energiának 31%-a hagyja el ily módon a Földet, ezt az értéket *planetáris albedónak* nevezzük.

Összességében az egész Földre vonatkozó átlagos rövidhullámú sugárzási mérleg alakulása a következő lesz (lásd 2.5 ábra). A légkör tetejére érkező 342 Wm^{-2} energiából 107 Wm^{-2} visszaverődik, a többi a légkörben és a felszínen nyelődik el, azaz a légkör és a felszín rövidhullámú energianyeresége rendre 67 Wm^{-2} és 168 Wm^{-2} .

3.2. 2.3.2 Hosszúhullámú sugárzási mérleg

A földfelszín hőmérsékletéből adódóan, a Föld energia kisugárzása döntően a hosszúhullámú, infravörös tartományban megy végbe, amelynek globális, átlagos értéke 390 Wm^{-2} (lásd 2.5 ábra jobb oldali részét). Ehhez még hozzájárul a felszínről a termikekkel szállított ún. szenzibilis és a párolgásra fordított, látens hőmennyiség is. A felszínről távozó infravörös hősugárzás túlnyomó részét azonban a légkörben előforduló üvegházhatású gázok, valamint a felhők elnyelik. A felszíni kisugárzásnak csupán kis hányada (40 Wm^{-2}) távozik közvetlenül a világűrbe a *légköri ablakon* keresztül (lásd a 2.5 ábrán).

A levegőmolekulák és a felhők az elnyelt sugárzást saját hőmérsékletüknek megfelelő hullámhosszon a tér minden irányába kisugározzák. Emiatt a felszínre jelentős energiameennyiség érkezik. A világűr felé a légköri ablakon távozó energia mellett, a levegőmolekulák és a felhők is hosszúhullámú energiát sugároznak ki.

Összességében, a légkör hosszuhullámú bevétele 452 Wm^{-2} , míg kiadása 519 Wm^{-2} , azaz a légkör energiaveszteséget (-67 Wm^{-2}) könyvel el. A felszínről 492 Wm^{-2} hosszuhullámú energia lép ki, míg 324 Wm^{-2} -nyi érkezik, azaz a felszín hosszuhullámú energiámérlege is negatív, -168 Wm^{-2} .

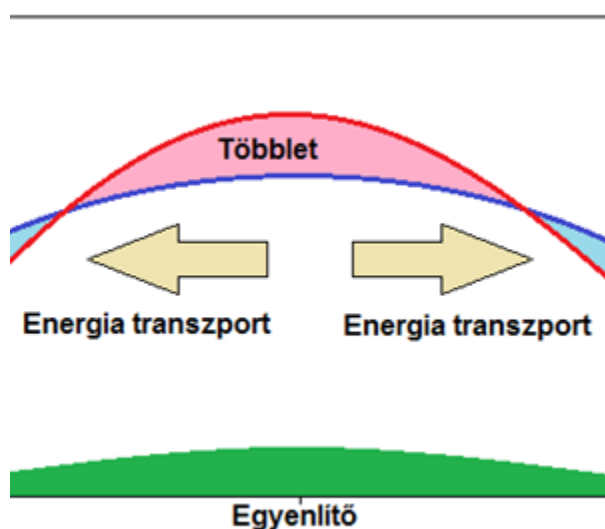
3.3. 2.3.3 A Föld-légkör rendszer globális és lokális energiámérlege

A felszínről kibocsátott összes energia lényegesen több mint a felszínen elnyelődött rövidhullámú sugárzás mennyisége. Ezek a számok arra utalhatnak, hogy a felszín több energiát sugároz ki, mint amennyit kap, azaz hűlni fog. A mérések azonban nem ezt mutatják, a felszíni hőmérséklet gyakorlatilag nem változik, a Föld *energiaegyensúlyban* van.

Az előzőekben részletezett adatok alapján elmondható, hogy globálisan mind a felszín, mind a légkör energiaegyensúlyban van, energiabevételük és kiadásuk mértéke egyenlő, ugyanakkor az érkező és távozó energia hullámhossza különböző. A *sugárzási mérleg* definíció szerint a légkör tetejére érkező és az onnan távozó sugárzási energia különbsége. *Globálisan*, a sugárzási mérleg is nulla, azaz a légkör tetejéről a világűr felé távozó hosszuhullámú energia (-235 Wm^{-2}) megegyezik a beérkező napenergiának a planetáris albedóval csökkentett értékével ($+235 \text{ Wm}^{-2}$). A felszínről kibocsátott és a bolygót elhagyó hosszuhullámú sugárzás közötti lényeges különbség oka az *üvegházhatás*.

Az egyensúly azonban csak a bolygó egészére, és egész évre vonatkozik. A Föld egyes helyein, lokálisan a sugárzási mérleg különböző. Köztudott, hogy a beérkező napenergia a földrajzi szélesség szerint változik. A sarkok felé haladva a sugárzás egyre kisebb („laposabb”) szögben éri a felszínt, azaz egységnyi sugárzás a sarkokon lényegesen nagyobb felületen oszlik el, mint az Egyenlítőnél. Ezen kívül, a beérkező energia mennyisége függ a nappalok hosszától és az albedótól is. Az albedó változékonyságát az okozza, hogy a különböző felszínek eltérően verik vissza a napsugárzást. Pl. a hófelszín albedója 75-90%, a felhőké 30-90%, a tengeri jégé 30-40%, míg a vízé csak 5-10%. A homok albedója 15-45% közötti, a különböző talajoké 5-35%, s az erdőké 3-10%. A különböző albedójú területek eloszlása pedig függ pl. a szárazföldek és óceánok elhelyezkedésétől, az éghajlattól.

2.6. ábra - A Föld éves lokális energiámérlege.



Az említett okok eredményezik, hogy éves átlagban a felszínen elnyelt energia a földrajzi szélesség függvényében 100 és 400 között változik. Az ábrán a kisugárzott energia mennyisége is látható. Ez is változik a földrajzi szélesség szerint, de sokkal kisebb mértékben, mint a beérkező energia, amelynek fő oka a levegő és az óceánok hőtranszportja. A bejövő és a kisugárzott energia *lokális mérlege* azt mutatja, hogy a Rák- és a Baktérítő közötti területeken a sugárzási mérleg pozitív, azaz nettó energianyereséggel rendelkeznek (2.6 ábra). Ugyanakkor, a térítőktől a Sarkokig az energiaháztartás negatív, amely nettó energiaveszteséget jelent. A lokális sugárzási mérlegben megjelenő különbségek hozzák létre, és tartják fenn a légkör általános légkörzését,

valamint az óceáni cirkulációt. Természetesen a lokális sugárzásháztartás nem csak térben, de az év során (szezonálisan) is változik.

4. 2.4 Légköri elnyelés és az üvegházhatás

4.1. 2.4.1 A levegőmolekulák elektromágneses sugárzáselnyelése

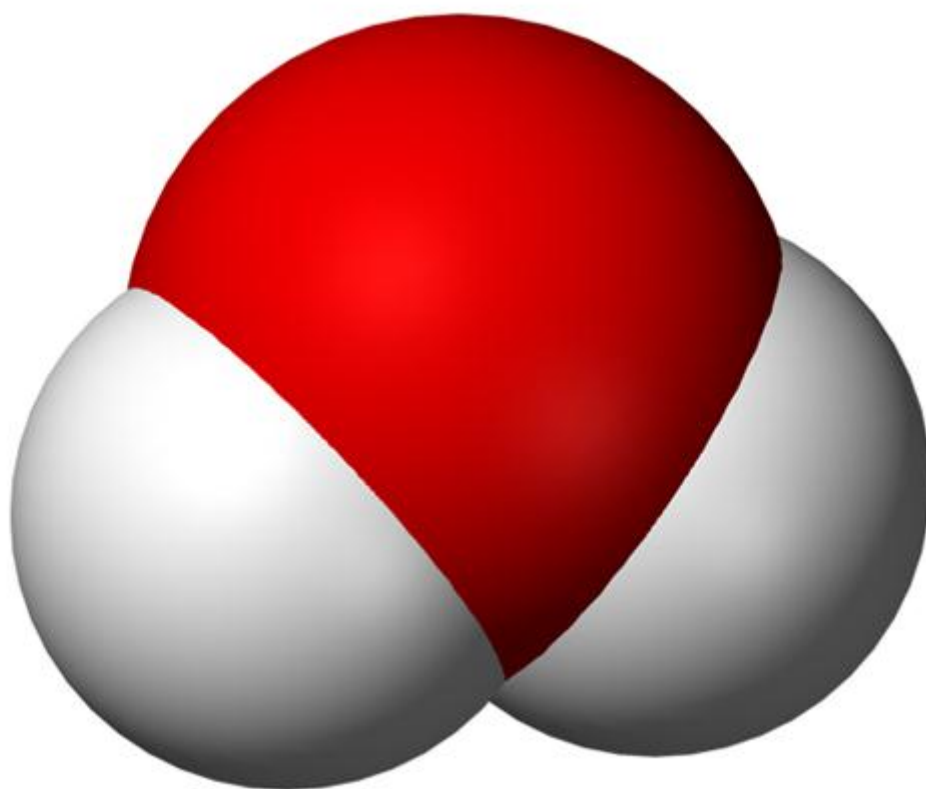
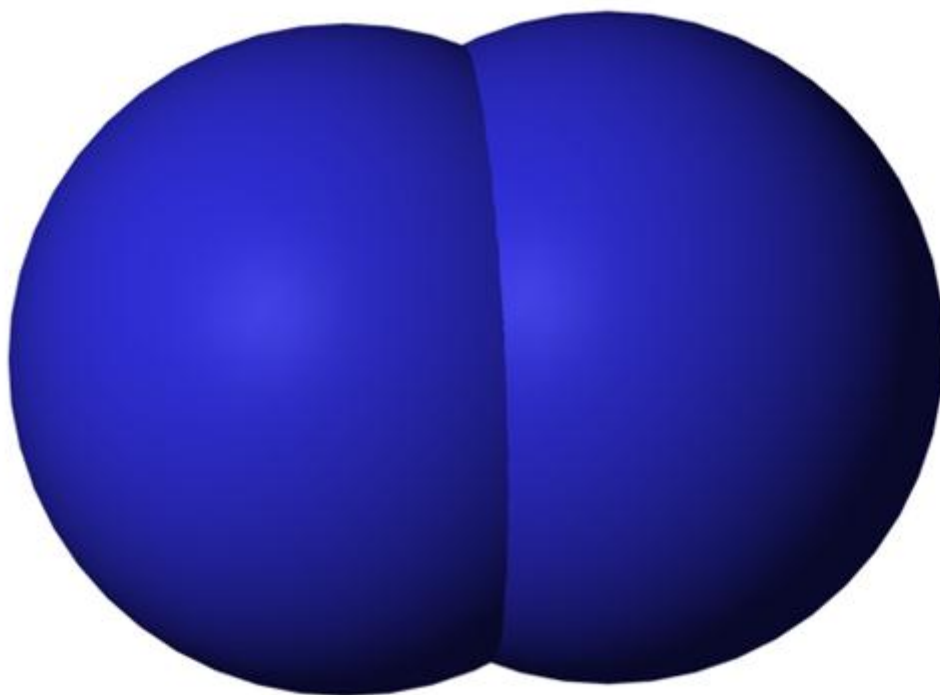
A légkört alkotó molekulák fontos szerepet töltenek be a sugárzásháztartásban. Az anyag és az elektromágneses sugárzás kölcsönhatáskor a sugárzási energia elnyelése, vagy annak leadása, továbbá rugalmas, vagy rugalmatlan szóródása következhet be. Ha a molekula elektromágneses sugárzást nyel el (abszorbeál), energiája nő, magasabb energiájú állapotba megy át, gerjesztett állapotba jut. Az energia leadáskor (amelyet emisszióknak neveznek) az energiatartalom csökken, s a molekula alacsonyabb energiaszintre kerül. A legalacsonyabb energiaállapotot nevezzük alapállapotnak.

Az elnyelt sugárzás függ az anyagi minőségtől, a légkört alkotó gázok *szelektív elnyelők*. Az egyes molekulák energiaállapotai jól definiáltak, azaz a molekulák ún. diszkrét energiaszintekkel rendelkeznek. Ez az oka annak, hogy csak olyan energiájú elektromágneses sugárzást nyelnek el, amely két jól definiált energiaállapot közötti átmenetet tesz lehetővé. A molekulák lehetséges energiaszintjei (amelynek száma egyszerű szerkezetű molekulák esetén is nagy lehet) valamint, hogy az energiaszintek között milyen átmenetek valósulhatnak meg, szabják meg hogy az elektromágneses spektrum mely hullámhosszain, hullámhossztartományában nyel el egy adott gázmolekula.

Az energiaelnyelés különböző molekuláris folyamatokhoz köthetők, mint pl. a molekulaforgások és a molekularezgések, valamint az elektronátmenetek. A röntgensugarak a belső elektronokat gerjesztik, az ultraibolya és a látható tartomány ibolya közeli részeivel a külső elektronhéjak, valamint a rezgési és forgási átmenetek gerjeszthetők. Infravörös sugárzással is a rezgési és forgási átmenetek gerjeszthetők.

A molekulák és az elektromágneses sugárzás közötti kölcsönhatást a molekulák szerkezete, apoláris, vagy poláris volta nagyban befolyásolja (2.7 ábra). *Apoláris* molekulában a kötés általában két azonos atom között van, amely azt jelenti, hogy mindegyik egyformán „húzza maga felé” a kötésben résztvevő elektronpárt. Az apoláris molekulák meglehetősen korlátozottan, csak elektrongerjesztés kapcsán lépnek kölcsönhatásba az elektromágneses sugárzással. A földi légkörben leggyakoribb kétatomos, apoláris molekulák (N_2 és O_2) a *röntgen és ultraibolya tartományban* nyelnek el, s a Föld felszínéről kilépő sugárzás elnyelése szempontjából elhanyagolhatóak.

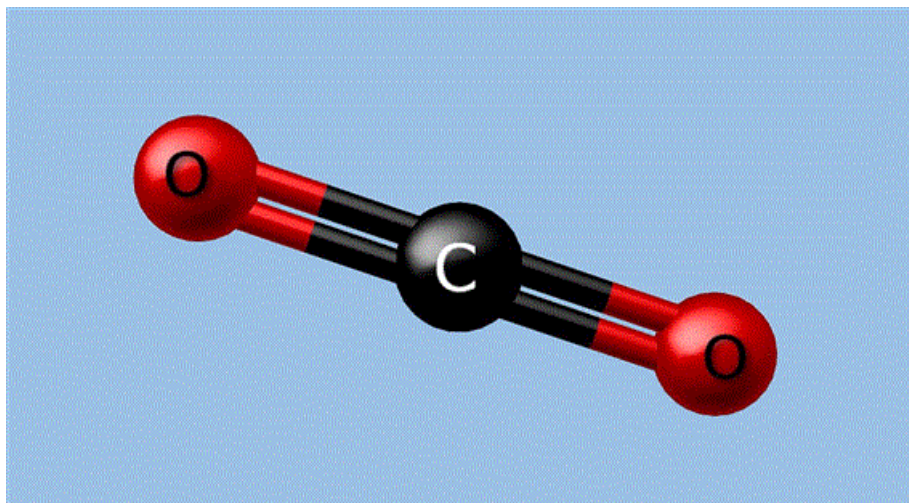
2.7. ábra - Apoláris (N_2) és poláris (H_2O) molekulák



Különböző atomokból álló molekulák atomjai között viszont általában *poláris* kötés van. Ez annál polárisabb, minél nagyobb a két atom közti elektronvonzó-képesség különbsége. Poláris a molekula akkor, amikor az egyik atom jobban vonzza a kötésben résztvevő elektronpárt, így a molekulának ez a része kicsit elektronban dúsabb, részleges negatív töltésű lesz. A másik atom felőli rész ugyanakkor, elektronban szegényebb, részleges pozitív töltésű lesz. A poláris molekulák sokkal bonyolultabb kölcsönhatásba lépnek az elektromágneses sugárzással. A légkör nyomgázai között számos ilyen összetevő van, közülük a legnagyobb mennyiségben a vízmolekula található. Közismert, hogy a vízgőznek speciális szerepe van a légkörben, és az üvegházhatásban is. Ezt a vízmolekulák aszimmetrikus szerkezete magyarázza, amelynek következtében a vízgőz az elektromágneses sugárzási spektrum nagy részében (a látható, az infravörös és a mikrohullámú tartományában is) elnyel.

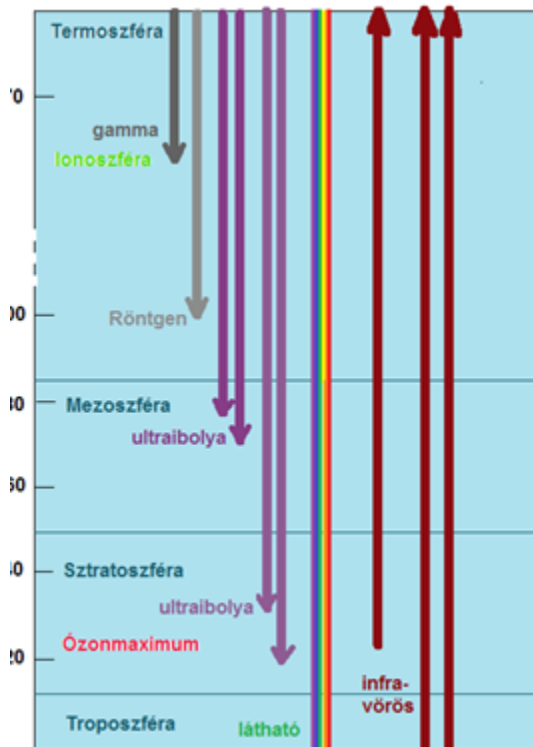
Különböző atomokból álló molekula is lehet összességében apoláris akkor, ha a poláris kötések szimmetrikusan helyezkednek el a molekulán belül, s kiegyenlítik egymás hatását. Ilyen molekula pl. a szén-dioxid, amely a másik legnagyobb mennyiségben jelen lévő nyomgáz a légkörben. Alapállapotban a CO₂-molekula apoláris, amely nagymértékben korlátozza az elektromágneses sugárzással való viszonyát. A molekulák – így a szén-dioxid is – állandó mozgásban vannak. Ennek során egyes rezgések alkalmával a CO₂-molekula is polárisává válik, amelynek következtében kölcsönhatásba képes lépni elektromágneses sugárzás infravörös tartományával.

2.8. ábra - CO₂ molekula



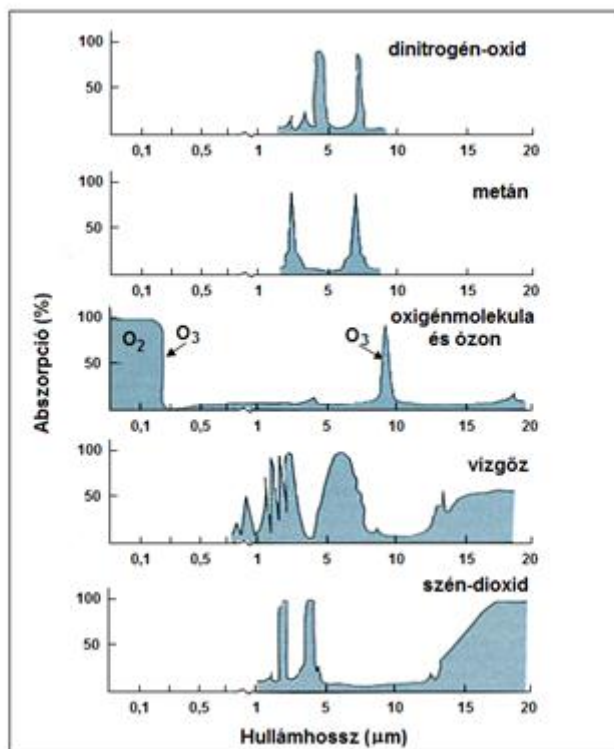
A légköri gázok napsugárzás-elnyelését szemlélteti a 2.8 ábra. A termoszférában és a mezoszférában, a gázmolekulák és atomok sugárzáselnyelése a γ - és a röntgensugárzást teljes mértékben kivonja az elektromágneses spektrumból, míg a sztratoszférában lévő ózon a spektrum ultraibolya tartományát „szűri ki”. Összefoglalva, a nitrogénatom (N) és -molekula (N₂), az oxigénatom (O) és -molekula (O₂), valamint az ózon (O₃) elnyelése gyakorlatilag teljesen kivonja a napsugárzás 270 nm-nél kisebb hullámhosszú részét.

2.9. ábra - A Napsugárzás útja a légkörön át.

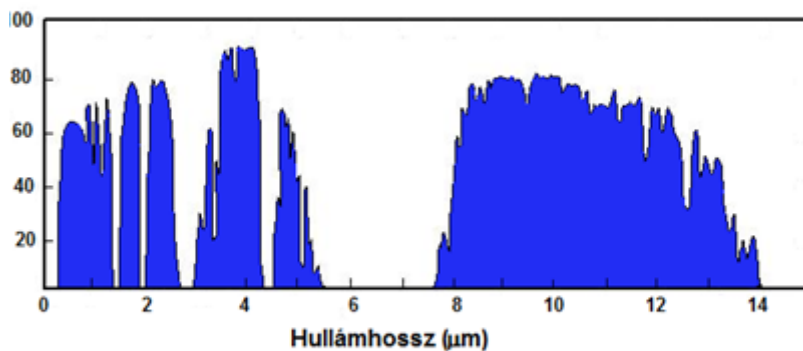


A 270nm-nél nagyobb hullámhosszakon elnyelő legfontosabb gázok, a vízgőz, a szén-dioxid, a dinitrogén-oxid, a metán és az ózon elnyelési sávjait mutatja be a 2.9 ábra. Végeredményként a légkör a nap- és a felszíni sugárzásnak csak bizonyos hullámhossztartományokban engedi át a sugárzási energiát, amelyet a 2.10 ábra szemléltet. Az ábrán a légkör áteresztő képessége (transzmittanciája) látható a hullámhossz függvényében. Az ábrán az elektromágneses spektrum légkörön áteresztett hányadát a kékszínű, míg az üresen maradt részek a légköri elnyelés jelentőségét jelzik. Az ábrán megfigyelhető, hogy az infravörös tartomány 8 μm és 14 μm közötti részében a hosszúhullámú sugárzást gyakorlatilag háborítatlanul átengedi a légkör. Ezt a tartományt nevezik légköri ablaknak.

2.10. ábra - A légkörben szelektíven elnyelő legfontosabb alkotók (Ahrens, C.D., 1994 nyomán)



2.11. ábra - A légköri elnyelés hatása a nap- és a felszíni sugárzásra (http://en.wikipedia.org/wiki/File:Atmospheric.transmittance_alapján).



4.2. 2.4.2 A légköri üvegházhatás

Az előző alfejezetben láttuk, hogy a légkörbe belépő és az onnan távozó energia megegyezik, azaz a bolygó energiaegyensúlyban van. Ugyanakkor azt is láttuk, hogy a felszínről kibocsátott és a bolygót elhagyó hosszuhullámú sugárzás közötti lényeges különbség van, amelynek oka az *üvegházhatás*. A légkör üvegházhatása a földi energiamérleg fontos tényezője, ez a jelenség okozza a felszínen a számunkra kellemes éghajlatot.

Az üvegházhatás jelentőségének megértéséhez, mértékének kiszámításához egy gondolat kísérletet végzünk el, amelyet az alábbiakban foglalhatjuk össze.

1. Tudjuk, hogy a Föld energiaegyensúlyban van, azaz a beérkező (E_{in}) és a bolygót elhagyó (E_{out}) sugárzás megegyezik.

$$E_{in} = E_{out}$$

2. Ismerjük a Föld légkörébe belépő napenergia mennyiségét. Emlékeztető: a légkör tetején a Föld keresztmetszetére (πR^2 , ahol $R=6370 \text{ km}$ a Föld sugara) érkező energia a napállandó ($S_0=1368 \text{ Wm}^{-2}$). A beérkező energia egy része a légkörből és a felszínről visszaverődik, tehát nem nyelődik el sem a légkörben, sem a felszínen. A visszaverődés mértékét nevezzük planetáris albedónak ($A=0,31$, vagy 31%).

$$E_{in} = \pi R^2 (1 - A) S_0$$

3. Tudjuk, hogy minden test saját hőmérsékletének megfelelő energiát sugároz ki. Ennek mértékét a Stefan-Boltzmann-törvény felhasználásával számíthatjuk ki. Az energiaegyensúly fenntartásához szükséges kilépő energiát a bolygó ún. egyensúlyi hőmérséklete (T_e) biztosítja. A gömb alakú bolygó felületéről ($4\pi R^2$) kilépő összes energia az egyensúlyi hőmérséklet negyedik hatványával arányos. A teljesség kedvéért, az összefüggésben szerepel még a Stefan-Boltzmann állandó ($\sigma=5,67 \cdot 10^{-8} \text{ Wm}^{-2}\text{T}^4$) is.

$$E_{out} = 4\pi R^2 \sigma T_e^4$$

A számítások elvégzése után kapjuk meg a Föld egyensúlyi hőmérsékletét, amely 255 K (-18°C). Ez annyit jelent, hogy az üvegházhatás nélkül a felszín hőmérséklete 33°C-kal lenne kisebb a megszokott +15°C-nál.

2.12. ábra - Föld egyensúlyi hőmérséklete üvegházhatás nélkül

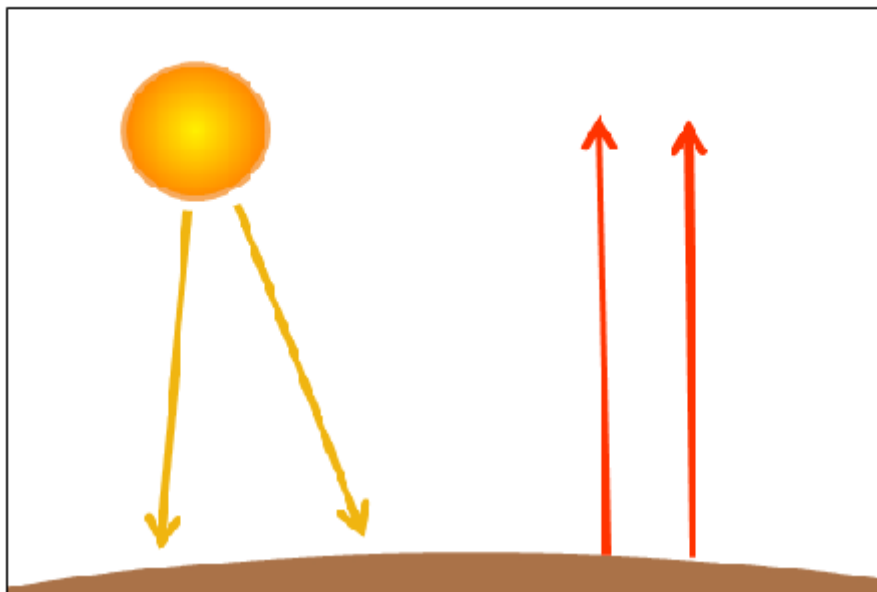
$$E_{in} = E_{out} \quad \text{A Föld energiaegyensúlyban van.}$$

4.3. 2.4.3 Az üvegházhatás mechanizmusa

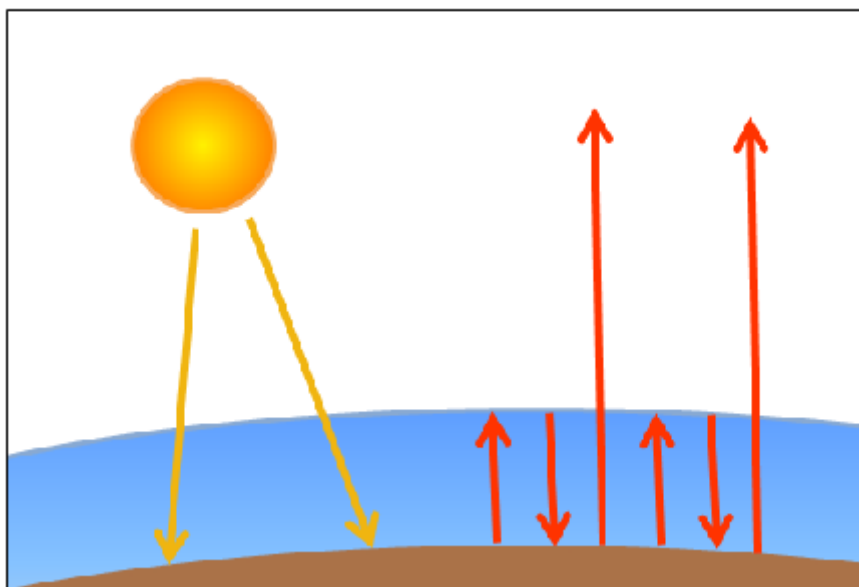
A levegő összetevői révén elnyeli és kibocsátja az infravörös sugárzás. Az *üvegházhatást* létrehozó légköri komponensek az ún. üvegházhatású gázok. Az üvegházhatású gázok közös jellemzője, hogy a hosszuhullámú sugárzási tartományban nagyon jó szelektív elnyelők, és egyben kibocsátók is. E gázok elnyelik a felszínről kibocsátott hősugárzást, és minden irányban – a felszín felé is – kisugározzák (2.11 ábra). Ezt az energiát a felszín elnyeli és kisugározza, s ez így megy tovább. Az elnyelt energia következtében a molekulák saját hőmérséklete is nő, ezáltal a felszínközeli levegő egyre melegszik.

2.13. ábra - A légköri üvegházhatás.

Üvegházhatás nélkül



Üvegházhatással



4.4. 2.2.4 Az üvegházhatású gázok

A legjelentősebb üvegházhatású gáz sorrendben a vízgőz és a szén-dioxid, a metán, a dinitrogén-oxid, az ózon és egyéb kis koncentrációban jelen lévő gázok. A nedves egyenlítői területeken a vízgőz koncentrációja nagyon nagy, emiatt itt az üvegházhatás is nagyon jelentős. A szén-dioxid csak kevéssé járul hozzá ehhez az üvegházhatáshoz. Ugyanakkor, a hideg, száraz sarki vidékeken a szén-dioxid vagy a vízgőz koncentrációjának kismértékű növekedése sokkal erősebb hatást vált ki. Ugyanez érvényes a hideg, száraz felső légkörre is, ahol a vízgőz koncentrációjának kismértékű emelkedése jóval nagyobb üvegházhatást vált ki, mint a felszín közelében.

Az éghajlati rendszer egyes tartományai (pl. óceánok, élő szervezetek) és az emberi tevékenység befolyásolják az üvegházhatású gázok koncentrációját. Az emberi beavatkozásnak köszönhetően az üvegházhatásban fontos szerepet játszó gázok kibocsátása nőtt meg, pl. a szén-dioxidé, a metáné, a dinitrogén-oxidé és a halogénezett szénhidrogéneké. (Ez utóbbiak közé tartoznak a fluor-, a klór- és a brómtartalmú szénhidrogének.) E gázok

felhalmozódnak a levegőben, ezért nő a koncentrációjuk. Az Ipari Forradalom óta légköri mennyiségük jelentősen megnőtt.

A *szén-dioxid* számos természetes forrásán (pl. szerves anyagok bomlása, légzés, vulkánosság) kívül, az energia előállítása miatt elégetett fosszilis tüzelőanyagok, a cement és egyéb anyagok gyártása az antropogén szén-dioxid fontos kibocsátói. Emellett, az erdőirtás is lényeges tényező a szén-dioxid mennyiségének növelésében. Az erdőirtás a közvetlen CO₂ kibocsátáson kívül csökkenti a növények szén-dioxid felvételét is.

A *metán* antropogén kibocsátása elsősorban a mezőgazdasági tevékenységekkel (pl. rizstermelés, kérődző állatok tartása), a földgázfelhasználással és a hulladékkezeléssel kapcsolatos. Természeti folyamatok során is keletkezik metán (pl. oxigénmentes környezetben a szerves anyag bomlása).

Természetes forrásokból a *dinitrogén-oxid* a talajból és az óceánvízből kerül a levegőbe. A talaj dinitrogén-oxid kibocsátását trágyázással az ember lényegesen megnöveli. Ezen kívül, a fosszilis tüzelőanyagok elégetésekor is kerül N₂O a levegőbe.

A *halogénezett szénhidrogének* levegőbe juttatásáért főként az emberi tevékenység okolható, természetes forrásaik kicsik, vagy nincsenek. Az *ózon* is üvegházhatású gáz, amely a légkörben keletkezik és bomlik el. Az emberi tevékenységnek köszönhetően a troposzférában nő a koncentrációja, míg a sztratoszférában csökken.

A *vízgőz* a legnagyobb mennyiségben lévő, s ezért a legjelentősebb üvegházhatású gáz. Ennek ellenére az emberi befolyás nem túlságosan jelentős, főként indirekt módon hat a koncentrációjára (ugyanis a melegebb levegő több vízgőzt tartalmazhat). A vízgőz mennyiségének antropogén befolyásolása a metán kibocsátásán keresztül is bekövetkezhet. Ez a sztratoszférát érinti, ahol a metán bomlásakor kismennyiségű víz keletkezik. (Emlékeztető: a hideg, száraz felső légkörben, mint amilyen a sztratoszféra, a vízgőz koncentrációjának kismértékű emelkedése jóval nagyobb üvegházhatást vált ki, mint a felszín közelében.)

A felsoroltakon kívül még nagyon sok üvegházhatású gáz (pl. SF₆: kén-hexafluorid) található a levegőben, amelyek koncentrációja kicsi. Rajtuk kívül, meg kell említeni az ún. *közvetett (indirekt) üvegházhatású gázokat* is. Ezek a gázok közvetlenül nem befolyásolják az üvegházhatást. Ugyanakkor, légkörben végbemenő kémiai reakcióik valamilyen módon módosítják az üvegházhatású gázok koncentrációját, illetve e gázok (kémiai reakciókban keletkező) bomlástermékei rendelkezhetnek üvegházhatással. Az említett reakciók főleg az ózon keletkezésével/bomlásával, a sztratoszféra vízgőz-koncentrációjának növekedésével és a hidroxilgyök koncentrációjának változásával függnek össze.

Közvetett üvegházhatású gázok közé tartozik a szén-monoxid, az illékony szerves vegyületek, a nitrogén-oxidok és a hidrogén; ugyanakkor, a metán, és a halogénezett szénhidrogének közvetlen és közvetett üvegházhatással egyaránt rendelkeznek. A metán tartózkodási ideje szorosan összefügg a hidroxilgyök koncentrációjával. A *metán* közrejátsszik a troposzférikus ózon mennyiségének változásában, növeli a sztratoszféra vízgőz, valamint végső soron a szén-dioxid koncentrációját. A *szén-monoxid* szabályozza a hidroxilgyök légköri szintjét, s ezen keresztül növeli a metán mennyiségét. A *halogénezett szénhidrogének* a sztratoszférikus ózon koncentrációjának csökkentésében vesznek részt, ezáltal közvetett módon befolyásolják az üvegházhatást. Az *illékony szerves vegyületek* kihatnak a troposzféra ózonkoncentrációjára és a metán oxidációjára, és végül szén-dioxid keletkezik belőlük. A *nitrogén-oxidok* (NO és NO₂) levegőkémiai reakciókban növelik az ózonkoncentrációt, viszont csökkentik a metánét. Végül, a hidrogén (H₂) hozzávetőlegesen negyede a hidroxilgyökök keletkezésében vesz részt, amely a sztratoszférában a vízgőz koncentráció növekedésében nyilvánul meg, illetve a sztratoszférikus ózon kémiájában játszik fontos szerepet. A troposzférában a szén-monoxidhoz hasonlóan, az ózon keletkezését és a metán-szint növekedését idézi elő.

4.5. 2.2.5 Az üvegházhatású gázok globális felmelegedés potenciálja

Az üvegházhatású gázoknak a globális felmelegedésben játszott szerepét az ún. *globális felmelegedési potenciál* (GWP: Global Warming Potential) bevezetésével számszerűsíthetjük. A globális felmelegedés potenciál olyan relatív mérőszám, amely azt mutatja meg, hogy egységnyi tömegű üvegházhatású gáz a szén-dioxidhoz képest milyen mértékű üvegházhatást okoz. A szén-dioxid GWP értéke definíció szerint 1. Például, ha egy gáz globális felmelegedés potenciálja 100, az azt jelenti, hogy adott tömegű gáz üvegházhatása 100-szor nagyobb az ugyanakkora tömegű szén-dioxidénál. A GWP mindig valamekkora időintervallumra vonatkozik. Néhány üvegházhatású gáz globális felmelegedés potenciálja a 2.1 táblázatban [26] látható.

2.1. táblázat - Néhány üvegházhatású gáz globális felmelegedés potenciálja különböző időintervallumokra vonatkozóan.

Gázok	Tartózkodási idő (év)	Globális felmelegedés potenciálja	
		20 év	100 év
Metán (CH ₄)	12	72	25
Dinitrogén-oxid (N ₂ O)	114	289	298
Freon-12 (CCl ₂ F ₂)	100	11 000	11 900
HFC-23 (CHF ₃)	270	12 000	14 800
Kén-hexafluorid (SF ₆)	3 200	16 300	22 800

A globális felmelegedés potenciál függ az adott üvegházhatású gáz infravörös elnyelésének erősségétől, attól hogy milyen hullámhosszakon (hullámhossz-tartományokban) nyel el, illetve a gáz légköri tartózkodási idejétől. Ha a GWP értéke nagy, akkor a gáz infravörös elnyelése biztosan jelentős és tartózkodási ideje is hosszú. A globális felmelegedés potenciál hullámhossz-függése ennél kissé bonyolultabb. Például, egy gáz a légkör más összetevőivel együtt bizonyos hullámhosszon intenzíven elnyel. Ekkor az adott gáz GWP értékét ez az elnyelés nem biztos, hogy befolyásolja, mert a légkör többi alkotója már „elhasználta”, elnyelte a rendelkezésre álló sugárzást. Az mondható el, hogy azoknak a gázoknak a GWP értékét határozza meg leginkább a hullámhossztól való függés, amelyek a légköri ablak sávjában nyelnek el.

Mint már volt róla szó, a globális felmelegedés potenciált mindig valamekkora időszakra, leggyakrabban 100 évre adják meg. Ennek oka a következő. Nyilvánvalóan, a rövidebb tartózkodási idejű gázok kezdetben nagyobb szerepet játszanak az üvegházhatásban, s időmultával – ahogy fokozatosan kikerülnek a légkörből – jelentőségük egyre csökken. Például a metán GWP-je 100 éves időtartamra vonatkozóan 25, de 20 éves időtartam alatt ennél lényegesen nagyobb, 72. Ezzel ellentétben, például a kén-hexafluorid globális felmelegedés potenciálja 100 éves időtartamra 22 800, míg a 20 éves tartamra vonatkozóan ennél kevesebb, 16 300.

Gázok keverékére nem lehet globális felmelegedés potenciált megadni, mivel az időfüggés miatt nem lehet egyszerűen összeadni az alkotók GWP értékeit. Bár a vízgőz a legjelentősebb üvegházhatású gáz, a vízgőz globális felmelegedés potenciálját mégsem számolják ki, mivel az emberi tevékenység közvetlen befolyása a vízgőz koncentrációjára nem mutatható ki. Ezen kívül a légkörben keletkező/elbomló ózon globális felmelegedés potenciálját sem adják meg.

5. 2.5 Felhasznált irodalom

Ahrens, C.D., 1994 nyomán) Meteorology Today: An Introduction to Weather, climate, and the Environment (West Publishing Company, Mineapolis/St. Paul, New York, Los Angeles, San Francisco) nyomán.

Bozó L., Mészáros E., Molnár Á., 2006: Levegőkörnyezet. Megfigyelés és modellezés. Akadémiai Kiadó, Budapest.

Le Treut H., R. Somerville, U. Cubasch, Y. Ding, C. Mauritzen, A. Mokssit, T. Peterson and M. Prather, 2007: Historical Overview of Climate Change. In: Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

6. 2.6 Kérdések:

A meteorológiában mit értünk a „látens” hő kifejezés alatt?

Mit nevezünk szenzibilis hőnek?

A légkör esetében milyen módon mehet végbe energiacsere?

Mi szabja meg, hogy egy test milyen hullámhosszú sugárzást bocsát ki?

Melyek az elektromágneses sugárzási spektrum legfontosabb tartományai?

A Föld-légkör- rendszer milyen forrásból kapja energiáját? Sorolja fel az energiaforrás(ok) jellemzőit!

Mit értünk rövid- és hosszuhullámú sugárzáson?

Mi a napállandó, mekkora az értéke?

Mit nevezünk planetáris albedónak?

Mekkora a globális sugárzási mérleg?

Mit nevezünk légköri ablaknak?

Mi az üvegházhatás?

Melyek a legfontosabb üvegházhatású gázok?

Mely paraméterrel számszerűsíthető az üvegházhatású gázok globális felmelegedésben játszott szerepe?

3. fejezet - A szén biogeokémiai körforgása

A szén a Földön négy nagy tározóban található, ezek a légkör (770 Gt), az óceán 38700 Gt), a bioszféra (2000 Gt) valamint a földkéreg (72000 Gt).

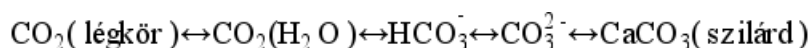
A légkörben a szén döntően inert szén-dioxid formájában van jelen, a többi széntartalmú vegyület (metán, szén-monoxid, szerves gázok) hozzájárulása elhanyagolható. A légköri szén-dioxid koncentrációja napjainkban 387 ppm, folyamatosan növekszik. A jelenlegi koncentrációnak a légkör tömegét figyelembe véve 770 milliárd tonna C-egyenérték felel meg. Összehasonlításképpen ez a szénmennyiség több, mint a Föld jelenleg ismert, gazdaságosan kitermelhető teljes készénvagyona! A szén-dioxid légköri koncentrációjában a felszín közelében jelentős napi és évszakos ingadozás észlelhető: a napi ingadozás a magassággal gyorsan csökken, az évszakos ingadozás a teljes troposzférára jellemző (3.1 ábra)

3.1. ábra - A szén-dioxid évszakos ingadozása 2008-2012 között. (Thomas Conway and Pieter Tans, NOAA/ESRL).



A légköri szén-dioxid rendkívül fontos szerepet tölt be a földi légkör üvegházhatásának szabályozásában annak ellenére, hogy a vízgőz és a felhők után csak a harmadik az üvegházhatású komponensek között, az üvegházhatás energiájából körülbelül 20 %-ban részesedik. Kiemelt jelentőségét az adja, hogy a vízgőztől eltérően földi körülmények között nem képes halmazállapotának megváltoztatására. Légköri tartózkodási ideje 100 év nagyságrendű, állandó légköri alkotónak tekinthető. A szén-dioxid koncentrációja a földtörténet során széles határok között, de a mai változás üteméhez képest rendkívül lassan változott. Az ipari forradalom előtt és az azt megelőző mintegy 11 ezer év során a koncentráció 280 ppm körüli volt a jégfúrásokból származó jégminták légzárványainak elemzési adatai alapján. Amennyiben a szén természetes (ember által nem befolyásolt) biogeokémiai körforgását tekintjük, ezt a koncentrációt fogadhatjuk el egyensúlyi értéknek.

A légkör az óceánnal és a bioszférával tart fenn közvetlen kapcsolatot. Az óceánt a légkörtől eltérően a Nap sugárzása felülről melegíti, így benne a hőmérséklet a mélységgel csökken, és stabilis rétegződés alakul ki. A légkörral való kölcsönhatás az óceán ún. kevert felszíni rétegével a legintenzívebb, ami a szél és az általa keltette hullámzás hatására alakul ki. Ennek a rétegnek a kiterjedése 50–100 m mélyséig terjed, és a szén (illetve az energia) kicserélődése szempontjából az óceán többi részétől elkülönített tározónak kell tekinteni. Alatta helyezkedik el az ún. fő termoklin régió, ahol a keveredés már jóval kevésbé hatékony, és átmenetet képvisel a mélyóceán felé. Az óceán fő tömegét a mélyóceán adja, s vizének átlagos tartózkodási ideje az óceáni áramlásoknak köszönhetően jellemzően 700–1000 év. Az óceán kevert felszíni rétegében a légkörhöz hasonló mennyiségű (kb. 700 milliárd tonna) szén található oldott állapotban. A tengervíz kémiai összetételét és pH-értékét alapul véve az oldott szén kb. 0,6 %-a szénsav ($\text{CO}_2(\text{H}_2\text{O})$), 90 %-a hidrogén-karbonát (HCO_3^-), és 9 %-a karbonátió (CO_3^{2-}) formájában van jelen. A szén-dioxid a légkörből történő beoldódásának mechanizmusát az alábbi egyensúlyok sorozata szemlélteti:



A HCO_3^- -ionokat a tengervízben a nátriumionok részben, míg a CO_3^{2-} -ionokat a magnéziumionok túlnyomórészt komplex formájában tartják, ezáltal segítve az oldódást. Az oldódási sor végén keletkező kalcium-karbonát vízben gyakorlatilag oldhatatlan csapadék. Ez a szervesetlen csapadékképződési mechanizmus azonban csak a trópusi övben, s ott is elsősorban a meleg sekély tengervízben észlelhető. A tengervízben a kalcium-karbonát képződés fő formája a vázépítő tengeri élőlények (algák, korallok) életműködése a sekély self területeken, ahova folyók hordaléka is érkezik. Az élőlények elpusztulását követően mészvázuk maradéka lesüllyed és a mélyóceánban egy bizonyos mélyséig a fenti egyensúlynak megfelelően visszaoldódik: ez a folyamat jelenti a szén fő transzportját a kevert felszíni rétegből a mélyóceán felé. Ez azonban a fizikai oldódással összevetve jóval kisebb mértékű folyamat. A mélyóceánban a légkörhöz és az óceán kevert felszíni rétegéhez képest jóval nagyobb mennyiségben található szén, kb. 38.000 milliárd tonna. E hatalmas mennyiség egy csekély része (kb. 1.000 milliárd tonna) szén nem oldott karbonát, hanem oldott és kisebb mértékben lebegő szerves szénvegyületek formájában található. A szerves anyag az óceán kevert felszíni rétegében keletkezik a fitoplankton fotoszintézise révén, a zooplanktonok által szabályozott mennyiségben (évente kb. 23–80 milliárd tonna).

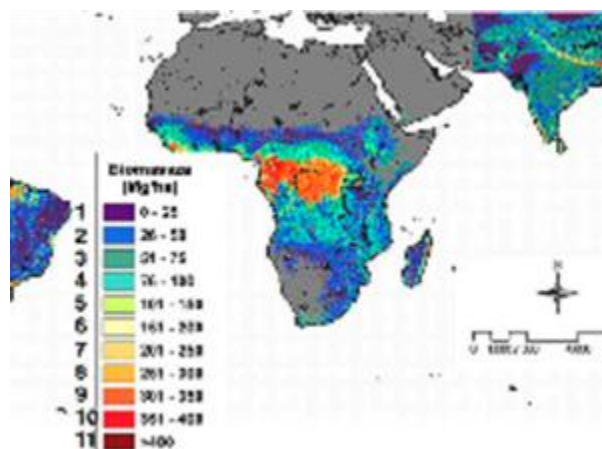
A légkörral az óceán felszíni rétegéhez hasonlóan ugyancsak közvetlen kapcsolatot tartó szárazföldi bioszféra a szén körforgása szempontjából további három altározóra bontható: ezek az élőlények (döntően a növények), az avar (hulladék) és a humusz. A bioszférában és az avarban tárolt szén mennyisége igen hasonló a légkörben és az óceán kevert felszíni rétegében található szén mennyiségéhez. A biomassza tömegének éghajlati övek és növényzet szerinti megoszlását a 3.1 táblázat [29] mutatja.

3.1. táblázat - A biomassza tömegének éghajlati övek és növényzet szerinti megoszlása (Forrás: Warneck, 1988)

Biomassza tömeg (Pg)	
Trópusi esőerdő	344
Trópusi lombhullató erdő	117
Örökzöld erdők	79
Lombhullató erdő	95
Tajga	108
Bokros-fás terület	22
Szavanna	27
Mérsékelt övi füves puszta	6
Tundra	2
Fél-sivatagi cserjés	6
Művelt földterület	6
Mocsaras lápos terület	14
Egyéb	1
Összesen:	827

A táblázatból kitűnik, hogy a biomassza tömegének közel 80 %-a az erdőkben, azon belül is a trópusi esőerdőkben és a magasabb szélességeken fekvő erdőségeken található (3.2 ábra).

3.2. ábra - A biomassza tömegének égővek szerinti eloszlása. (Sassan et al. 2011.)



Az avar mennyisége arányaiban mintegy tizede az élő biomasszában tárolt mennyiségnek, a talajban humuszanyagként jelenlevő szén mennyisége azonban több, 1600–1800 milliárd tonna.

1. 3.1 A szén az üledékes kőzetekben

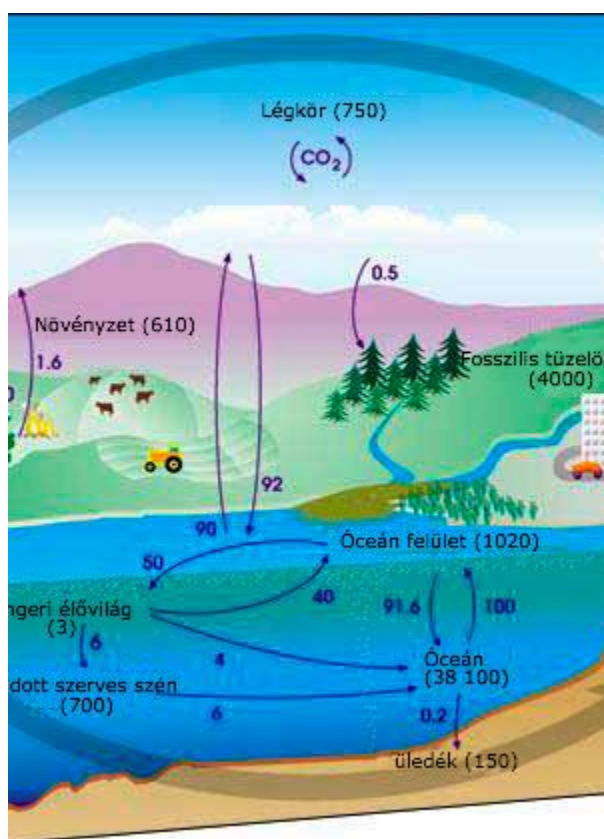
A földkéreg jórészt magmatikus kőzetekből áll, melyek jellemző széntartalma kb. 100 ppm. A földtörténet során a légköri szén-dioxid közreműködésével eddig mindössze 8 %-uk alakult át üledékes kőzetté. Az üledékes kőzetek fő fajtái a mészkő (15 %), a pala (74 %) és a homokkő (11 %). Ennek megfelelően a földkéregben a szén túlnyomó része üledékes kőzetekben található. E kőzetek mintegy 90 trillió (ezer billió) tonna szenet rejtenek. Ez elképzelhetetlenül hatalmas mennyiség, több, mint a Föld légkörének teljes tömege. Ha ez a hatalmas mennyiségű tárolt szén szén-dioxid formájában felszabadulna, akkor a Föld felszínén a nyomás 38 bar lenne, és a Föld légkörének összetétele a Vénuszéhoz lenne hasonló. A földtörténet során ez a szénmennyiség – persze nem egyidőben, és akár többször is – megjárta a légkört, és a víz és az óceánok közvetítésével üledékes kőzetekbe került. A szén szerves formái mellett (karbonát) az üledékes kőzetekben redukált állapotú (szerves) szén is található, többségük az ún. kerogén formájában, ami hagyományos oldószerekben oldhatatlan

geopolimer. Mennyiségét, illetve a karbonát mennyiségéhez viszonyított arányát a szén természetes izotópjainak arányából ($^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$) következtethetjük ki. A fotoszintézis során ugyanis a könnyebb izotópot nagyobb arányban épül be a növények szervezetébe, ezáltal a szerves anyagban a $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ arány mintegy 2–3 %-kal kisebb, mint az óceánban oldott formában található hidrogén-karbonátban. Az üledékben ez a különbség jórészt megőrződik, így az üledékes kőzetek stabilizotóp elemzéséből meghatározható, hogy a szerves (redukált) szén aránya a karbonáthoz képest az üledékes kőzetekben 1:4. Természetesen ennek a szerves szénnek a részét képezik a fosszilis tüzelőanyagok is, legfeljebb 1 %-ban.

2. 3.2 A szén körforgása

A szén biogeokémiai körforgása alapvetően két, egymástól igen különböző időléptékű ciklus formájában zajlik. A gyors, 7–10 éves időállandójú ciklus (kicserélődés) a légkör és a vele kapcsolatot tartó két szféra, az óceán kevert felszíni rétege illetve a bioszféra között zajlik. A lassú geokémiai ciklus időállandója évmillió nagyságrendű. Ezért a légköri szén-dioxidra egyetlen tartózkodási idő nehezen definiálható, a jellemző tartomány 150–220 év (3.3 ábra).

3.3. ábra - A szén biogeokémia körforgása (Raupach 2011).



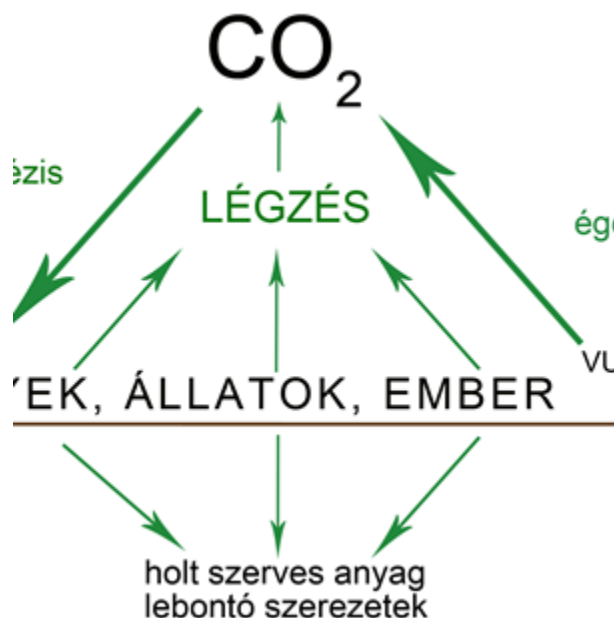
A légkör és az óceán kevert felszíni rétege között zajló szén-dioxid kicserélődés fő hajtóereje a hőmérsékletváltozás. Alacsonyabb hőmérsékleten az óceánvíz több, magasabb hőmérsékleten pedig kevesebb szén-dioxidot képes egyensúlyban oldott állapotban tartani. Az óceánvíz felszíni hőmérséklete az évszakok illetve az óceáni áramlások miatt folyamatosan változik, a hidegebbé váló vizekben szén-dioxid oldódik be a légkörből, míg a felmelegedő vizekből ezzel ellentétben szén-dioxid kerül a légkörbe. Tekintve, hogy éves léptékben és globálisan ezek a hőmérsékletváltozások többé-kevésbé kiegyenlítik egymást, így a felszabaduló illetve elnyelődő szén-dioxid éves mennyisége is többé-kevésbé kiegyensúlyozott. Ennek a kicserélődésnek az üteme évente mintegy 90 milliárd tonna szén mindkét irányba, a nettó (egyirányú) anyagforgalom az óceán javára ehhez képest nagyon kicsi (200 millió tonna szén), ami a mélyóceán felé a vázalkotó szervezetek közreműködésével zajló széntranszportnak, illetve az óceáni szállítószalag révén a mélybe szállított víz oldott karbonát tartalmának köszönhető.

A légkörben jelentkező többlet szén-dioxid oldódását az óceán kevert felszíni rétegében az akadályozza, hogy a szén-dioxid oldódása miatt az óceánvíz pH értéke csökken, ami további szén-dioxid beoldódását gátolja. Ezért a

légköri szén-dioxid koncentrációban jelentkező 1 %-os többlet rövidtávon (néhány év alatt) az óceán kevert felszíni rétegében csak kb. 0,1 %-os többlet felvételét teszi lehetővé, a fennmaradó hányad az óceánban való eltűnéséhez körülbelül 220 év szükségeltetik.

A légkör és a szárazföldi bioszféra közötti kicserélődés az egyszerűsített 3.4 ábra szerint zajlik.

3.4. ábra - A légkör és a szárazföldi bioszféra közötti kicserélődés.



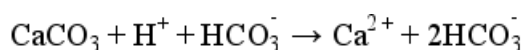
A légköri szén-dioxid közvetlenül a növények fotoszintézisre képes részeivel tart kapcsolatot, és a fotoszintézis révén a szárazföldi bioszférába évente beépülő szén mennyisége több mint 110 milliárd tonna (az ún. bruttó produktivitás). Ennek a mennyiségnek több mint fele a növényi légzés illetve a növényevő szervezetek közreműködése révén visszakerül a légkörbe, a maradék nagyobb része (évente 45 milliárd tonna) az évszakok változása és a növények életciklusa következtében az avarba (növényi hulladékba kerül), és évente körülbelül 8 milliárd tonna szén épül be a növények törzsébe és gyökereibe. Az élő bioszférán belül itt halmozódik fel a szén nagyobb hányada, mintegy 500 milliárd tonna mennyiségben. E tartós növényi részek lassú, 60–80 éves időléptékben lejátszódó bomlása (korhadása) évente 7 milliárd tonna szénrel gazdagítja a növényi hulladék mennyiségét, évente 1 milliárd tonna szén pedig a természetben is előforduló erdőtüzek révén kerül vissza a légkörbe. A növényi hulladékban tárolt mintegy 60 milliárd tonna szén igen gyorsan visszajut a légkörbe a mikroorganizmusok hatékony közreműködésével (42 milliárd tonna/év sebességgel), míg belőle évente 10 milliárd tonna a talaj humusztartalmát gazdagítja. A humuszanyag bomlása még lassabb, évszázados időállandójú folyamat, de a humuszanyag nagy mennyisége miatt évente globálisan így is 10 milliárd tonna szén felszabadulásával jár. Az ábrából az is kitűnik, hogy a szárazföldi bioszféra változatlan természetes állapotát feltételezve valamennyi részfolyamat kiegyensúlyozott, azaz az egyes altározókba be- illetve az onnan kilépő anyagáramok összege egymással gyakorlatilag megegyezik.

Ezen rövid időállandójú és gyakorlatilag egyensúlyi ciklusokkal szemben a szén geokémiai ciklusát több nagyságrenddel hosszabb időléptékű folyamatok alkotják, amelyeknek jellemzőit a 3.2 táblázat [32] foglalja össze.

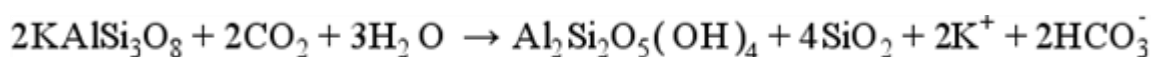
3.2. táblázat - Geokémiai folyamatok időállandói. (Forrás: Warneck, 1998)

Geokémiai kőzet	
Óceáni csere	
	keveredési réteg
	mélyóceán
Bioszféra csere	
	rövid-távú raktározás
	hosszú-távú raktározás
	humus

Az alábbi reakció értelmében a karbonátos kőzetek mállása során felhasznált oldott szén-dioxid, amely az óceánban kiülepedést és átalakulást (diagenezist) követően ismét kalcium-karbonátként temetődik el, lényegében a légkörben illetve az óceán felszíni rétegében tárolt szén egy kis intenzitású kicserélődési folyamata, évente mindössze 200 millió tonna szén vesz részt benne:



A másik hasonló folyamat a szilikátos és karbonátos kőzetek mállása például a



reakció szerint, amely során a felhasznált szén-dioxid jelentős része ismét a légkörbe kerül vissza. Ezzel szemben nem egyensúlyi folyamat például a kalciumtartalmú magmatikus kőzetek mállása során a légkörből karbonátos üledékbe kerülő szén eltemetődése, évente 23 millió tonnás nagyságrendben. Az üledékes kőzetek mállása során a felszínre kerülő szerves szén oxidációja, illetve ezzel szemben a bioszférában képződő szerves szén eltemetődése évente mintegy 60 millió tonnás szénforgalommal jár. Ez utóbbi kvázi-egyensúlyi értékkel vessük össze a fosszilis tüzelőanyagok égetése és a cementgyártás során a légkörbe kerülő szén mennyiségét, ami évente 8,5 milliárd tonna és ráadásul egyirányú folyamat! A vulkáni tevékenységet, ezen belül is a vulkánkitöréseket sokan tévesen jelentős szén-dioxid forrásnak tartják, holott nem az: az éves becsült kibocsátás szénegyenértékben legfeljebb 100–120 millió tonna, nagyságrendileg hasonló a mélyóceáni üledékekben eltemetődő szén mennyiségéhez!

A légkör tehát a mélyóceánhoz képest kicsiny széntároló. Ha nincs perturbáció és az időskála elegendően hosszú, akkor a légköri szén-dioxid koncentrációt alapvetően az oldódási egyensúly határozza meg. A szén geokémiai ciklusa a kalciumionokhoz kapcsolódik. Ha a légkörbe jelentős mennyiségben többlet szén-dioxid kerül, akkor ugyan gyorsan beáll az egyensúly az óceán kevert felszíni rétege és a légkör között, de ez az egyensúly a szén-dioxid savasító hatása miatt valamint a mélyóceán felé irányuló transzport korlátozott sebessége miatt nem engedi a többletszén nagyobb részének felvételét, ehhez több évszázadra van szükség. Az átmeneti időben a többlet szén tárolásában a bioszféra is besegít, amelynek viszont nincs geológiai időskálán jelentős többletszén-tároló képessége.

3. 3.3 Felhasznált irodalom

Raupach M., Carbon cycle: Pinning down the land carbon sink. Nature Climate Change 1, 148–149 (2011) doi:10.1038/nclimate1123 Published online 03 June 2011

Peter Warneck, Chemistry of the Natural Atmosphere, Academic Press 1988

Sassan S. Saatchi a, Nancy L. Harris, Sandra Brown, Michael Lefsky, Edward T. A. Mitchard e, William Salas, Brian R. Zutta, Wolfgang Buermann, Simon L. Lewis, Stephen Hagen, Silvia Petrova c, Lee White, Miles Silman, and Alexandra Morel, Benchmark map of forest carbon stocks in tropical regions across three continents 2011, doi:10.1073/pnas.1019576108 PNAS June 14, 2011 vol. 108 no. 24 9899–9904,

Thomas Conway and Pieter Tans, Earth System Research Laboratory, Global Monitoring Division, Trends in Atmospheric Carbon Dioxide, NOAA/ESRL (www.esrl.noaa.gov/gmd/ccgg/trends/)

4. 3.4 Kérdések

Milyen altározókra bontható a szárazföldi bioszféra?

Mekkora a légköri tartózkodási ideje a CO₂-nak?

Hol található a biomassza fő tömege?

Milyen nagy tározókban található a szén a Földön?

Milyen időléptékű a szén biokémiai körforgása?

4. fejezet - Az emberi tevékenység hatása a szén körforgására

A légkörbe kerülő szén szén-dioxid formájában történő felhalmozódását a légköri szén-dioxid koncentráció mérések pontosan jelzik. A koncentráció növekedését az emberi tevékenység okozza a fosszilis energiafelhasználás és az ún. földhasználat változás eredményeként. Az évente kibocsátott többletszén egy részét azonban a légkörrel közvetlen kapcsolatot tartó szférák, az óceán felszíni rétege és a szárazföldi bioszféra felveszi. E két nyelő erőssége sokkal kevésbé pontosan ismert, mint a kibocsátásra vonatkozó adatok, ismeretük azonban nélkülözhetetlen a szén-dioxid jövőbeni koncentrációjának előrejelzésében.

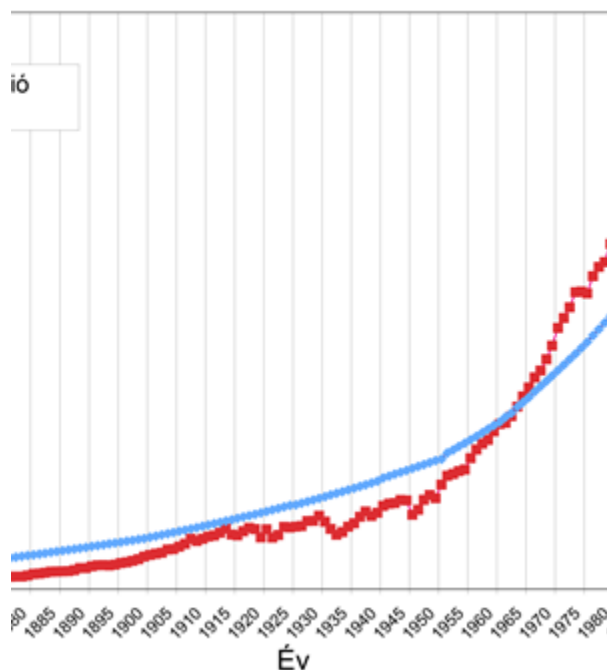
1. 4.1 Az emberi tevékenységből származó szén-dioxid kibocsátás

1.1. 4.1.1 Fosszilis tüzelőanyagok égetése

A fosszilis tüzelőanyagok égetéséből, kisebb arányban a cementgyártásból és a földgáz fáklyázásából származó CO₂ mennyisége 2008-ban $8,7 \pm 0,5$ milliárd tonnát tett ki szénegyenértékben kifejezve. Ez a kibocsátás 2 %-kal haladta meg a 2007. évit, a 2000-es adathoz képest 29 %-kal volt magasabb, míg az 1990-es szintet 41 %-kal múlta felül. A kibocsátás növekedési üteme az elmúlt évtizedben $3,4 \text{ \% év}^{-1}$ volt, míg az 1990-es években csak 1 \% év^{-1} körül alakult. Ez a kibocsátási ütem az Éghajlatváltozással Foglalkozó Kormányközi Testület (Intergovernmental Panel on Climate Change, IPCC) az 1990-es évek közepén készített legpesszimistább forgatókönyveit is felülmúlta. A növekedés elsősorban a Kiotói Egyezmény által kibocsátási korlátozás alá nem eső fejlődő országoknak köszönhető, amelyekben a kibocsátás megkettőződött. A kibocsátási korlátozás alá eső fejlett országok némelyikében a kibocsátás ugyan növekedett, de ezt más országokban a csökkenés többé-kevésbé ellensúlyozta. A CO₂ kibocsátás ilyen drasztikus növekedéséhez a kőolajról a szénre való visszaállás is hozzájárult. 2008-ban már az összes szén-dioxid kibocsátás 40 %-a a széntüzelésből származott, míg a XX. század utolsó évtizedében ez az arány csak 37 % volt. A kőolaj 1968. óta tartó hegemoniáját veszítette el ebben az évben, 36 %-kal a második helyre szorult.

A növekedés mértéke meghaladta a Föld népességének növekedési ütemét, így az egy főre számított éves szén-dioxid kibocsátás 1,3 tonna szén volt a 2000-ben becsült 1,1 tonna helyett (4.1 ábra).

4.1. ábra - A Föld népességének és a szén-dioxid kibocsátásának növekedési üteme 1850 és 2005 között. (<http://www.easterbrook.ca/steve>).



A kibocsátás növekedéséhez a nemzetközi kereskedelem bővülése és a nagy kibocsátónak számító iparágak a korlátozás alá nem eső országokba történő áttelepítése is hozzájárult. Kínában az 1990. és 2002. közötti kibocsátás növekmény 30 %-át, a 2002. és 2005. közötti időszak növekményének pedig 50 %-át olyan ipari tevékenység eredményezte, amelynek termékeit a fejlett országokban használták fel. Így persze a fejlett országok szén-dioxid kibocsátása jóval kisebb mértékben növekedett, mint az importot is figyelembe véve (az Egyesült Államok kibocsátása 1997. és 2004. között 6 %-kal növekedett, az importtermékekhez társuló kibocsátással is számolva pedig 17 %-kal). A szén-dioxid kibocsátás növekedése a gyorsan bővülő GDP-vel is összefüggésbe hozható, így 2008-ban a gazdasági világválság némileg vissza is vetette.

1.2. 4.1.2 A földhasználat változásából származó többlet szénmennyiség

Az emberi tevékenységből származó CO₂ második legjelentősebb forrása a földhasználat változásából származik. Az erdőirtás, a fakitermelés és –felhasználás valamint a mezőgazdasági művelésbe vont talajok bolygatása tartozik ide. E többlet kibocsátás egy részét az erdőtelepítés, a másodlagos növényzet visszánövése, és a parlagon hagyás valamelyest kompenzálja. A fosszilis tüzelőanyagok égetésével szemben, ami azonnali kibocsátást jelent, itt több éves késleltetéssel kell számolni. A földhasználat változása által kibocsátott többlet szén mennyisége 1990. és 2005. között $1,5 \pm 0,7$ milliárd tonna év⁻¹ volt, és legnagyobb arányban a trópusi erdőirtásból származott. Az erdőirtás üteme például az Amazonas medencéjében 2002. és 2004. között tetőzött, azóta némileg csökkent.

A két fő forrás együttesen $9,9 \pm 0,9$ milliárd tonna többletszén kibocsátást okozott 2008-ban.

1.3. 4.1.3 A szén biogeokémiai körforgásának mérési módszerei

A kibocsátásból származó többletszén, azon belül is elsősorban a fosszilis tüzelőanyagok elégetéséből származó szén sorsát, az óceán felszíni rétegébe kerülő és a szárazföldi bioszféra által felvett szén mennyiségét különböző módszerek alkalmazásával becsülhetjük.

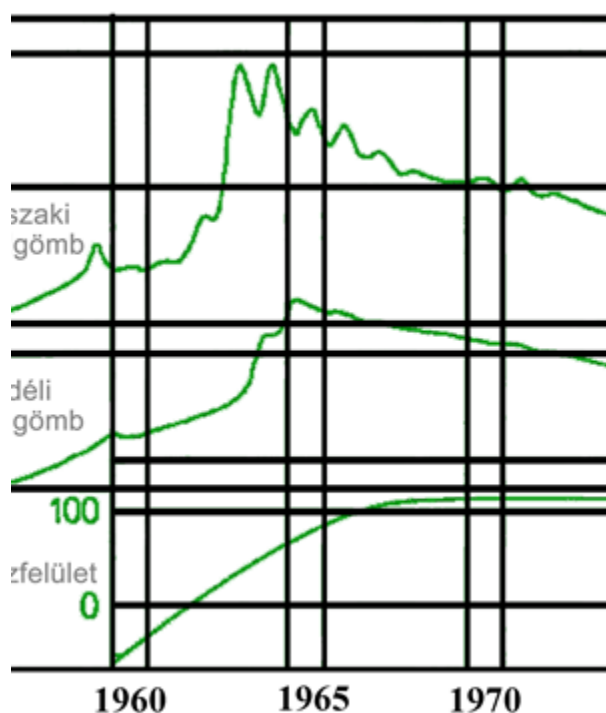
2. 4.2 A ¹⁴C /¹²C arány mérése

Az egyik ilyen lehetőség a radioaktív szénizotóp (¹⁴C) arányának meghatározása. A ¹⁴C a felső légkörben folyamatosan keletkezik a nitrogénatomok és a galaktikus kozmikus sugárzás kölcsönhatásából. Légköri koncentrációjának aránya a szén természetes izotópjához (¹²C) mindössze 10⁻¹⁰ %. Béta sugárzással bomlik, felezési ideje 5730 év. Emiatt a bioszférában mindenütt megtalálható, de a fosszilis tüzelőanyagokból rövid

felezési ideje miatt teljesen hiányzik. Így a fosszilis tüzelőanyagok elégetéséből származó szén-dioxidban a $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ arány 0. A mért koncentrációarányt egy 1955-ben termelt cukorrépból kivont oxálsav $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ arányához, mint referenciaértékhez viszonyítva fejezik ki. Ha a légköri szén-dioxidban meghatározzuk a $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ arányt, és ismerjük a biomasszában mérhető hasonló arányt, akkor az adatokból megbecsülhető a fosszilis szén hozzájárulásának hányada.

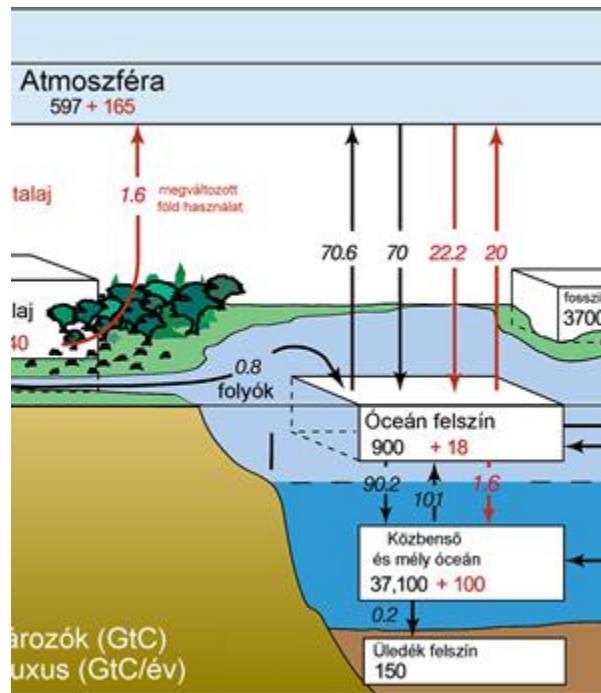
A becslést nehezíti, ugyanakkor a szén biogeokémiai körforgásának megértését nagyban segítette, hogy 1955. és 1963. között számos katonai célú nukleáris robbantást hajtottak végre. Ennek során a felszabaduló hatalmas energiamennyiség hatására a természetes szintet jelentősen meghaladó mennyiségű ^{14}C -izotóp került a légkörbe. Az atomsorompó egyezmény életbe lépését követően a légköri szén-dioxid $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ arányának nyomon követésével első ízben vált lehetővé a légköri szén az óceánba és a bioszférába történő beépülési sebességének közvetlen kísérleti tanulmányozása a teljes Föld-légkör rendszerben! A 4.2 ábrán látható, hogy a rendellenesen magas arány eleinte gyorsan, majd egyre lassabban csökkent a légköri szén-dioxidban.

4.2. ábra - A ^{14}C mennyiségének változása az 1955-1981 közötti időszakban. (Warneck, 1988).



E változások mértékéből a nyelő folyamatok sebességére és időállandójára lehet következtetni. Az óceán felszíni rétegébe és a bioszférába történő beépülés csak addig megy végbe, amíg az egymással közvetlen kapcsolatot tartó tározók egyensúlya többé-kevésbé be nem áll. Az egyensúly beállása azt is jelenti, hogy a légkör a hatalmas anyagáramú és ezáltal gyors egyensúlyi kicserélődési folyamatok révén már nem képes számottevő mennyiségű ^{14}C -izotóptól megszabadulni. A kezdeti gyors légköri koncentrációcsökkenés oka éppen ezen két egyensúlyi kicserélődési folyamat (időállandója 7–10 év), azt ezt követő lassú csökkenés már a fosszilis tüzelőanyagokból származó ^{14}C -mentes szén-dioxid hígító hatásának köszönhető (az ún. Suess-effektus). Ez utóbbi hatás önmagában – vagyis a nukleáris robbantások hatása nélkül is – felhasználható a szén biogeokémiai körforgásának tanulmányozására. Az óceánokban például kimutatható, hogy hol található most az emberiség által eddig kibocsátott fosszilis szén az óceánban (4.3 ábra).

4.3. ábra - Globális szén ciklus a fő források fluxusaival (A fekete értékek a természetes forrásokat, a piros értékek az antropogén források fluxusait mutatják) (Forrás: NASA, IPCC adatok alapján).



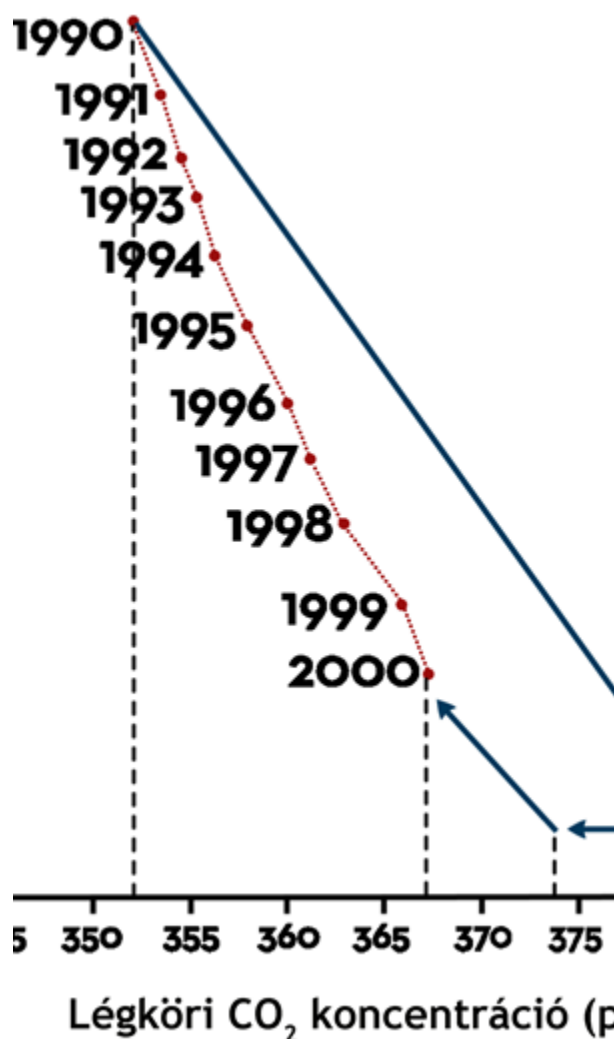
Az ábrán látható, hogy a beoldódott fosszilis szén zöme az óceánokban még a felszíni rétegekben található, de lassú penetrációja megindult a termoklin zóna illetve a mélyóceán felé. Az izotópmérések hátránya, hogy rendkívül költségesek, és általános érvényű információt csak a légkörre vonatkozóan nyerhetünk belőlük, míg az óceánban és a bioszférában elvégzett mérések eredményei csak bonyolult modellek segítségével általánosíthatók.

3. 4.3 Az O_2/N_2 arány mérése

A fosszilis eredetű szén sorsa a légköri oxigénkoncentráció (pontosabban az O_2/N_2 arány) nagy pontosságú mérése alapján is nyomon követhető. Ha egy adott időszakban (a 4.4 ábrán 1990. és 2000. között) az O_2 légköri koncentrációjának változását tüntetjük fel a mért szén-dioxid koncentráció függvényében, akkor az ábrán pontosan jelzett adatpontokhoz jutunk. A fosszilis eredetű szén elégetése nyomán a légköri oxigénkoncentráció kismértékben ugyan, de csökken, hiszen a $C + O_2 \rightarrow CO_2$ reakció alapján 1 mol szénatomhoz 1 mol oxigénmolekulára van szükség a tökéletes égéshez. A csökkenés néhány ppm nagyságrendű. Attól egyáltalán nem kell tartanunk, hogy a fosszilis tüzelőanyagok elégetése révén elhasználjuk a légköri oxigént: ha Földünkön az összes rendelkezésre álló fosszilis tüzelőanyagot egyszerre kitermelnénk és elégetnénk, akkor is mindössze 1 %-kal csökkenne a légkörben az oxigén koncentrációja. Az már más kérdés, hogy ekkor a szén-dioxid koncentrációja azonnal 3000 ppm fölé emelkedne, aminek nyilván beláthatatlan következményei lennének.

Az évente felhasznált és viszonylag pontosan ismert fosszilis tüzelőanyag mennyiségéből meghatározható az égéshez felhasznált légköri oxigén mennyisége. A vizsgált évtizedre ezen számítás alapján a 4.4 ábrán nyíllal jelzett pontba kellett volna eljutni ebben a koordináta rendszerben.

4.4. ábra - A légköri oxigén és szén-dioxid koncentráció közötti kapcsolat.



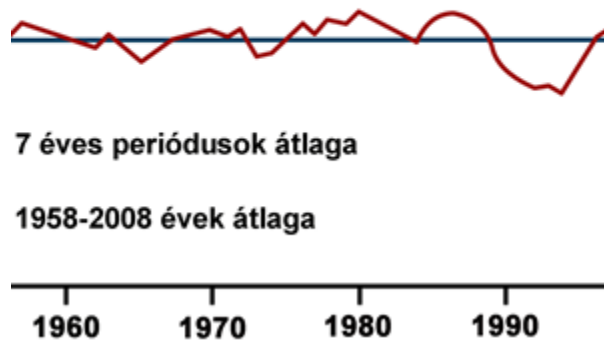
Valójában azonban 2000-ben a légköri oxigén koncentrációja magasabb (vagyis a koncentrációcsökkenés kisebb mértékű), míg a szén-dioxid koncentrációja alacsonyabb volt a számítottnál. Ennek egyik oka, hogy a fosszilis eredetű szén-dioxid egy része az óceán kevert felszíni rétegébe oldódott, ami a koordináta rendszerben a vízszintes tengely mentén történő elmozdulást jelent (azaz csak a szén-dioxid koncentráció csökken, az oxigénkoncentráció nem változik). Ez érthető, hiszen a folyamat pusztán fizikai-kémiai oldódás, az oxigénkoncentrációt nem érinti. A vízszintes szakasz hosszához tartozó szén-dioxid koncentrációkülönbség alapján megbecsülhető az adott évtizedben az óceánba került szén mennyisége.

A bioszféra is képes a fosszilis eredetű többlet szén-dioxid egy részének a felvételére. Ez a felvétel a szén-dioxid légköri többlete által előidézett többlet fotoszintézist és tárolást jelent a $6 \text{ CO}_2 + 6 \text{ H}_2\text{O} \rightarrow \text{C}_6\text{H}_{10}\text{O}_5 + 6 \text{ O}_2$ reakció szerint. A reakcióegyenlet alapján látható, hogy a szén-dioxid koncentráció csökkenésével egyidejűleg a légköri oxigénkoncentráció növekszik, vagyis az ábrán az elmozdulás iránya balra (szén-dioxid koncentráció csökkenése) és felfele (oxigén koncentráció növekedése) történik. Természetesen ez utóbbi folyamatnál az adott időszakban és azt megelőzően történt erdőirtások hatását is figyelembe kell venni. Ezek a vizsgálatok megerősítették a szén radioaktív izotópjának mérésével és más módszerekkel kapott ismereteinket a szén biogeokémiai körforgásában a nyelő folyamatok erősségéről és a légkörben maradó hányad mértékéről.

4. 4.4 Az emberi tevékenységből származó széntöbblet a légkörben maradó hányada

A folyamatos mérések kezdetétől a fosszilis energiahordozók becsült felhasználását és a földhasználat változását együttesen figyelembe véve a többlet szén-dioxid a légkörben maradó hányadának változása a 4.5 ábrán látható.

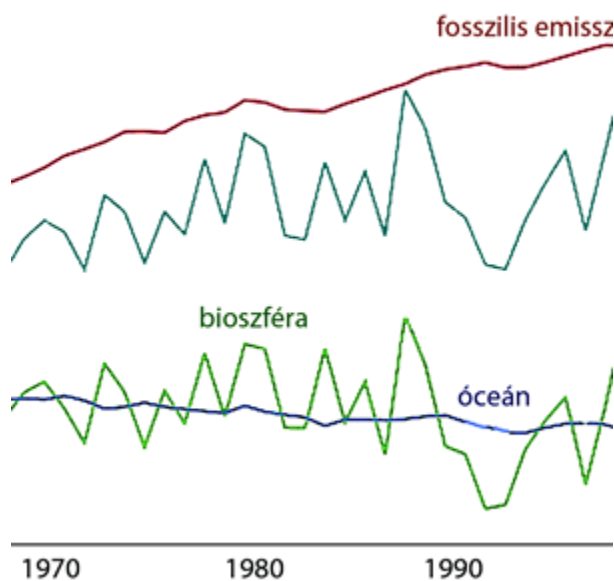
4.5. ábra - A légkörben maradó szén-dioxid többlet változása.



Az ábrán megfigyelhető, hogy egyes évek között az érték rendkívül széles határok között ingadozik. A változékonyság oka elsősorban a szárazföldi bioszféra és az óceánfelszín szénfelvevő képességének változása, amit az egyes évek jelentősen különböző időjárási körülményei okozhatnak. A szárazföldi nyelő intenzitását a csapadékeloszlás, a felszíni hőmérséklet és a napsugárzása intenzitása befolyásolja.

Nagyléptékű időjárási helyzetek, például a La Nina fennállása esetén a trópusokon a csapadékmennyiség nagyobb és a hőmérséklet alacsonyabb, ami a szénfelvételnek (megtartásnak kedvez), míg az óceánok szénfelvétele az egyenlítői feláramlások miatt ilyenkor csökken. Az óceánok szénfelvevő képessége természetesen jóval kisebb mértékben változik, mint a bioszféraé. A 4.6 ábra a két nyelő folyamat erősségének időbeli alakulását mutatja, 1958-tól napjainkig. Mindkét nyelő intenzitása trendszerűen növekedett, ami a légkör szén-dioxid koncentrációjának folyamatos növekedéséből adódik.

4.6. ábra - A szén-dioxid fluxusa különböző nyelők esetében. (Raupach, 2011).



Mindkét nyelő esetében várható azonban, hogy a légköri szén-dioxid koncentráció további növekedésével már nem lesz arányos a szénfelvétel növekedése: a szárazföldi növényzet esetében klímakamrákban is bizonyított, hogy a szén-dioxid koncentráció növekedésével egy határ fölött már nem nő tovább a megkötött szén mennyisége (ez a telítés a C3 típusú növények (a fák többsége) esetében 550 ppm légköri szén-dioxid koncentráció körül jelentkezik). A szárazföldi bioszféra esetében a nettó szénfelvételt a környezeti tényezők kedvezőtlen változásai is csökkenthetik. Az óceánfelszín szénfelvétele pedig a savasodás miatt csökkenhet majd, sőt további növekedés esetén az óceánban található stabilis szénformák visszaoldódása miatt akár nettó szénforrássá is válhat.

Vegyük észre, hogy mindkét folyamat öngerjesztő, ún. pozitív visszacsatolást jelent, ami tipikusan nem stabil rendszerek sajátja. Ez azt jelenti, hogy ha kevesebb szén-dioxid nyelődik el, akkor több marad a légkörben, ami a hatást erősíti, így még kevesebb képes elnyelődni, még több halmozódik fel, és így tovább. Sajnos a Föld-légkör rendszer működésében éppen e visszacsatolások pontos mechanizmusának a megértése okozza a legnagyobb bizonytalanságot.

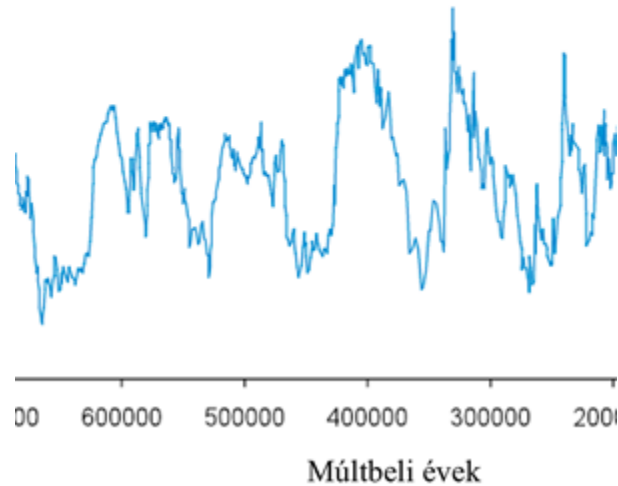
A 4.5 ábra valamennyi folyamat hatását tartalmazza, erre vetítve a légkörben maradó többletszén hányad (a fosszilis tüzelőanyagok égetéséből plusz a földhasználat változásából együttesen) átlagos értéke 55 %. Statisztikai elemzéssel kimutatható, hogy a légkörben maradó hányad lassú ütemben növekszik, $0,3 \pm 0,2 \text{ \% év}^{-1}$ sebességgel.

5. 4.5 A légköri összetétel változásának sebessége a földtörténeti múltban és napjainkban

De vajon miért adna okot az aggodalomra a légköri szén-dioxid koncentrációjának növekedése, amikor a most már 800 ezer évre visszamenően rendelkezésre álló légkör összetételei adatok alapján ez a földtörténeti múltban is széles határok között és viszonylag gyorsan ingadozott, nyilvánvalóan akkor még az ember közreműködése nélkül. A múltbeli légkör összetételére vonatkozó információkat az Anktarktiszon és Grönlandon mélyített jégfúrások adataiból nyerhetjük a jégbe zár buborékok (légzárványok) kémiai összetételének elemzése révén. Az anktarktiszi Dome Concordia kutatóállomáson mélyített 3 ezer méter hosszú jégfurat közel egymillió évről szolgáltat mérési adatokat. Az összetétel elemzésével párhuzamosan ezekből a mintákból az oxigénizotópok arányának meghatározásával az uralkodó hőmérsékletre vonatkozó közelítő adat (ún. proxy) is nyerhető.

A 4.7 ábrán látható, hogy a múltbeli szén-dioxid bizonyos szabályszerűségeket követve valóban jelentős mértékben ingadozott az elmúlt 800 ezer év során.

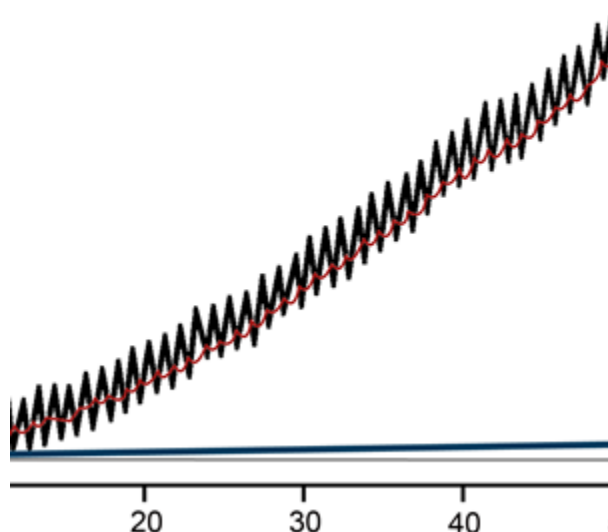
4.7. ábra - A szén-dioxid koncentrációjának múltbéli változása jégminta elemzések alapján (Etheridge, 2009)



A változás tartománya azonban a mainál jóval alacsonyabb értékek, 170 és 300 ppm között alakult. A szén-dioxid koncentrációváltozása az eljegesedések és a köztes melegebb időszakok (interglaciálisok) váltakozását követte, többnyire mintegy 800 éves késéssel. Ebből a laikusok azt a következtetést vonhatják le, hogy a szén-dioxid nem lehet oka, csak következménye az éghajlatváltozásnak. A szén-dioxid ebben a földtörténeti időszakban valóban a pozitív visszacsatolási mechanizmus része lehetett, éppúgy, mint a hitelkártya magas kamata sem önmagában oka az eladósodásnak, mégis a kiváltó ok (ez esetben egyszeri tartozás) keletkezése után jelentős mértékben hozzájárulhat ahhoz, sőt hosszú évek elteltével annak már fő tényezője is lehet.

Az elmúlt 800 ezer évet bemutató ábrán egy gyorsan változó időszaktól mindössze 50 éves intervallumot kiragadva és folyamatos szén-dioxid mérések 50 éves eredmény sorával összehasonlítva megdöbbentő eredményre juthatunk (4.8 ábra).

4.8. ábra - A szén-dioxid koncentráció növekedés üteme 50 év alatt. (fekete vonal: napjainkban (Keeling-görbe), kék vonal: 800 ezer évvel ezelőtt)



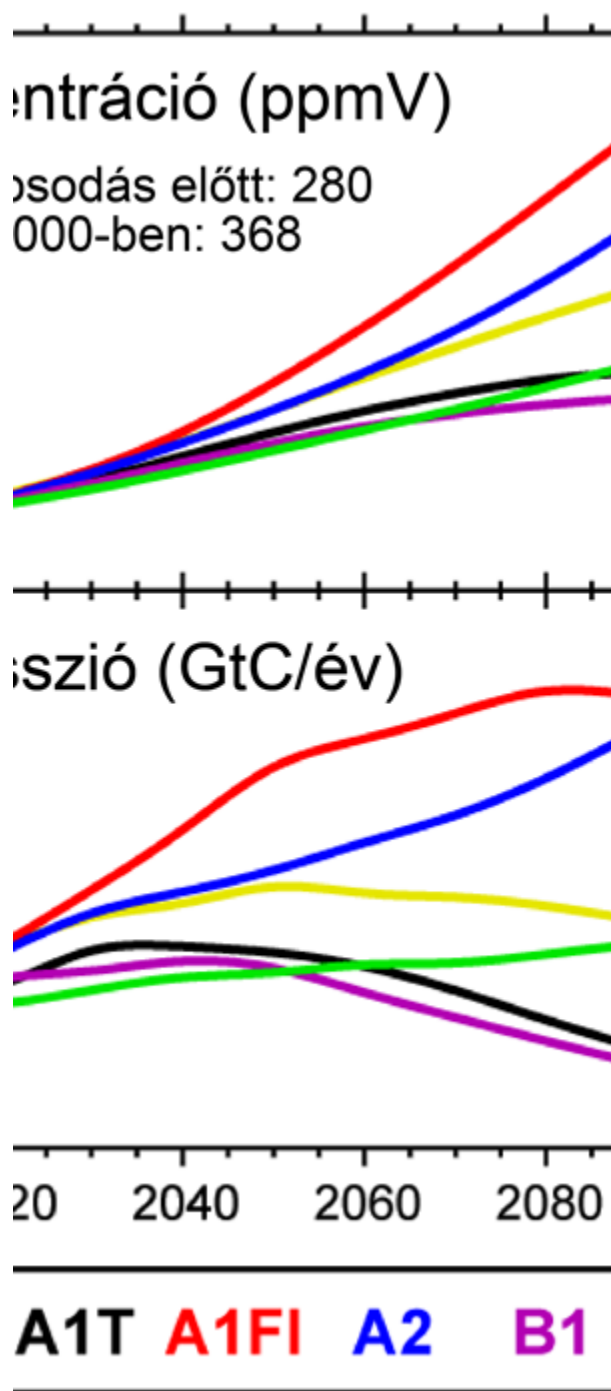
A földtörténeli múltban lezajlott, kisebb nagyságban hirtelennek tűnő változás üteme szinte eltörpül a napjainkban tapasztalható koncentrációváltozás sebességéhez képest. Míg a múltban (800 ezer évvel ezelőtt) 50 év alatt legfeljebb 1,5 ppm-et változtatott a szén-dioxid koncentrációja, addig az elmúlt 50 évben ez növekmény 60 ppm volt. A sebességbeli különbség éppen 40-szeres, amire az ismert földtörténeli múltban nem volt példa!

6. 4.6 A légköri szén-dioxid koncentráció várható alakulása a XXI. században

Ami a jövőt illeti, ott a szén-dioxid légköri koncentrációjának alakulása számos, csak nagy bizonytalansággal előre jelezhető tényező függvénye. Ezek közül a legnagyobb bizonytalanságot a társadalmi-politikai illetve a gazdasági-technológiai változások jelentik. Ezeket az Éghajlatváltozással Foglalkozó Kormányközi Testület (IPCC) ún. forgatókönyvek felállításával tudja kezelni. A forgatókönyvek olyan elképzelt lehetséges jövőbeni modelleket jelentenek, amelyekhez adott szén-dioxid (és egyéb üvegházhatású gáz) kibocsátás rendelhető. A számos forgatókönyv közül kiemelendő a jelenlegi társadalmi-gazdasági berendezkedés lényegében változatlan ütemű és jellegű folytatása („business-as-usual”, A2F2 modell), a valamivel derülátóbb, a népességszám néhány évtizeden belüli tetőzésével és gyors technológiaváltással számoló modell (A1F1), illetve a globalizáció gyors leépülésére és a mérsékelt helyi fogyasztásra épülő elképzelt modell (B2).

E modellekből a becsült fajlagos kibocsátás értékeivel számolva a globális éves szén-dioxid kibocsátás értéke számítható. A számított értékek a forgatókönyvtől függően a XXI. század végére 10–30 milliárd tonnás éves többletszén kibocsátást valószínűsítene (4.9 ábra).

4.9. ábra - A szén-dioxid kibocsátás forgatókönyvei az IPCC szerint. (IPCC, 2001).



A kibocsátott többletszén mennyiségéből és annak időbeli alakulásából a légkörben felhalmozódó többletszén mennyisége és így a légköri szén-dioxid koncentráció jövőbeni alakulása számítható. A kibocsátást ismertnek feltételezve a transzformáció viszonylag kevésbé bizonytalan a Föld-légkör rendszer hatalmas tehetetlenségét figyelembe véve, bár különösen a század második felére a kevésbé ismert visszacsatolások tartogathatnak kellemetlen meglepetéseket. Az előrejelzett koncentrációértékek a reménybeli stabilizációs szint (550 ppm) és 900 ppm között szóródnak, a középpérték 700 ppm körül alakul, de az 1000 ppm-es szint sem kizárt. Ez utóbbi már a természetesnek tekinthető ipari forradalom előtti szint (280 ppm) háromszorosát is meghaladná, egyelőre részleteiben és ütemezésében bizonytalan következményekkel. A földtörténeti múltból közvetett geokémiai bizonyítékok alapján ilyen magas koncentráció legutoljára a miocénban (mintegy 25 millió évvel ezelőtt) fordulhatott elő! Az emberi tevékenység alig több mint 150 év leforgása alatt több tízmillió évnek megfelelő változást volt képes előidézni a Föld légkörének összetételében!

7. 4.7 Felhasznált irodalom

Etheridge D., Atmospheric CO₂ concentrations and climate over the past 800 kyr Ice core data and direct atmospheric measurements. CSIRO, October 2009

Raupach Michael R., Carbon cycle: Pinning down the land carbon sink, Nature Climate Change 1, 148–149 (2011) doi:10.1038/nclimate1123 Published online 03 June 2011

IPCC (2001a). Houghton, J.T., Y. Ding, D.J. Griggs, M. Noguer, P.J. van der Linden, X. Dai, K. Maskell, and C.A. Johnson (eds.): Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge, UK: Cambridge University Press. ISBN 0521807670

8. 4.8 Kérdések

Milyen mérési módszerekkel mérhető a szén biogeokémiai körforgása?

Melyek a légköri szén-dioxid fő antropogén forrásai?

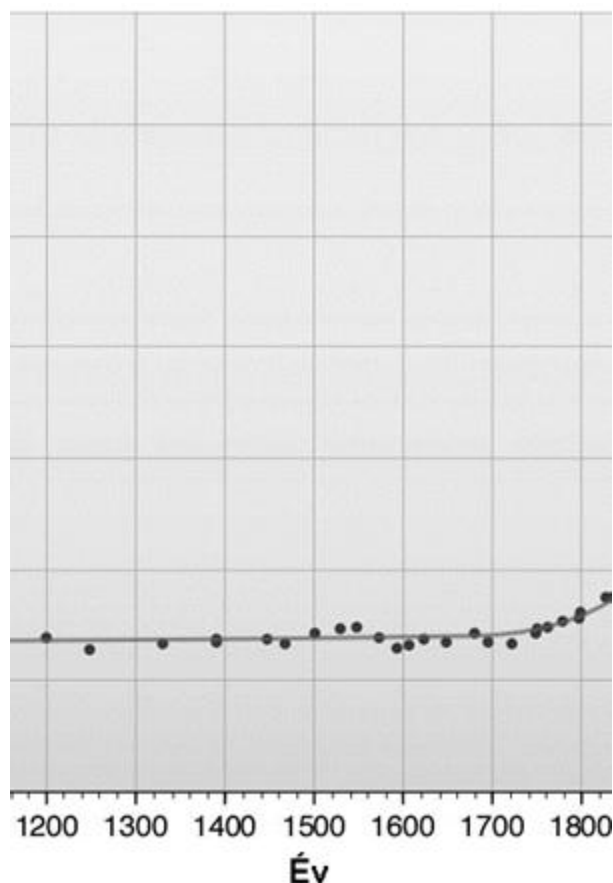
Hogyan változna a légkör összetétele, ha elérnének a rendelkezésre álló összes fosszilis tüzelőanyagot?

Hogyan változott a légköri szén-dioxid koncentráció az elmúlt 800 ezer év alatt?

5. fejezet - Metán

A metán a troposzférikus ózont nem számítva az üvegházhatású gázok között az egyetlen reakcióképes nyomgáznak számít. Légköri koncentrációja napjainkban kb. 1,75 ppm, és az északi félgömbön, ahol forrásainak többsége található, mintegy 5 % többlet figyelhető meg. Múltbeli koncentrációja reakciókészsége ellenére az Anktarktison és Grönlandon végzett jégfúrások során vett jégminták légzárványaiból meghatározható. Az ipari forradalom előtt koncentrációja 700 ppb volt (lásd 5.1 ábra), az utóbbi néhány év kivételével folyamatosan növekedett.

5.1. ábra - Jégzárványokból meghatározott metán koncentráció változása az elmúlt 1000 évben. (Raey, 2010).



1. 5.1 A légköri metán forrásai

Eredetének megállapítása ^{14}C izotóp vizsgálatokkal lehetséges. A ^{14}C -izotóp a felső légkörben a nitrogén és a galaktikus kozmikus sugárzás kölcsönhatásából kis mennyiségben folyamatosan keletkezik, és béta-sugárzással bomlik, felezési ideje 5730 év. Így a bioszférában mindenütt jelen van és kimutatható, de a fosszilis energiahordozókban már nem őrződik meg. A vizsgálatok szerint a metán közel 90 %-a biológiai eredetű, főként szerves anyag biológiai lebomlásából, iszap anaerob bomlásából és a kérődző állatok bendőjéből szabadul fel. A lebontást ún. metanogén baktériumok végzik. Ezek a szervezetek szimbiózisban élnek a cellulózt és más szerves anyagot fermentáló baktériumokkal, amelyek a szerves anyagot szén-dioxidra, alkoholokra, zsírsavakká és hidrogénné alakítják át. A metanogén baktériumok a szén-dioxidból és a hidrogénből metángázt állítanak elő. A metán az üledékből a vízbe kerül, ahol aerob környezetben más baktériumok oxidálják, így 10 m-nél nagyobb mélységű tavakból és tengervízből a metánkibocsátás elhanyagolható. A fő metánforrások a természetes mocsarak és a rizsföldek. A rizsföldekről történő kibocsátás különösen hatékony, mert a metán a rizsnövény szárán keresztül is képes a levegőbe kerülni, ezáltal elkerülni az oxidációt. Az óceánok felszíne aerob jellege ellenére metánra nézve kissé túltelített, és innen az óceánok hatalmas kiterjedése miatt nem elhanyagolható mennyiségben jut ki metángáz a légkörbe.

A nem biológiai eredetű természetes források között az állandóan fagyott talajban (permafroszt) illetve a tenger alatt előforduló metán-hidrátnak (ún. klatrátok) légkörbe jutása szerepel. Napjaikban ezen forrás intenzitása kicsi, mintegy évi 10 millió tonna, de tekintettel arra, hogy az ilyen könnyen destabilizálható formában előforduló metán mennyisége hatalmas (kb. 100 ezer milliárd tonna), fennáll a veszélye annak, hogy éghajlatváltozás következtében bekövetkező hőmérsékletváltozás e forrásból rövid idő alatt jelentős mennyiségű metánt szabadíthat fel. Az így felszabaduló metán üvegházhatása révén további hőmérsékletnövekedést idézhet elő, ami felszabadulás mértékének további növekedéséhez vezethet. Ilyen önmagát erősítő folyamatra, ún. pozitív visszacsatolásra a természetben számos példa akad, amelyek rövid idő alatt hatalmas változásokat képesek előidézni. Geokémiai kutatások eredményei alapján hasonló már történthetett a Földön mintegy 55 millió évvel ezelőtt, amikor hatalmas mennyiségű metán-hidrátnak hirtelen felszabadulása katasztrofális mértékű éghajlatváltozást okozott. Az is tény ugyanakkor, hogy az elmúlt 800 ezer évben a rekonstruált hőmérsékleti és koncentrációadatok alapján ilyen hirtelen változás nem történt.

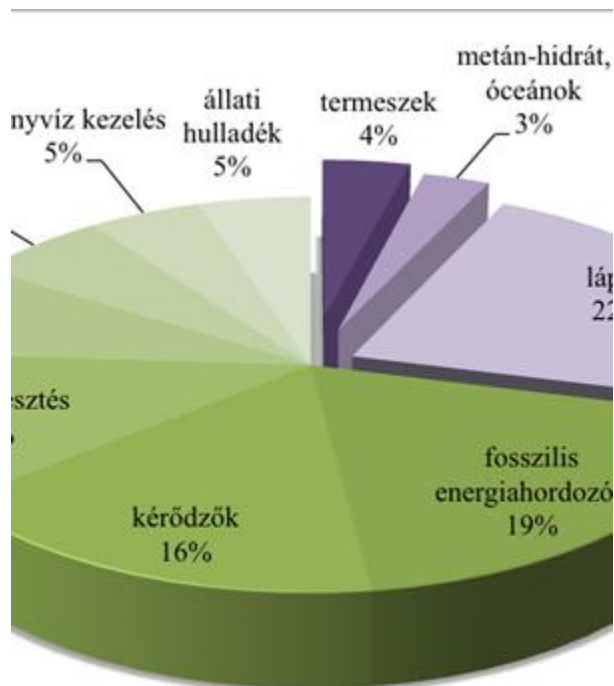
Az antropogén kibocsátás meghatározó formája a kérődzők emésztési folyamata. A kérődzők közül a legtöbb metánt a szarvasmarhák bocsátják ki. A kibocsátott metán mennyisége függ a tartás körülményeitől is: fejlett országokban ridegtartás esetén az éves kibocsátás 54 kg, míg intenzív gazdálkodásban 84 kg jószágként. Ezzel szemben Indiában és más fejlődő országokban az elégtelen táplálás miatt csak 35 kg az éves fajlagos metánkibocsátás. 2004-ben a szarvasmarha állomány háromnegyedét a fejlődő országokban tartották, éves összes kibocsátásuk 61,3 millió tonna volt, a kérődzők összes metánkibocsátásának $\frac{3}{4}$ -e. A szarvasmarhák mellett a másik fő metánforrás a 172 millió egyedtel számított vízibivaly állomány, elsősorban India, Pakisztán és Kína területén. A vízibivaly állomány fajlagos kibocsátása 50–60 kg közötti, hozzájárulásuk a kérődzők globális kibocsátásához jelenleg 10 % körüli.

A millió egyedtel számított juhállomány fajlagos kibocsátása 5–8 kg/jószág, hozzájárulásuk a globális kibocsátáshoz 5 % körüli. A juhállomány a fejlett országokban 35 %-kal csökkent, de a fejlődő országokban húsz év alatt 18 %-kal nőtt. A kecskeállomány 96 %-a a fejlődő országokban él, számuk 62 %-kal növekedett, elsősorban Kínában, Bangladesben, Pakisztánban és Indiában. Az 5 kg körüli éves fajlagos kibocsátás mellett a kérődzők globális metánkibocsátásából 4,7 %-kal részesednek. A lóállomány az elmúlt 20 évben mind a fejlődő, mind pedig a fejlett országokban csökkent. A lovak emésztőrendszere eltér a szarvasmarhákétól, ezért fajlagos metánkibocsátásuk lényegesen kisebb, 18 kg év⁻¹.

Metánt nemcsak kérődzők, hanem más állatok, például a sertések is bocsátanak ki, igaz, a kérődzőkhöz képest jelentősen kisebb mennyiségben. A sertések éves metánkibocsátása a tartás körülményeitől függően 1–1,5 kg. A kérődzők éves globális metánkibocsátásának listáját India vezeti, megelőzve Braziliát és Kínát. Az elmúlt 20 évben a kibocsátás globálisan 10 %-kal növekedett, ezen belül a fejlődő országokban 33 %-kal, míg a fejlett országokban csökkent.

Az antropogén források között a rizstermesztés és a kérődzők mellett fontos a fosszilis energiahordozók kitermelése és felhasználása során a légkörbe jutó metán mennyisége (a földgáz kitermelés és –szállítás során fellépő veszteség, az olajkitermelésnél keletkező, el nem fáklyázott metán, valamint a szénbányák szellőztetése során a levegőbe kerülő metán) (5.2 ábra).

5.2. ábra - A globális metán emisszió forrásai (Forrás: <http://icp.giss.nasa.gov/education/methane/intro/cycle.html>).



Bár égési folyamat, de jellege és alacsony hatékonysága miatt metán szabadul fel a biomassza égetés során, elsősorban a nagy kiterjedésű, nyílt tüzekből, az erdő- és szavannaégetés, valamint a mezőgazdasági hulladékok égetése során. További nem elhanyagolható antropogén forrás a szennyvízkezelés.

Az 5.1 táblázatból [48] kitűnik, hogy napjainkban az emberi tevékenységekből származó metán mennyisége jelentősen meghaladja a természetes forrásokból származó metánét.

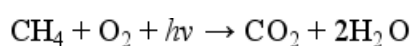
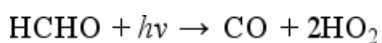
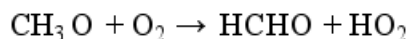
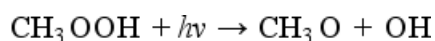
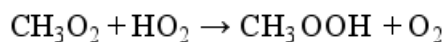
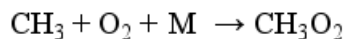
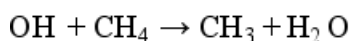
5.1. táblázat - Az emberi tevékenységből származó metán kibocsátás. (Forrás: Lowe, 2006).

Metán forrás
Összes vizes élőhely
Rizstermesztés
Kérődző állatok
Természetes
Biomassza égetés
Energia előállítás
Hulladéklerakók
Óceánok
Klatrátok (tengeri és szárazföldi)
Összesen

A források együttesen több mint 500 millió tonna metánt bocsátanak ki évente. A metán légköri koncentrációjából a légkör tömegét figyelembe véve kiszámítható, hogy 4850 millió tonna metán van a légkörben. A két mennyiséget egymással elosztva azt kapjuk, hogy a metán átlagos légköri tartózkodási ideje kb. 9 év.

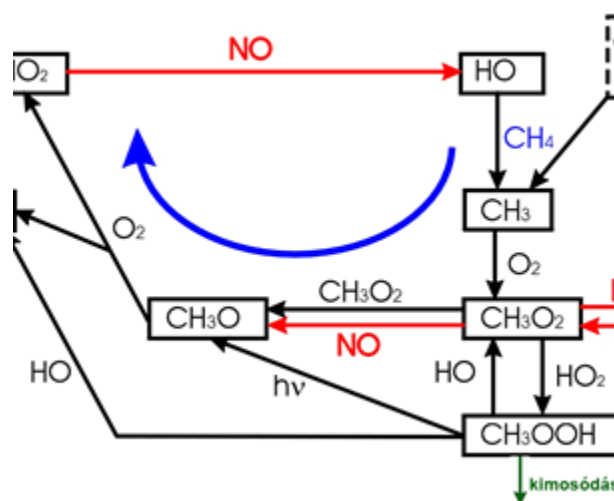
2. 5.2 A légköri metán nyelő folyamatai

A metán nyelő folyamatai között, amint az reakciókészségéből következik, meghatározó a légköri oxidáció. Az oxidációt nem közvetlenül az oxigénmolekulák végzik, amelyek a légköri körülmények között gyakorlatilag nem reakcióképesek, hanem a troposzférikus ózomból származó rendkívül reakcióképes szabad gyökök, a hidroxilgyökök:



A reakcióban fontos szerep jut a nitrogén-oxidoknak, ugyanis általuk újraképződik a kiindulási hidroxilgyök, és újabb metán bontásában tud részt venni. (5.3 ábra).

5.3. ábra - A légköri metán reakciói.



A metánból képződő első stabilis reakciótermék a formaldehid, ami légkörben is kimutatható ppb koncentrációban. A nitrogén-dioxid és a formaldehid a levegő azon kevés nyomgázai közé tartoznak, amelyek a napsugárzás hatására elbomlani képesek, ezáltal további reakcióképes vegyületeket és szabad gyököket hozva létre.

A formaldehid fotokémiai bomlásából keletkező hidroperoxil (HO_2) gyök és a nitrogén-dioxid fotokémiai bomlásából származó nitrogén-monoxid reakciójából újabb hidroxil (OH) gyök keletkezhet. Így valójában a metán és a hidroxilgyök reakciója végén egynél több hidroxilgyök termelődik, ami újabb metánmolekula oxidációjára képes. Azt mondhatjuk, hogy a reakció ún. láncreakció, ami igen nagy hatékonysággal megy végbe annak ellenére, hogy a hidroxilgyök légkör koncentrációja a metánhoz képest közel 9 nagyságrenddel kisebb. A reakciólépések formális összegzésével kapott ún. bruttó reakció, ami a vonal alatt látható, úgy mutatja, mintha a metánt közvetlenül az oxigénmolekulák oxidálnák a napsugárzás közreműködésével. Valójában azonban az oxigén és a metán között közvetlen kémiai reakció csak magas hőmérsékleten lehetséges, amint az a főleg metánból álló földgáz égetésénél is közismert.

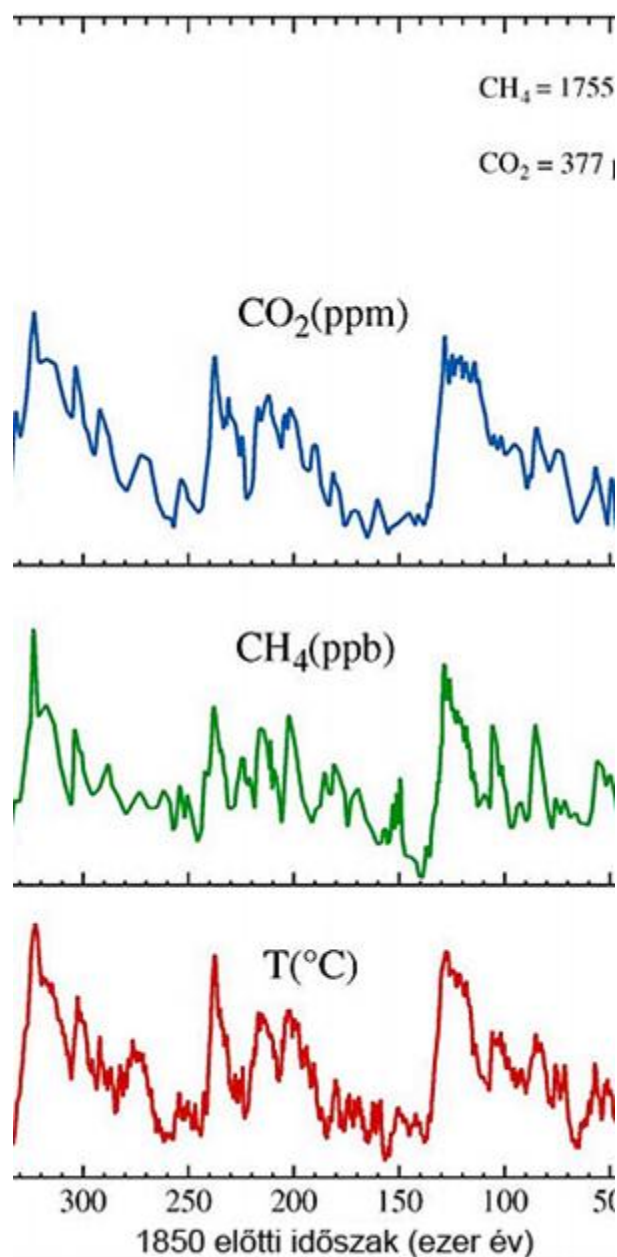
Az egyenletekből az is látszik, hogy a formaldehid bomlása során a metánból végső során szén-monoxid molekula, majd annak további oxidációjával szén-dioxid keletkezik (lásd: 5.3 ábra).

A láncreakcióknak azonban határt szabnak azok a reakciók, amelyek a kémiai aktív gyökök és vegyületek között mennek végbe. Ezeket a reakciókat lánccáró reakcióknak nevezzük. A hidroxilgyök és a nitrogén-dioxid reakciójában salétromsavgőz keletkezik, ami szintén kimutatható légköri alkotó, míg a hidroperoxil (HO_2) gyökök egymással való reakciójában hidrogén-peroxid molekulák képződnek. Ezek a vegyületek jól oldódnak vízben és ott reakcióképesek, így felhő- és ködcspepekbe, aeroszol részecskékre kerülhetnek, és száraz vagy nedves ülepedéssel távoznak a légkörből.

3. 5.3 A légköri metán koncentrációjának változása a földtörténeti múltban és napjainkban

A jégmagvakba zárt légzárványok kémiai összetételének elemzéséből tudjuk, hogy a metán koncentrációja az így vizsgálható földtörténeti múltban a szén-dioxid koncentrációjával és a hőmérséklettel együtt változott (5.4 ábra).

5.4. ábra - A metán, szén-dioxid és a hőmérséklet múltbéli változása (Petit, 1999).



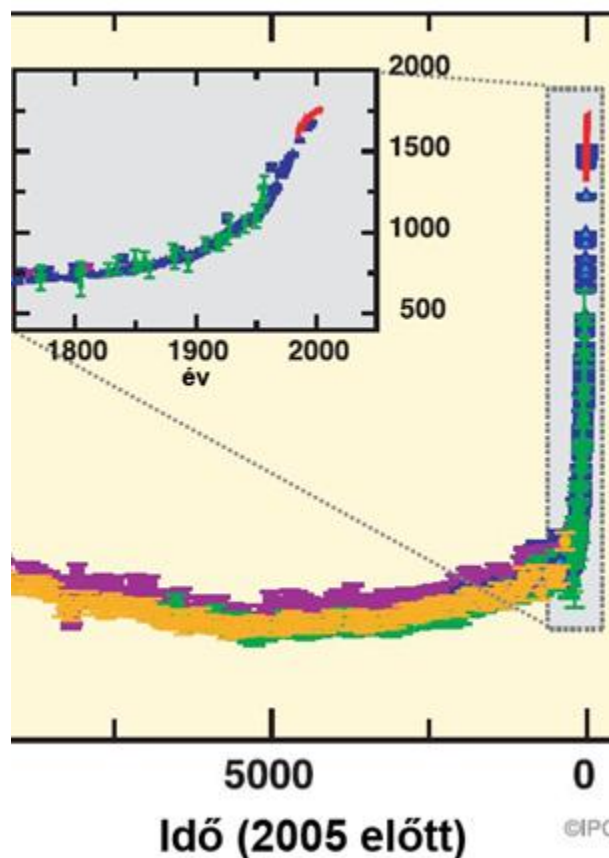
Az elmúlt közel 800 ezer év során a metánkoncentráció a 0,35 és a 0,7 ppm koncentrációtartományban követte az eljegesedések és a köztes melegebb időszakok (interglaciálisok) váltakozásait. A hőmérséklettel és a szén-

dioxid koncentrációval való szoros kapcsolat érhető, hiszen az eljegesedések idején a szárazföldek szabad területe és az alacsonyabb hőmérsékletek miatt a metán termelésével járó biológiai aktivitás egyaránt csökken. Az elmúlt ezer évben a metánkoncentráció lényegében 700 ppb körüli értéken állandósult, amelyet látványosan az ipari forradalom és az emberi tevékenység bővülése állított a földtörténeti múltban példa nélküli növekedési pályára. Az emberi népesség növekedési mértékéhez hasonló exponenciális növekedés mintegy 150 év leforgása alatt az ipari forradalom előtt szint több mint kétszeresére növelte a metán légköri koncentrációját, ami jelenleg 1,75 ppm. A növekedés üteme 1985-től kezdődően azonban jelentősen lelassult, majd az elmúlt évtizedben a koncentráció további növekedése gyakorlatilag megállt. Ennek oka nem a források intenzitásának csökkenése, hanem az, hogy a troposferikus ózon koncentrációjának növekedésével a hidroxilgyökök képződésének sebessége megnőtt, így a metán bomlásának mértéke felgyorsult.

4. 5.4 A légköri metán hatása a Föld-légkör rendszer sugárzásmérlegére

A metán a szén-dioxidhoz képest 100 éves időskálán 25-ször erősebb üvegházhatású gáz. Tekintettel arra, hogy a metán légköri tartózkodási ideje mindössze 9 év, ez azt jelenti, hogy rövid tartózkodási ideje alatt annyi hosszuhullámú sugárzást nyel el, amit a jóval hosszabb tartózkodási idejű szén-dioxid még száz év alatt sem tud megközelíteni sem. Ezáltal a metán jelenlegi többletkoncentrációja a számítások szerint $0,48 \text{ Wm}^{-2}$ elnyelési többletet (üvegházhatást) okoz (lásd 5.5 ábra), szemben a szén-dioxid többletkoncentrációjához rendelhető $1,66 \text{ Wm}^{-2}$ -es értékkel.

5.5. ábra - A metán koncentrációja és a sugárzási kényszer közötti összefüggés (Forrás: IPCC, 2007).



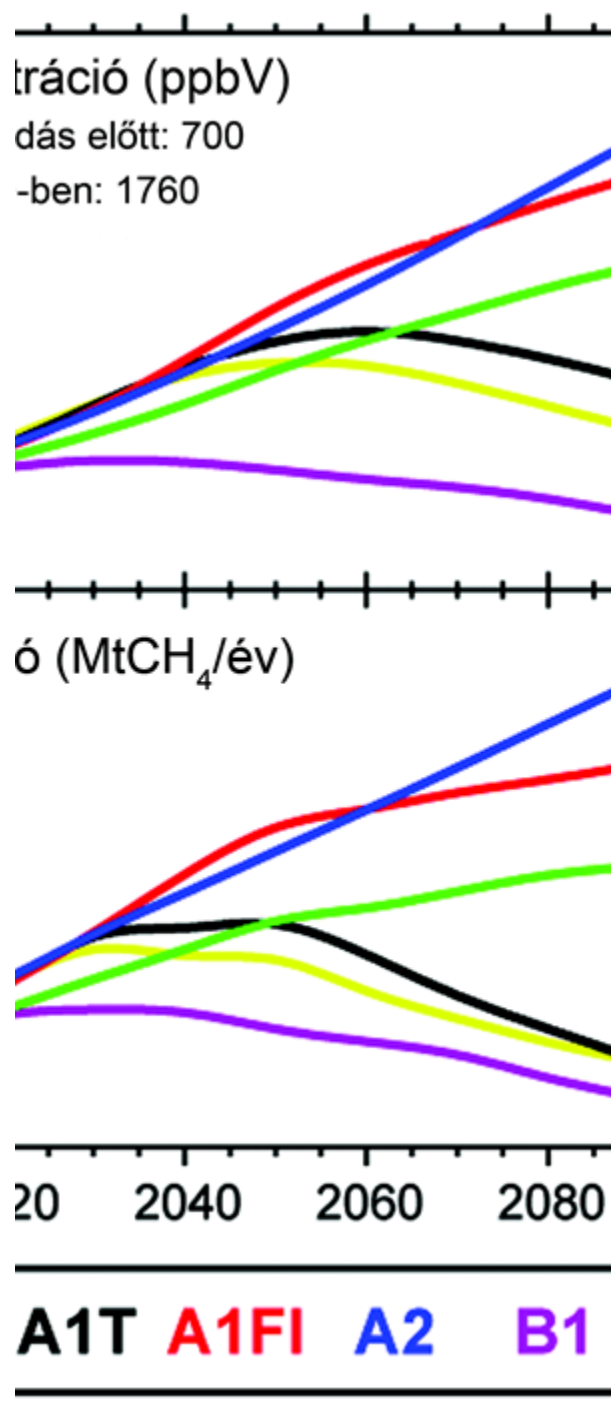
Ez arány rendkívül nagy, ha figyelembe vesszük, hogy a többletkoncentrációk aránya éppen 1 a 100-hoz a szén-dioxid javára.

5. 5.5 A metánkibocsátás és –koncentráció várható alakulása a XXI. században

A metánkibocsátásra vonatkozó előrejelzések a különböző társadalmi-gazdasági forgatókönyvektől függően széles tartományban adják meg a 21. század folyamán várható kibocsátás mértékét. A jelenlegi gyakorlat folytatását jelentő A2F2 forgatókönyv a század végére már közel 1,2 milliárd tonna metán kibocsátásával számol, a 2050. körül a Föld népességszámának tetőzésére majd csökkenésére és egyidejűleg gyors technológiai fejlődésre számító A1F1 forgatókönyv a kibocsátás 800 millió tonna alatti tetőzését majd a század végére a jelenlegi érték alá történő csökkenését tételezi fel. A hasonló népességszám változással, de a globalizáció gyors térvesztésével egyidejűleg a helyi erőforrások igénybevételét feltételező B1 forgatókönyv szerint nem várható a metánkibocsátás további lényeges növekedése, és az évszázad végére a kibocsátás már jelentősen csökkenhet.

A becsült kibocsátási adatok alapján légköri modellekből számítható légköri metánkoncentrációk előrejelzése lényegesen bizonytalanabb (5.6 ábra), hiszen a metán légköri reakciói miatt a bomlási folyamatok sebességén keresztül más nyomgázok, például a rendkívül nehezen előre jelezhető troposzférikus ózon koncentrációját is figyelembe kell venni.

5.6. ábra - A metán kibocsátásának előrejelzései (Forrás: IPCC, 2001).



Az előrejelzések bizonytalansága ellenére 2100-ra a 4 ppm-et (a jelenlegi szint több mint kétszeresét, az ipari forradalom előtt koncentráció ötszörösét) megközelítő szint sem kizárt, de a legvalószínűbb értékek is meghaladják a ipari forradalom előtti 700 ppb-s koncentráció háromszorosát.

6. 5.6 Felhasznált irodalom

Dave Reay, C Michael Hogan (Lead Author);NOAA (Content Source);Howard Hanson, Michael Pidwirny (Topic Editor) "Greenhouse gas". In: Encyclopedia of Earth. Eds. Cutler J. Cleveland (Washington, D.C.: Environmental Information Coalition, National Council for Science and the Environment). [First published in the Encyclopedia of Earth May 9, 2010; Last revised Date July 5, 2011; Retrieved May 29, 2012 <http://www.eoearth.org/article/Greenhouse_gas>

David C. Lowe Nature 439, 148-149 (12 January 2006)

IPCC, 2007: Summary for Policymakers. In: Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M.Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

IPCC (2001a). Houghton, J.T.,Y. Ding, D.J. Griggs, M. Noguer, P.J. van der Linden, X. Dai, K. Maskell, and C.A. Johnson (eds.): *Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge, UK: Cambridge University Press. ISBN 0521807670.

7. 5.7 Kérdések

Mekkora volt a metán koncentráció az ipari forradalom előtt?

Melyek a metán természetes forrásai?

Melyek a metán antropogén forrásai?

A metán reakciója során milyen stabil reakciótermék keletkezik?

6. fejezet - Egyéb üvegházhatású gázok

1. 6.1 Dinitrogén-oxid

A dinitrogén-oxid globális átlagkoncentrációja 1998-ban 314 ppb volt, amiből a teljes légkörben 1510 millió tonna N egyenérték adódik. A két félgömb között a dinitrogén-oxid koncentrációja alig tér el egymástól (0,8 ppb), annak ellenére, hogy a dinitrogén-oxid forrásainak 60 %-a az északi féltekén található. A dinitrogén-oxid koncentrációja a magassággal sem változik a troposzférán belül, de a sztratoszférában erős gradiens figyelhető meg, összhangban azzal, hogy a dinitrogén-oxid a sztratoszferikus ózon katalitikus bontásában szerepet játszó NO_x legfontosabb forrása. A dinitrogén-oxid ismert forrásait a 6.1 táblázat [55] mutatja, ahol a becslések bizonytalansági tartományai is fel vannak tüntetve.

6.1. táblázat - A dinitrogén-oxid forrásainak erőssége, illetve azok bizonytalansága. (Dolman, 2008)

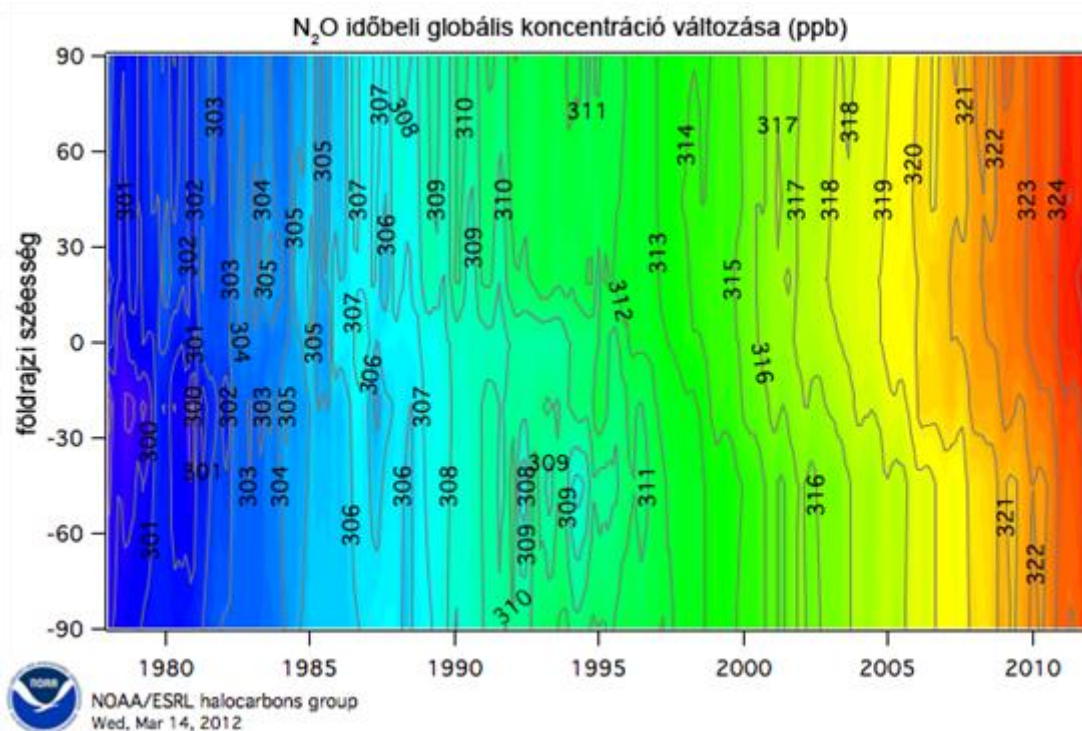
Forrás	Emisszió (Gg N/év)	Becslés
Természetes talaj emisszió	200	
Antropogén talaj emisszió	499	
Közvetlen mezőgazdasági forrás	267	
Közvetett mezőgazdasági forrás	169	
Műtrágyázás	60	
Ipari folyamatok	128	
Hulladék	27	

Az egyes források erősségének globális becslésében nagy a bizonytalanság. N-egyenértékben az éves becsült globális kibocsátás 17,7 millió tonna. A legnagyobb kibocsátást az intenzív mezőgazdasági művelés által felerősített nitrogénforgalmú talajokból történő emisszió képviseli. Az így becsült emisszió összhangban van az utóbbi 150 év légköri dinitrogén-oxid koncentrációjának mért növekedésével. A dinitrogén-oxid talajbeli emissziója esetében az elkövetkező évtizedekben egyre gyorsuló ütemű növekedés várható, ugyanis a foszforban szegény trópusi talajok esetében a műtrágyázás során bevitt nitrogénből jóval nagyobb arányban szabadul fel a dinitrogén-oxid, amire a talajhőmérséklet növekedése is rásegíthet. Az ipari források között a nylon előállítása, a salétromsavgyártás, az erőművek kibocsátása és kisebb mértékben a katalizátorokkal felszerelt járművek emissziója szerepel.

A dinitrogén-oxid a troposzférában gyakorlatilag inert, fotokémiai bomlása illetve reakciója csak a sztratoszférában lehetséges. Ebből becsült légköri tartózkodási ideje 120 év.

A troposzférában a dinitrogén-oxid koncentrációja az ipari forradalom előtti 270 ppb értékről 1998-ra 314 ppb-re nőtt, amint az a 6.1 ábrán látható.

6.1. ábra - A dinitrogén-oxid koncentrációjának idő és térbeli változása. (Forrás: NOAA).

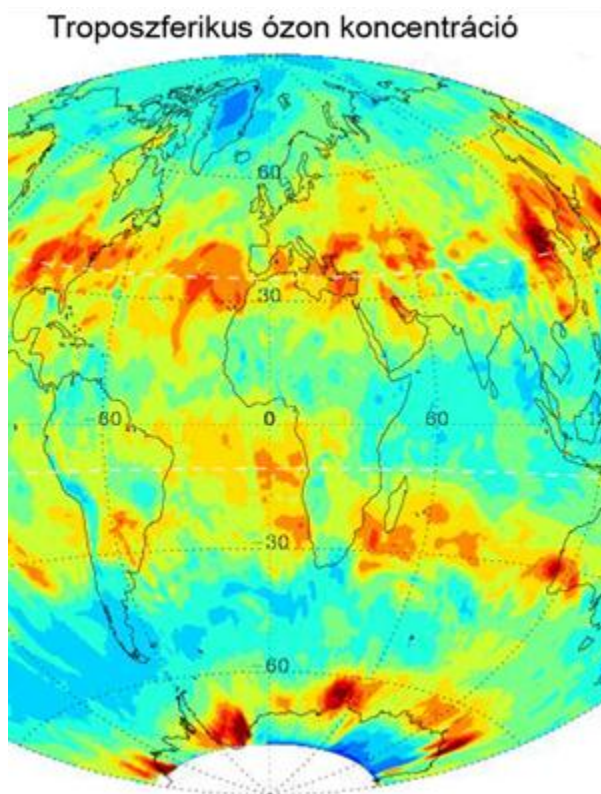


A növekedés üteme az elmúlt két évtizedben $0,8 \text{ ppb év}^{-1}$ körül alakult, de az egyes évek között jelentős eltérések lehetnek.

2. 6.2 A troposzférikus ózon

A troposzférikus ózon, mint közvetlen üvegházhatású gáz koncentrációjának növekedése okozta a szén-dioxid és a metán után a harmadik legnagyobb üvegházhatás-többletet az ipari forradalom előtti értékhez viszonyítva. Ezen felül koncentrációjának növekedése hatással volt más üvegházhatású gázok, elsősorban a metán koncentrációjának alakulására. Troposzférabeli mérlegének meghatározása azonban a rendszerint hosszú tartózkodási idejű üvegházhatású gázokkal szemben rendkívül nehéz. Rövid tartózkodási idejű, másodlagos eredetű gáz lévén koncentrációja széles határok között változik: az óceánok felett kevesebb mint 10 ppb, a felső troposzférában 100 ppb, és nagyvárosok légszennyezési csóváiban ennél nagyobb is lehet. Műholdakról történő meghatározása a sztratoszférikus ózont is magában foglaló ózonszlop koncentráció mérésével történik, ahol a bizonytalanságot éppen az jelenti, hogy a troposzférikus koncentráció két nagy érték különbségként határozható meg. Jelenlegi becslőt mennyisége a troposzférában 340 millió tonna, ami 34 Dobson egységnek (DU) vagy másképp 50 ppb troposzférára átlagolt koncentrációnak felel meg (6.2 ábra).

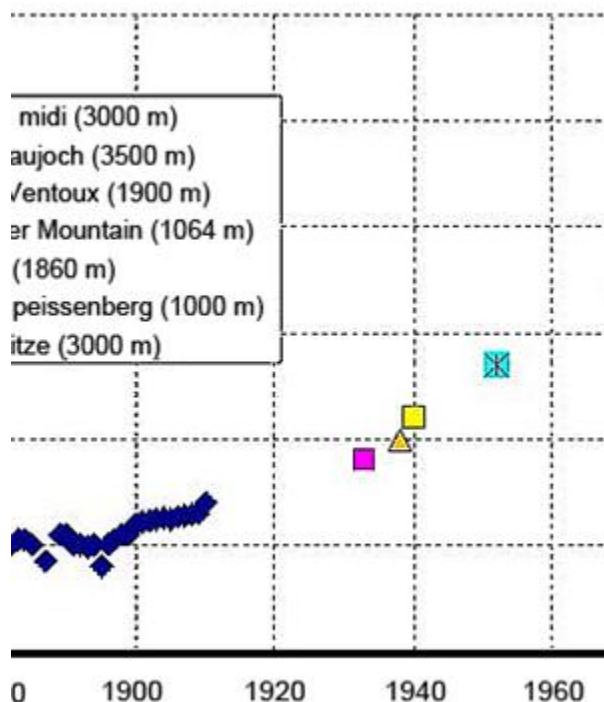
6.2. ábra - A troposzférikus ózon földrajzi szélesség szerinti eloszlása. (Forrás: Harvard-Smithsonian Center for Astrophysics).



A troposferikus ózon forrásainak és nyelő folyamatainak számszerűsítése talán még nehezebb, mint mennyiségének meghatározása. A sztratoszférából évente mintegy 475 millió tonna ózon kerül a troposzférába, de fotokémiai keletkezésének és bomlásának mértéke ennek a többszöröse. Az ózon fotokémiai képződése a levegőszennyezéshez kötődik, amelyek tér- és időbeli reprezentációja a globális modellekben rendkívül nehézkes. Fő nyelő folyamatai a hidroperoxil gyökkel való katalitikus bomlási reakció, valamint a fotokémiai bomlás. Ezen felül a növényzet általi felvétele (üledése) is jelentős.

A globális troposferikus ózon koncentrációjának változása fentiek miatt rendkívül nehezen követhető, míg a sztratosferikus ózon esetében ez nem okoz problémát. A különbség egyik oka a jelentősen eltérő légköri tartózkodási idő: mivel a troposzférában az ózon tartózkodási ideje legfeljebb néhány nap, így helyi mérésekből nem lehet nagyobb régiókra jellemző koncentrációkra következtetni. Így nem meglepő, hogy a csekély számú folyamatos mérőállomásról származó adatok ellentmondásosak. A legtöbb állomás 1970. és 1980. között határozott növekedést jelzett, míg 1980. és 1996. között nem mutatott egyértelmű tendenciát. A mért adatok összesítéséből a troposféra közepes magasságára a 6.3 ábrán látható tendencia rajzolódik ki. A mérések alapján lineáris növekvő trend nem figyelhető meg, bár az időszak második felében valamivel magasabbnak adódik az átlagos koncentráció, mint az elsőben (57 vs. 53 pbb).

6.3. ábra - A troposferikus ózon koncentrációjának alakulása az 1860-as évektől (Reid, 2008)



Az ipari forradalom előtti állapot meghatározása, ha lehet, még nagyobb kihívás, mivel az ózon reakcióképessége miatt a jégbe zárt buborékokban nem őrződik meg. Ennek hiányában csak korai felszíni mérések bizonytalan eredményeire lehet hagyatkozni. A légköri kémiai modellekkel is megerősített becslések szerint napjainkban az ipari forradalom előtti ózonkoncentráció megkettőződhetett.

A troposferikus ózon koncentrációjának jövőbeni növekedésére lehet számítani, ugyanis a képződéséhez szükséges gázok (NO_x, CO és szénhidrogének) kibocsátása várhatóan növekedni fog.

3. 6.3 A halogénezett szénhidrogének (HCFC-k)

1981. és 1985. között kormányközi tárgyalások zajlottak az ózonkárosító anyagok kiváltására. Ezek eredményeképp jött létre 1987-ben a Montreali Jegyzőkönyv, amelyben számszerűsítették a termelés csökkentését, szabályozták az engedélyezett ózonreteg csökkentő anyagok (ODS, Ozone Depleting Substances) használatát. 1987-ben a jegyzőkönyvet aláíró országok vállalták, hogy freon-termelésüket 1998-ra a felére csökkentik. Az 1990-es módosított változat 2000-re már teljes tiltást írt elő. A halogénezett szénhidrogének gyártásának és használatának betiltása azonban számos gazdasági-társadalmi problémát vetett fel, hiszen ezek az anyagokat használták pl. a hűtőközegként, aeroszolban hajtógázként, szilárd csomagolóhabok gyártásánál, és oldószerként. Ezek kiváltására fejlesztették ki az ún. részben klórozott-fluorozott szénhidrogéneket, más néven hidrogénezett vagy lágy freonokat (HCFC-k). A freonokhoz hasonlóan ezeket is szénhidrogénekből állítják elő azzal a különbséggel, hogy míg a freonok minden hidrogénatomját klór vagy fluoratómmal helyettesítik, a HCFC-k molekuláiban viszont a halogének mellett hidrogén is marad. A HCFC-k nagy mennyiségben egészségkárosító hatásúak, jelenlegi koncentrációjukban azonban semmilyen veszélyt nem jelentenek.

A részben klórozott-fluorozott szénhidrogének elsődleges felhasználási területe a habosítás. Az 1990-es évek végén ez tette ki a felhasznált HCFC mennyiségnek több mint felét, főként a HCFC-142b kódszámú vegyület formájában. Azóta ez az arány csökkent, mert a fejlett országokban újabb helyettesítő gázokat használnak erre a célra. A fejlődő országokban viszont továbbra is nő a felhasználása. Hűtőközegként való alkalmazásuk a teljes termelésnek csaknem felét adta 1999-ben. Erre a célra elsősorban HCFC-22-t, emellett HCFC-124-et és HCFC-142b-t használnak. Egyéb területei is vannak a HCFC-felhasználásnak, pl. oldószerként, hajtógázként és tűzoltásra is használják, de a többihez képest elhanyagolható mennyiségben.

Bár a HCFC-k a freonoknál kevesebb klórt tartalmaznak, nem teljesen veszélytelenek a sztratoszferikus ózonra. Az egyes anyagok ózonkárosító hatásának összehasonlítására vezették be az ún. ODP (Ozone Depleting Potential) értéket, amely a CFC-11-hez viszonyított ózonbontási képességet mutatja meg. A CFC-11 ODP értéke ennek megfelelően 1, és a többi halogénezett szénhidrogén ózonkárosító képessége is ekörül mozog,

ODP-jük 0,6–1 között változik. A HCFC-k ózontörési potenciálja ezzel szemben 0,01–0,1 közötti értékeket vesz fel, tehát lényegesen kisebb mértékben károsítják az ózonszintet a freonoknál. A teljesen halogénezett szénhidrogének használata azért is volt kiemelten veszélyes, mert ezek a vegyületek – természetes nyelő híján – lassan távoznak el a légkörből, tartózkodási idejük 50 év (CFC-11) és 1700 év (CFC-115) között változik. A részben klórozott-fluorozott szénhidrogének légköri tartózkodási ideje ennél jóval rövidebb, általában néhány év, legfeljebb 15–20 év, ezért kisebb a valószínűsége, hogy feljutnak a sztratoszférába és károsítják az ózonszintet. Ennek ellenére a HCFC-k nem jelentenek igazi megoldást, csak átmeneti helyettesítőkként jöhetnek szóba. További problémát jelent, hogy a HCFC-k – elődjeikhez hasonlóak – erős üvegházgázok. A különböző gázok melegítő hatásának összehasonlítását teszi lehetővé a GWP (Global Warming Potential), azaz a globális felmelegedési potenciál, amely megmutatja, hogy adott időszak (pl. 100 év) alatt milyen erős az adott gáz 1 kg-jának melegítő hatása ugyanilyen mennyiségű szén-dioxidhoz képest (6.2 táblázat [59]).

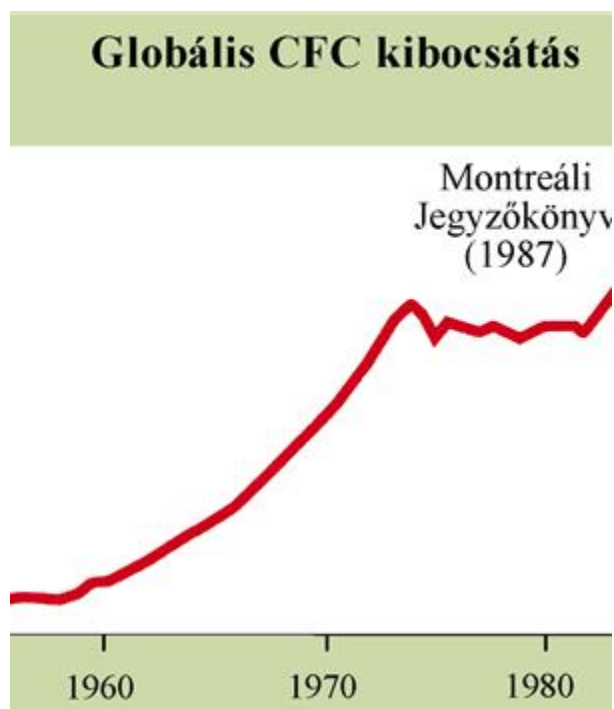
6.2. táblázat - CFC és HCFC vegyületek becsült légköri tartózkodási ideje és a GWP (globális felmelegedési potenciál) értékük (Forrás: IPCC, 2007).

	Becsült tartózkodási idő (év)	globális felmelegedési potenciál (Global Warming Potential) (GWP)	
		20 év	100 év
CFC-11	50	5000	400
CFC-12	102	7900	850
CFC-113	85	5000	500
CFC-114	300	6900	930
CFC-115	1700	6200	930
HCFC-22	13,3	4300	150
HCFC-123	1,4	300	93
HCFC-124	5,9	1500	480
HCFC-141b	9,4	1800	630
HCFC-142b	19,5	4200	200
HCFC-225ca	2,5	550	170
HCFC-225cb	6,6	1700	530
CF ₃ Br	110	n.a	580
CCl ₄	50	n.a	130
Metán	12,2±3	56	21

A HCFC-k 100 éves GWP-értékei alacsonyabbak a freonokénál, általában néhány 100 körüli értékek jellemzőek. Kiemelkedő viszont a HCFC-22 globális felmelegedési potenciálja (13,3 év), amely az egyik leggyakrabban használt HCFC.

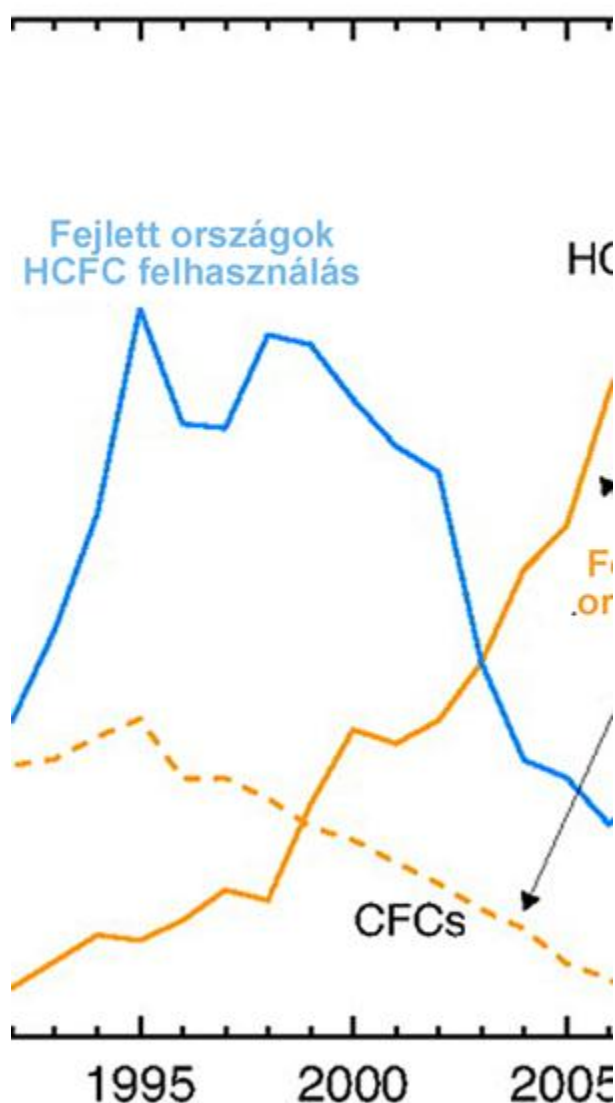
A Montreali Jegyzőkönyv bevezetését követően a fejlődő országok hamar áttértek a helyettesítő gázok használatára, ennek köszönhetően 1989-től a századfordulóig a globális freonfelhasználás 87%-kal csökkent (6.4 ábra).

6.4. ábra - A freon felhasználás ütemének változása az 1950-es évektől (Rekacewicz, 2005).



A fejlődő országokban ekkoriban tetőzés volt tapasztalható, de a korlátozások miatt ez is csökkenésbe váltott át. A HCFC-termelés ezzel egyidejűleg növekedett. 1992-ben és 1999-ben újabb egyezmények léptek érvénybe, amelyekben már a HCFC-k is szerepelnek. Európában 2000 óta új készülékekbe (pl. hűtőgépekbe) nem töltenek HCFC-t, 2010-ig még a szervizekben használják ezeket a gázokat, ezután az újrahasonosítás még öt évig engedélyezett. A fejlett országoknak 2004-re 35%-kal kellett csökkenteniük HCFC-fogyasztásukat, 2010-re 65%-os, 2015-re 90%-os csökkenést kell elérniük, 2020-ra pedig teljesen ki kell vonniuk ezeket a gázokat a forgalomból. A fejlődő országok 2016-ban kezdik majd meg a részben halogénezett szénhidrogének felhasználásának csökkentését, és 2040-ig kell beszüntetniük teljesen a felhasználást. A fejlődő országokban tehát továbbra is nő a freonokat helyettesítő részben klórozott-fluorozott szénhidrogének termelése. 1989. és 2000. között a globális HCFC-termelés és -fogyasztás kb. két és félszeresére nőtt. A kezdeti gyors növekedés után a korlátozások bevezetése miatt 1996. óta lelassult a növekedés üteme (6.5 ábra).

6.5. ábra - A fejlett és fejlődő országok által felhasznált freon vegyület mennyiségének alakulása az elmúlt 20 évben (Velders, 2009).



Ettől eltérő trendet mutatnak a fejlődő országok. Az említett időszakban Kína, India és Dél-Korea HCFC-fogyasztása több mint ötszörösére emelkedett, a termelés pedig harmincszorosára nőtt, Kína és India jelentős HCFC-exportőrökké váltak. A termelés és felhasználás mértéke szoros kapcsolatban áll a HCFC-k emissziójával. Használatuktól függően a különböző HCFC-k eltérő mennyiségben kerülnek a légkörbe. Egy 2006-os felmérés szerint az egyik leggyakrabban használt HCFC, a többnyire hűtőközegként alkalmazott HCFC-22 felhasznált mennyiségének 71%-a a légkörbe kerül. A másik gyakori vegyület, a HCFC-141b emissziós aránya ennél jóval kevesebb, 15%. Ez a két gáztípus adja a teljes HCFC-termelés 95–98%-át, a csoport többi tagja használat során 44%-ban emittálódik. A folyamatos felhasználás és viszonylag hosszú légköri tartózkodási idő miatt a részben klórozott-fluorozott szénhidrogének légköri koncentrációja folyamatosan nő. Jelenleg legnagyobb mennyiségben a HCFC-22 van jelen a légkörben, koncentrációja 2008-ban elérte a 175 ppt-t. Emellett a HCFC-141b és HCFC-142b is ppt-s nagyságrendben képviselteti magát, ezek mennyisége az elmúlt 15 évben megtöbbszöröződött.

4. 6.4 A részleges fluorozott szénhidrogének (HFC-k)

Az 1990-es évek óta egyre nagyobb mennyiségben használják a helyettesítő gázok újabb generációját, amelyek fokozatosan átveszik majd a HCFC-k szerepét: ezek a részlegesen fluorozott szénhidrogének, más néven HFC-k. Nevük az angol hydro-fluorocarbon szó rövidítéséből származik, mert ezeket a vegyületeket hidrogén, fluor és szén alkotja, a szénatomok száma nem haladja meg a hatot. A freonokkal és HCFC-kkel ellentétben nem

tartalmaznak klórt, így ózonkárosító hatásuk nincs. A HFC-k leggyakrabban metánból, etánból, propánból és butánból készülnek úgy, hogy a molekula egy vagy több hidrogénatomját fluorra cserélik.

A HFC-k helyettesítő gázokként a freonok és a HCFC-k helyettesítőiként szerepelne: többnyire hűtőközegként légkondicionálókban és hűtőgépekben, szigetelőhabok gyártásánál, tűzoltásnál, oldószerként, és hajtógázként alkalmazzák őket. A leggyakrabban használt HFC-k a HFC-134a, a HFC-404a, a HFC-407c és a HFC-410a. Napjainkban a felhalmozott freon és HCFC-készletek ózonbarát felhasználásának egyik módja, hogy ún. katalitikus hidroxidációval HFC-kké alakítják ezeket a vegyületeket.

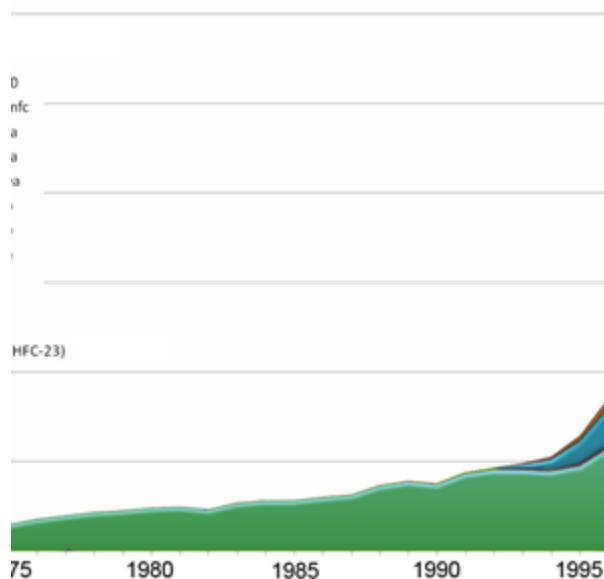
Bár a HCF-ek kifejlesztésével sikerült megoldani a sztratoszferikus ózon fogyásának problémáját, egyre szélesebb körű elterjedésük azzal a veszéllyel jár, hogy újabb hosszú tartózkodási idejű, erős üvegházgázok kerülnek a légkörbe. Ma már a HFC-k is felkerültek a Kiotói Jegyzőkönyv által előírt listára, amely tartalmazza korlátozás alá eső üvegházgázokat. A 6.3 táblázat [62] bemutatja a leggyakoribb HFC-k légköri tartózkodási idejét és globális felmelegedési potenciálját (GWP).

6.3. táblázat - A leggyakoribb HCF gázok tartózkodási ideje és globális felmelegedési potenciálja. (Forrás: IPCC, 2007).

	Becsült tartózkodási idő (év)	globális felmelegedési (Global Warming Potential) 20 év	
		20 év	100 év
HFC-23	264	9100	1170
HFC-32	5,6	2100	650
HFC-43-10	17,1	3000	1300
HFC-125	32,6	4600	2800
HFC-134a	14,6	3400	1300
HFC-143a	48,3	5000	3800
HFC-152a	1,5	460	140
HFC-227ea	36,5	4300	2900
HFC-236fa	209	5100	6300
HFC-245ca	6,6	1800	560

A HCFC-kkel összehasonlítva a HFC-knek általában hosszabb a tartózkodási idejük és a melegítő hatásuk is erősebb. A freonokra és a HFC-kre általában hosszabb tartózkodási idő és magasabb GWP jellemző. Megjegyezendő azonban, hogy a HCFC-k közül leggyakrabban alkalmazott HCFC-22 a többihez képest kiugróan magas globális felmelegedési potenciált tudhat magáénak. A részben fluorozott szénhidrogének felhasználása az 1990-es évek óta folyamatosan nő (6.6. ábra).

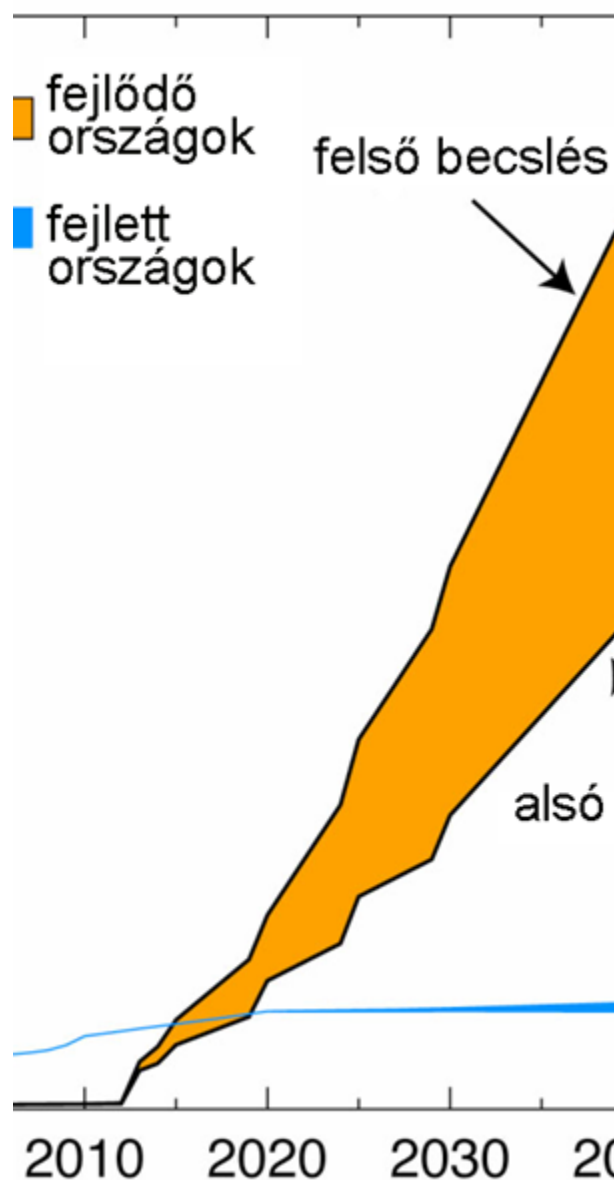
6.6. ábra - A részben fluorozott szénhidrogének felhasználásának változása az 1970-es évektől. (Forrás: EDGAR 4.0).



A következő évtizedekben a termelés, és ezáltal az emisszió is nagy valószínűséggel erőteljesen növekedni fog, hiszen a forgalomból fokozatosan kivont gázokat helyettesítik majd ezek az anyagok. A HCFC-22 gyártása során melléktermékként HFC-23 is keletkezik, ennek köszönhetően a HFC-k emissziója már széleskörű elterjedésük előtt is jelentős volt. Az ózonkárosító gázok fokozatos kivonásával és a HFC-k terjedésével emissziójuk is egyre nőtt. Bár a HFC-k már felkerültek a Kiotói Jegyzőkönyv által előírt csökkentendő gázok listájára, egyelőre úgy tűnik, a klímaváltozást megelőző intézkedések terén nem olyan egyértelmű és zökkenőmentes a nemzetközi együttműködés, mint ahogy az ózonréteg elvékonyodását okozó anyagok csökkentésénél tapasztalható. Nagy valószínűséggel a HFC-k kibocsátásának csökkenésére még évtizedeket kell várni.

A HFC várható kibocsátását előrejelző forgatókönyvek a jelenlegi HCFC-felhasználás, a helyettesítés ütemére és a GDP-növekedésre vonatkozó prognózisok alapján készülnek (6.7 ábra).

6.7. ábra - A várható HCF gázok felhasználása az előrejelzések alapján (Velders, 2009).



Egyes becslések szerint 2050-ben üvegházhatás egyenértékben a HFC-kibocsátás meg fog egyezni a várható globális szén-dioxid kibocsátás 9–19%-ával. Egy másik forgatókönyv szerint, amelyben a szén-dioxid koncentráció 450 ppm körül stabilizálódik, ez az érték 28–45% lesz.

5. 6.5 Felhasznált irodalom

Dolman A., (2008) The continental-scale greenhouse gas balance of Europe, Springer, ISBN 978-0-387-76568-6

EDGAR (Emissions Database for Global Atmospheric Research) (http://edgar.jrc.ec.europa.eu/part_HFC.php)

Harvard-Smithsonian Center for Astrophysics, http://www.cfa.harvard.edu/atmosphere/ozone_tropo.html

IPCC Fourth Assessment Report: Climate Change 2007, Climate Change 2007: Working Group I: The Physical Science Basis (http://www.ipcc.ch/publications_and_data/ar4/wg1/en/ch2s2-10-2.html)

Reid N., Yap D., Bloxam R., (2008) The potential role of background ozone on current and emerging air issues: An overview, Air Qual Atmos Health, 1:19–29 DOI 10.1007/s11869-008-0005-z

Rekacewicz P., Global CFC production (2005), UNEP/GRID-Arendal UNEP/GRID-Arendal Maps & Graphics Library

Velders G., Fahey D., Daniel J., McFarland M., Andersen S., The large contribution of projected HFC emissions to future climate forcing (2009) PNAS 106: 10949-10954. doi:10.1073/pnas.0902817106PNAS (<http://www.pnas.org/content/106/27/10949/F1.expansion.html>)

6. 6.6 Kérdések

Milyen üvegházhatású gázokat ismer?

Mit jelent a globális felmelegedési potenciál?

Mikor jött létre a montreali jegyzőkönyv?

Mi a dinitrogén-oxid elsődleges antropogén forrása?

7. fejezet - A légköri aeroszol éghajlati hatásai

Az aeroszol részecskék jelenléte a légkörben szerepet játszik a Föld-légkör rendszer sugárzási mérlegének alakításában. Ez elsősorban annak köszönhető, hogy a részecskék többsége szórja, jóval kisebb része elnyeli a napsugarakat (lásd később). Ez más szavakkal azt jelenti, hogy az aeroszol részt vesz az éghajlatváltozások alakításában. A megállapítás nem új keletű, hiszen az ember már régen megfigyelte, hogy különleges események, így vulkánkitörések és porviharok csökkentik a felszín közelébe érkező sugárzás intenzitását (7.1 ábra). Ennek közismert példája a Tambora vulkán (Indonézia) kitörése 1815-ben.

7.1. ábra - Vulkánkitörések megváltoztathatják az éghajlatot. A Mount St. Helens kitörése 1980. május 18-án. (<http://hu.wikipedia.org/wiki/Tűzhányó>).



A vulkáni részecskék sugárzáselnyelése évekig éreztette hatását. 1816-ot a feljegyzések „nyár nélküli évnek” nevezik. Európában és Amerikában sokszor még a nyári hónapokban is fagypont alatti hőmérsékleteket észleltek. Ma már tudjuk, hogy a vulkánkitörések többéves hatása nem a közvetlenül kilövellt vulkáni hamunak köszönhető. Ezek a részecskék ugyanis, jelentős tömegük miatt, hasonlóan a felszínről származó porokhoz, viszonylag gyorsan kihullnak a légkör legalsó tartományából, a troposzférából. Ezzel szemben a kitöréskor felszabaduló kén-dioxid a sztratoszférába jut és ott szulfát részecskékké alakul, kialakítva a *sztratoszferikus aeroszol* réteget (7.2 ábra vulkánkitörés).

7.2. ábra - Sztratoszferikus aeroszol (Junge) réteg (kék: felhők, vörös sáv: Junge-réteg). Napfelkelte Pecos, Texas (USA) felett, a fotó úrsiklóról készült. (Forrás: http://earthobservatory.nasa.gov/Features/HumanSpaceflight/human_spaceflight2.php)



Az aeroszol éghajlati hatásainak kérdése a 20. század közepétől a tudományos kutatások egyik fontos problémája. Nem elsősorban a vulkánkitörések miatt. Nyilvánvaló vált, hogy az emberi tevékenység jelentősen megnöveli a légköri aeroszol részecskék koncentrációját. Az emberi hatások természetesen nem a sztratoszférában jelentkeznek. Alapvetően módosítottuk viszont a troposzferikus aeroszol mennyiségét és minőségét, különösen szárazföldi környezetben. Ezért az energiatermelés (pl. kén-dioxid kibocsátás), a közlekedés (nitrogén-oxidok, szerves gázok, korom stb. emissziója) és a különböző ipari tevékenységek (pl. fémek, szerves anyagok kibocsátása) a felelősek. Nem elhanyagolható hatása van azonban a mezőgazdaságnak is. Ennek oka a földhasználat megváltoztatása, a műtrágyázás, és nem utolsósorban az állattartás (pl. ammónia

felszabadulása). Az emberi hatást kiválthatják közvetlenül a légkörbe kerülő részecskék, de többségük a levegőben részecskéké alakul, ún. előgázok kibocsátásából származik.

Ha az emberi hatásoktól mentes, ún. troposferikus háttér aeroszolt tekintjük, akkor a napsugárzás részecskék miatti gyengítése becslések szerint 2-3°C átlagos hőmérsékletcsökkenést okoz. Mint látni fogjuk, az emberi tevékenység globálisan mintegy -1 Wm^{-2} hűlést hozott létre, ami első közelítésben mintegy $-0,3^\circ\text{C}$ hőmérsékletváltozásnak felel meg. Sűrűn lakott iparosodott területeken azonban az emberi hatás ennek két-háromszorosa is lehet.

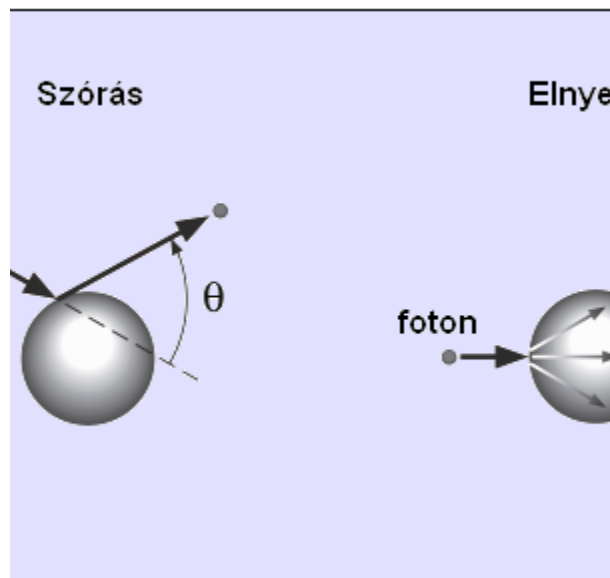
1. 7.1 Az aeroszol optikai tulajdonságai

A légköri aeroszol kölcsönhatása az elektromágneses sugárással (esetünkben a napsugárzás) a részecskék fizikai (koncentráció, nagyság szerinti eloszlás, forma) és kémiai (összetétel) tulajdonságaitól függ. Mint említettük, a kölcsönhatásnak két formája van. A részecskék egyrészt elnyelik (*abszorpció*), másrészt szórják a sugárzást (7.3 ábra). Az elnyelés és a szórás hatását együttesen sugárzás-gyengítésnek (*extinkció*) nevezzük. Így, ha adott aeroszolon fényt bocsátunk át, akkor annak intenzitása (pontosabban *áramsűrűsége*, dimenzió: Wm^{-2}) a megtett távolság (x) függvényében exponenciálisan csökken:

$$I = I_0 e^{-\sigma x}$$

Ahol I_0 és I rendre az áramsűrűség az aeroszolba való belépéskor, illetve x út megtétele után, míg σ a *gyengítési együttható*, amelynek dimenziója: m^{-1} . Az extinkciós együttható fizikailag a távolságegységre jutó sugárzás-gyengülést adja meg. Az előzőeknek megfelelően σ két tag, az elnyelési σ_a és a szórási σ_s együtthatók összegével egyenlő.

7.3. ábra - Aeroszol részecskék szórása és elnyelése.



A *Mie*-féle elmélet szerint azok az aeroszol részecskék gyengítik legerősebben a sugárzást, amelyek nagysága összevethető a sugárzás hullámhosszával. Ebből következik, hogy a látható fényt alapvetően a 0,1-1,0 μm átmérőjű részecskék gyengítik. Ezek a részecskék határozzák meg, hogy vízszintes irányban milyen távolságra látunk el (*látótávolság*). A látótávolság értelemszerűen az extinkciós együtthatóval fordítottan arányos: minél nagyobb a sugárzás-gyengülés annál kisebb távolságban tudjuk a tárnnyakat egymástól megkülönböztetni (7.4 ábra).

7.4. ábra - A látótávolság változása a levegő szennyezettségének függvényében (szerző fotói).



Az is könnyen belátható, hogy a fényszórás a részecskék számán (N_d) kívül a részecskék átmérőjétől (d), pontosabban keresztmetszetétől $[(1/4)(d^2\pi)]$ függ. Minél nagyobb a részecskék koncentrációja és minél nagyobb a keresztmetszetük annál jelentősebb a sugárzás szóródása. Ennek megfelelően, gömb alakú részecskéket feltételezve:

$$\sigma_S = \sum \frac{1}{4} d^2 \pi K N_d$$

ahol a Σ (szumma jel) egyszerűen azt jelenti, hogy a különböző méretű részecskékre vonatkozó értékeket össze kell adnunk. A formulában szereplő K az ún. gyengítési paraméter, amely, a részecskék méretén kívül, a sugárzás hullámhosszának és a részecskék törésmutatójának bonyolult függvénye. (A törésmutató a részecskék kémiai tulajdonságainak függvénye, tiszta víz estén pl. 1,33.) A gyengítési paraméter értéke 2 körül ingadozik, majd a részecskék méretének növekedésével 2-höz tart.

A légköri aeroszol részecskék vízben oldódó része nedvszívó, azaz általában már tiszta vízre vonatkoztatott telítettség alatt is oldatcseppeket alkot (lásd: *Levegőkörnyezet és az emberi tevékenység 4.5. fejezet*). Ezek a cseppek nagyságukat és az őket alkotó oldat koncentrációját a levegő relatív nedvességének függvényében változtatják. Minél magasabb a relatív nedvesség, annál nagyobb az oldatcsepp keresztmetszete. Ebből következik, hogy az extinkció és a relatív nedvesség között fordított összefüggés mutatható ki.

Ha az aeroszol éghajlati hatásait vizsgáljuk, akkor természetesen nem a vízszintes, hanem függőleges sugárzás-gyengülést kell meghatároznunk. Az extinkció azonban független az iránytól, ezért a vázolt megfontolások

ebben az esetben is érvényesek. A lényeges különbség az, hogy a szórásnál külön kell meghatároznunk azt a sugárzás-hányadot, amely visszafelé szóródik. Ezt jelenti ugyanis az energiaveszteséget a Föld-légkör rendszer számára. A Mie-féle tartományban (lásd fent) a hátraszórás a szórt energiának 29%-ka.

A légköri aeroszol optikailag aktív tartományában (átmérő: 0,1 és 1,0 μm) a részecskék jelentős mértékben ammónium-szulfátból és kénsavból állnak (7.5 ábra). Ezek a részecskék gyakorlatilag nem nyelik el a fényt, ezért a légkörben a szórás fontos szerepet játszik. A szerves anyagokból álló részecskék szórják, kisebb mértékben abszorbeálják a napenergiát. Végül a viszonylag kis mennyiségben előforduló elemi szén igen jó sugárzáselnyelő. A talaj eredetű részecskék között is található jó abszorbensek. Ilyen például a hematitot (Fe_2O_3) tartalmazó por. A részecskék okozta szórás hűti a légkört. Ezzel szemben az elnyelés melegíti azt a légréteget, ahol az elnyelő részecskék találhatók. Természetesen, ha az abszorbeáló részecskék nem a felszín közelében helyezkednek el, az abszorpció hűti az alatta lévő levegőt.

7.5. ábra - Optikailag aktív aeroszol részecskék kémiai összetétele.



Az aeroszol részecskék éghajlati hatásainak becslése az utóbbi időben nyilvánvalóan azért került az érdeklődés középpontjában, mert az emberi tevékenység, az üvegházhatású gázok kibocsátása mellett, jelentősen megnövelte a légköri aeroszol részecskék mennyiségét és minőségét.

2. 7.2 Közvetlen hatások

7.6. ábra - Az aeroszol részecskék közvetlen sugárzási hatása (szerző fotója)



Az aeroszol részecskék, mint láttuk, gyengítik a felszín közelébe érkező energiát, mivel szórják, illetve elnyelik a napsugarakat, ez a jelenség figyelhető meg a 7.6 ábrán. Ennek következtében megváltoztatják az egységnyi felületű légoszlopbot érő energia mennyiségét, a *sugárzási kényszer*t (jele: E , dimenziója: Wm^{-2}). Ezt az aeroszol *közvetlen éghajlati hatásának* nevezzük. Ha csak a szórást vesszük figyelembe (ezt első közelítésben megtehetjük), akkor a sugárzási kényszer megváltozását (ΔE) a következő egyenlettel számíthatjuk ki:

$$\Delta E = -0,5 S (1 - F) T^2 (1 - A)^2 b a f B$$

ahol S a légkör külső határát érő napsugárzás áramsűrűsége (napállandó), F a felhőtakaró kiterjedése az égbolt tizedeiben, T az aeroszolréteget elérő sugárzási energia a légkör külső határára érkező érték hányadában, A a felszín albedója, b a visszaszórás viszonylagos mennyisége (lásd előző rész), a az aeroszoltömeg szórási hatékonysága (lásd később) alacsony relatív nedvességen, f a nedvszívó részecskék növekedését kifejező tényező, míg B a függőleges légoszlopban lévő aeroszol részecskék tömege. Megjegyezzük, hogy a formulával végzett számítás csak a légkör felhőtlen részére alkalmazható. A betűk értelmezéséhez pedig tudnunk kell, hogy T a sztratoszferikus aeroszol szórását jelenti, amennyiben számításainkat a troposzférára végezzük el (ez általában így van), míg a értéke a szórás és a tömegkoncentráció egyidejű mérésével állapítható meg. Végül a 0,5-ös szorzó arra utal, hogy csak a bolygó megvilágított részét vesszük figyelembe.

A fenti egyenlet igen egyszerű. A bemenő adatok megválasztása azonban nem könnyű feladat. Vegyük például a B tényezőt *szulfát részecskék* esetén. Értéke függ adott terület kén-dioxid kibocsátástól (Q), a kén-dioxid szulfáttá alakult hányadától (Y), valamint a részecskék tartózkodási idejétől (t). Ha az egész Földet tekintjük, akkor $B = QYt/F_f$, ahol F_f a Föld területe. Elvileg B repülőgépes mérésekkel is meghatározható, a gyakorlatban azonban erre csak ritkán van lehetőség. A 7.1 táblázat [70] a formulában lévő tagok tipikus értékeit, valamint a számított éghajlati kényszer megváltozását (értelemszerűen csökkenését) adja meg szulfát részecskék estén. Látható, hogy az éghajlati kényszer megváltozása átlagosan $-1,1 \text{ Wm}^{-2}$ értékkel egyenlő. Vegyük azonban figyelembe a számítások magas bizonytalanságát.

Ez az érték az egész Földre vonatkozó átlag. Szemben a hosszú tartózkodási idejű üveghatású gázokkal (több év), a globális számnak ebben az esetben nem túlságosan sok értelme van, mivel a részecskék tartózkodási ideje rövid (lásd táblázat). Ebből következik, hogy az emberi tevékenységnek köszönhető éghajlatváltozás területi eloszlását is meg kell határoznunk. Ezt úgy tehetjük meg, hogy az egész Földet légoszlopokkal borítjuk be, és a számítást minden egyes oszlopra elvégezzük. Szulfát esetén ezt megelőzően célszerű, a területi kén-dioxid kibocsátás függvényében, a részecskék tömegének eloszlását modellezni, ami lehetővé teszi B kiszámítását.

7.1. táblázat - Az emberi tevékenységből származó szulfát részecskék globális éghajlati kényszere.

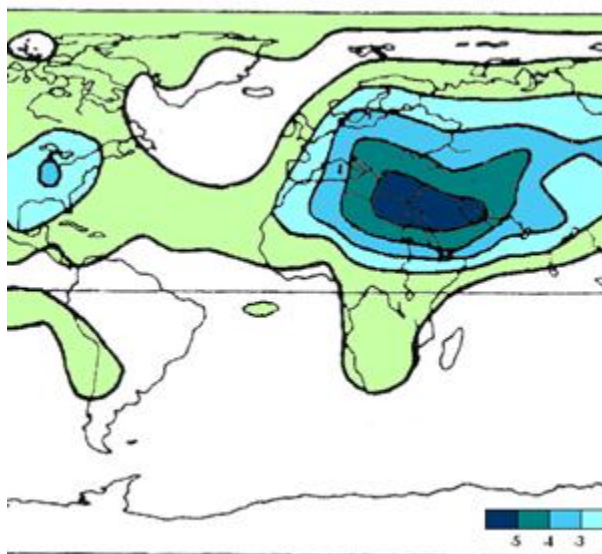
Tényező	Érték	Dimenzió
S	1370	Wm ⁻²
1-F	0,4	-
T	0,76	-
1-A	0,85	-
b	0,29	-
a	5	m ² g ⁻¹
f	1,7	-
Q	80	Tg kén/év
Y	0,4	-
t	0,02	év
Ff	5×10 ¹⁴	m ²
ΔE	-1,1	Wm ⁻²

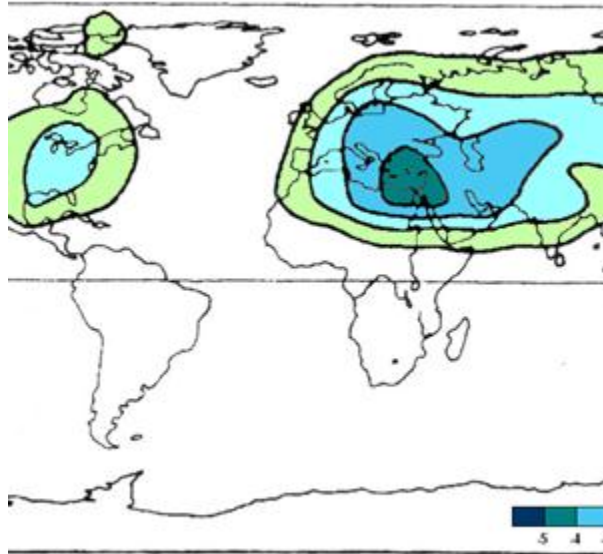
7.7. ábra - Sugárzási kényszer változása - számítás



Ezzel a módszerrel készült a 7.8 ábra, amelynek *a* része az összes, *b* része az antropogén szulfát részecskék okozta éghajlati kényszert mutatja be. A természetes szulfát részecskék elsősorban az óceáni eredetű dimetil-szulfidból keletkeznek. Mint látható, az éghajlati hatást alapvetően az antropogén részecskék határozzák meg. Ez nem is meglepő, hiszen az emberi tevékenység mintegy négyszer annyi ként bocsát a levegőbe, mint az óceáni források. Az ábra alapján az is nyilvánvaló, hogy az emberi hatások elsősorban Észak-Amerika keleti területein, Európában és Kínában jelentősek, ahol a kén-dioxid forrásai elhelyezkednek. Ezeken a területeken az éghajlati kényszer többszöröse lehet a táblázatban lévő átlagos értéknek. Az ábrán lévő eloszlás a légköri kén rövid tartózkodási idejének a következménye. A kénnel kapcsolatban végezetül megemlítjük, hogy az utóbbi években a fejlett országokban (Észak-Amerika, Európa) felszabadulásának mértéke jelentősen lecsökkent, ami az általuk létrehozott hűtő hatás mérséklődését eredményezte.

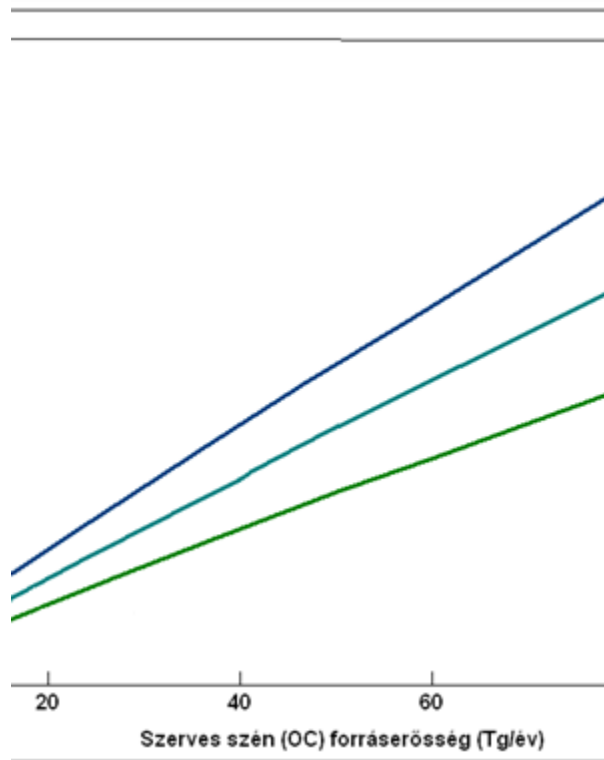
7.8. ábra - A szulfátrészecskék éghajlati kényszere. Az ábra „a” része az összes szulfátra, a „b” rész a csupán antropogén eredetűre vonatkozik (Charlson, 1991).





Kén-dioxid elsősorban a fosszilis tüzelőanyagok kéntartalma miatt, energiatermeléskor kerül a levegőbe. A másik nagy szennyezőanyag csoport, a *széntartalmú részecskék*, viszont a közlekedés és a biomassza égetés nem kívánatos termékei. A széntartalmú részecskék nagyobbik hányada szerves anyagokból épül fel, míg a kisebb hányadot elemi szén alkotja. Mértékadó számítások szerint a szerves részecskék akár megkétszerezhetik a lehűlést, amit a szulfát okoz. Ez annak a következménye, hogy szórási hatékonyságuk nagyobb, mint a szulfaté (a a fenti formulában, illetve táblázatban). Éghajlati hatásuk természetesen kibocsátásuktól függ. A 7.9 ábra ezt az összefüggést mutatja. A számítások a fent vázolt módszerrel készültek egy „átlagos légoszlop” feltételezésével. Az ábrából látható, hogy az éghajlati hatás az emisszió növekedésével szintén növekszik. Az is kitűnik, hogy az elemi szén, sugárzás-elnyelő (melegítő) hatása miatt, mérsékli a negatív éghajlati kényszert. Ha az elemi szén eléri a szerves anyagokban lévő szén tömegének 20%-át akkor, 100 Tg év^{-1} emisszió esetén (ez összevethető a jelenlegi értékkel), a hűlés mértéke a felére csökken.

7.9. ábra - A szerves szénkibocsátás és az elemi szén éghajlati kényszere között (Penner, 1995)



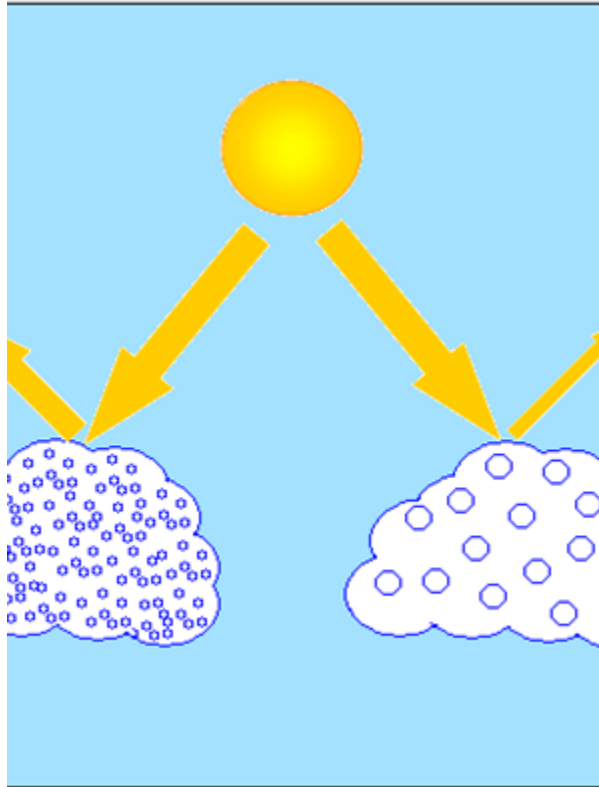
A porok légköri tömegének mintegy 20% az emberi tevékenység következménye. Számos próbálkozás történt, hogy a felszínről származó porok éghajlati hatásait is számszerűsítsék. Úgy találták, hogy a saharai por különösen az Atlanti-óceán fölött idézhet elő negatív éghajlati kényszert. Meg kell azonban jegyeznünk, hogy egyes porok sugárzás- abszorpciója is jelentős. Ebből kifolyólag a por akár melegítheti is az alsó légréteget.

3. 7.3Közvetett hatások

A légköri aeroszol részecskék nem csak a légkör optikai tulajdonságait szabályozzák. Mint *kondenzációs magvak* (lásd *Levegőkörnyezet és az emberi tevékenység* 4.5.), meghatározzák a felhők szerkezetét is (a felhőcseppek számát és méretét), és ezen keresztül a felhők optikai paramétereit, illetve csapadékképződési hajlamát.

A kondenzációs magvak fontos szerepét már régóta ismerjük. Eltérő koncentrációjuknak köszönhető az a nagyfokú különbség, amelyet az óceáni, illetve szárazföldi felhők szerkezetében megfigyelhetünk. A szárazföldek fölött a kondenzációs magvak száma nagyobb, mint az óceánok fölött. Ebből következik, hogy adott túltelítettségén az óceánok fölött kevesebb felhőcsepp keletkezik, mint a szárazföldi felhőkben. Tekintve, hogy kondenzálódó vízgőz mennyisége ugyanazon a túltelítettségén azonos, ez azt jelenti, hogy az óceáni felhők nagyobb cseppekből állnak. Ennek következtében könnyebben keletkezik bennük csapadék, élettartamuk rövidebb, mint a kontinentális felhőké. Így 1 gm^{-3} víztartalom (amely a folyékony víz tömege a felhős levegő térfogategységében) mellett, tipikus óceáni felhőben a cseppek koncentrációja 50 cm^{-3} , míg átlagos méretük közel 20 μm . Ezzel szemben szárazföldek fölött a megfelelő értékek rendre 200 cm^{-3} , illetve 10 μm .

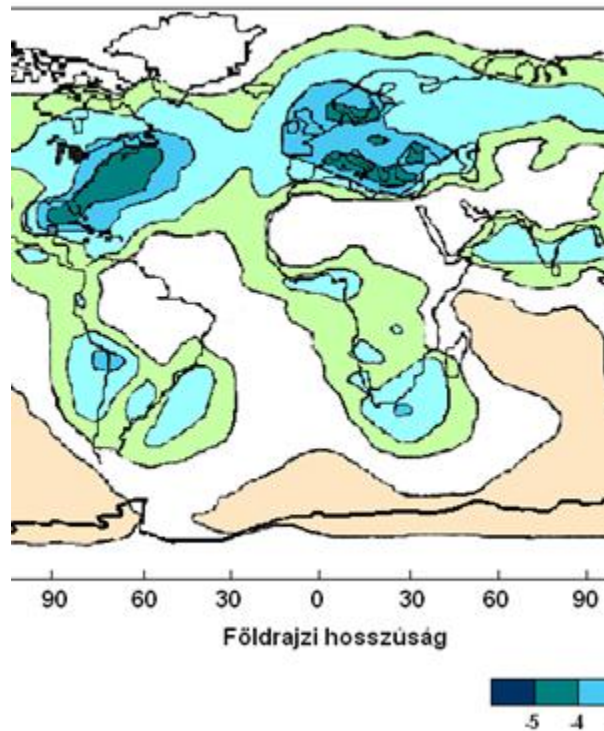
7.10. ábra - Indirekt hatás: szennyezett levegőben (A) több kisebb, tisztább levegőben (B) kevesebb, de nagyobb cseppek keletkeznek.



Jóval újabb annak kimutatása, hogy a nagyobb koncentrációjú, kisebb cseppekből álló felhők fényvisszaverő képessége (albedója) nagyobb, mint a kisszámú, nagyobb felhőelemekből álló cseppeké. A jelenséget ausztrál felfedezőjéről *Twomey-hatásnak* is nevezik (7.10 ábra). Más szavakkal: a szárazföldi felhők a napsugarakat jobban visszaverik, azaz az alattuk lévő légrétegben fokozottabb hűlést okoznak, mint óceáni társaik. A kérdés különösen azért vált érdekessé, mivel az emberi tevékenység a levegőben megnöveli a kondenzációs magvak számát (gondoljunk pl. a szulfát részecskékre), jelentősen befolyásolva a napsugarak átvitelét. Az aeroszol részecskék tehát nem csak közvetlenül, hanem a felhők szerkezetének módosításával is hozzájárulnak az éghajlat szabályozásához. Ez az aeroszol részecskék *közvetett éghajlati hatása*.

Az aeroszol részecskék közvetett éghajlati hatásának modellezése nem egyszerű feladat. Mindenesetre a Mie-féle elmélet, felhők esetében is alkalmazható. Így a cseppek méretének és számának ismeretében kiszámítható a szórási együttható. Ha a szórási együtthatót megszorozzuk a felhőmagassággal, akkor az un. optikai mélységhez jutunk, amely megadja, hogy az egész felhőben mennyivel gyengült a sugárzás. A felhők albedója az optikai mélység függvénye, amely viszont a kondenzációs magvak számával arányos. Az ilyen jellegű modellezésnél általában felhasználják azt az empirikus összefüggést, amely szerint a felhőképződésben aktív kondenzációs magvak száma (N_c) a szulfát tömegkoncentrációjával (M) arányos: $N_c = \alpha M^\beta$, ahol α és β a mérésekből következő állandók. Ily módon az éghajlati hatás a modellezett szulfát-eloszlásra vezethető vissza. A 7.11 ábra ezt a megközelítést használva készült. Látható, hogy az éghajlati kényszer területi eloszlása hasonló, mint a közvetlen hatásoknál. Másrészt, a kapott számértékek a 7.8 és a 7.11 ábrákon összevethetők egymással. Meg kell azonban jegyeznünk, hogy a számítások közvetett hatás esetén még bizonytalanabbak, mint közvetlen hatás esetén.

7.11. ábra - Az aeroszol részecskék indirekt kényszere. Boucher, O. és Lohman, U., 1995: The sulfate-CCN-cloud albedo effect. A sensitivity study with two general circulation models (Tellus 47B, 281-300) alapján.



Mint említettük, a kisebb cseppekből álló, nagyobb koncentrációjú felhők csapadékképző hatékonysága kicsi. Ebből következik, hogy élettartamuk hosszabb lesz. Így hosszabb ideig verik vissza a napsugarakat, ami fokozza az előzőekben leírt hűlést. Ennek az ún. *másodlagos közvetett hatásnak* a megbecslése szintén nehéz feladat. Ennek ellenére már ilyen számítások is készültek. Az IPCC adatai szerint a másodlagos hatás mértéke globális átlagban hasonló értékű, mint az elsődleges hatásé.

Természetesen nem csak szulfát részecskék lehetnek kondenzációs magvak. A legújabb vizsgálatok szerint a szerves részecskék egy része is oldódik vízben. Ezek a vízben oldódó szerves anyagok tovább fokozhatják az aeroszol közvetett hatásait. Másrészt a cseppekben lévő elemi szén elősegítheti a sugárzás abszorpcióját. Ezeknek a hatásoknak a számszerű felmérése a jövő feladata lesz.

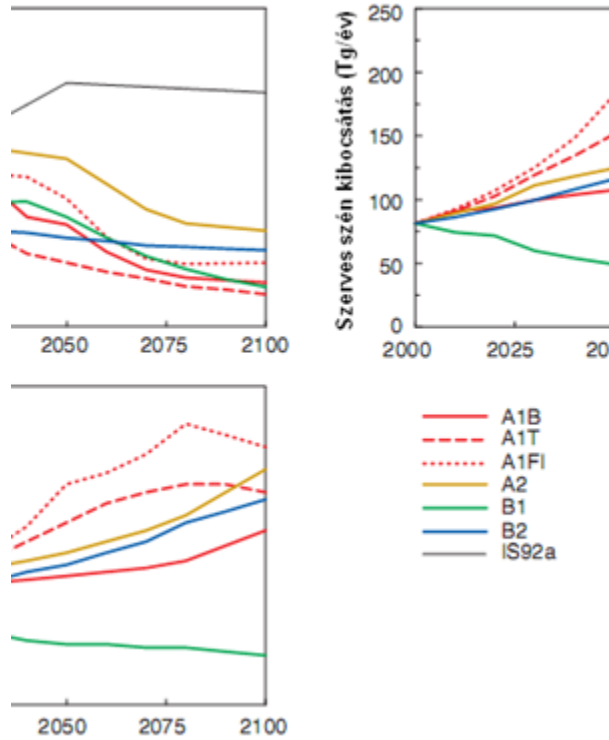
Az IPCC legújabb felmérése szerint globális léptékben az összes antropogén aeroszol részecske közvetlen éghajlati hatása $-0,5 \text{ Wm}^{-2}$, a közvetett éghajlati kényszeré $-0,7 \text{ Wm}^{-2}$ értékű. Szárazföldek fölött a két hatás külön-külön elérheti, sőt meghaladhatja a -1 Wm^{-2} -t. Ugyanakkor az emberi tevékenységből származó üveghatású gázok teljes éghajlati kényszere napjainkig $+2,94 \text{ Wm}^{-2}$. Ebből következik, hogy az aeroszol csökkentette, de nem küszöbölte ki a globális felmelegedést. Hangsúlyoznunk kell azonban, hogy míg az üveghatású gázoknál a számítások megbízhatósága magas, addig az aeroszol részecskéknél, főleg, ami a közvetett hatásokat illeti, meglehetősen alacsony. Ezen a területen ezért további intenzív kutatások szükségesek.

4. 7.4 Az emisszió alakulása, jövő kilátások

Az aeroszol részecskék jövőben várható éghajlati hatásai nyilvánvalóan a részecskék közvetlen és közvetett (előgázok) kibocsátásától függ. A legfontosabb előgáz, a kén-dioxid emissziója az utóbbi évtizedekben igen biztatóan alakult, elsősorban a fejlettebb ipari országokban. Így Európában 1980-ban a kén-dioxid kénben kifejezett kibocsátása évente 27 Tg volt ($1 \text{ Tg}=10^{12} \text{ g}=1$ millió tonna). Ez az érték az ezredfordulóra a felére csökkent. Magyarországon ez alatt az időszak alatt a kibocsátás (1980-ban $0,82 \text{ Tgév}^{-1}$) a harmadára esett vissza. Tudnunk kell, hogy a hetvenes-nyolcvanas években a savas esők komoly problémákat okoztak. A kénemisszió szabályozása jelentősen csökkentette a savas esők előfordulási valószínűségét, és egyben a szulfát részecskék éghajlati hatásait. Paradox módon ez azt jelentette, hogy az aeroszol kevésbé mérsékelte az üvegházhatású gázok okozta felmelegedést, ami a környezetvédelem összetett voltára utal. A IPCC előrejelzése szerint a várható forgatókönyvek (lásd 7.4) többsége szerint a kén-dioxid kibocsátás kb. 2025-ig emelkedni fog,

elsősorban a fejlődő világ emissziójának alakulása miatt. Utána az egész Földön egyértelmű mérséklődés várható. Az optimista, de nem irreális B1 forgatókönyv szerint például 2100-re a világ kén-dioxid kibocsátása a harmadára, a légkörben lévő szulfát részecskék tömege a jelenlegi érték felére csökken. (A B1 forgatókönyv szerint az évszázad közepéig a népesség növekszik, majd csökken. Az emberiség egyre jobban rátér a kevesebb anyag használatára, valamint a tiszta erőforrások és technológiák alkalmazására.)

7.12. ábra - A kén, a szerves szén és az elemi szén (BC) emisszió alakulása különböző forgatókönyvek szerint (IPCC, 2001).



Kevésbé kedvező a helyzet a közlekedésre jellemző nitrogén-oxid kibocsátás esetén. 1980 óta ugyanis a nitrogén oxidok emissziója stagnál. A gépkocsik minőségének javulását ugyanis kiegyenlíti számuk állandó növekedése. Így Európa nitrogénben kifejezett nitrogén-oxid kibocsátása a 6 Tgév⁻¹ érték körül ingadozik. Nincs kizárva, hogy a kibocsátás a jövőben valamelyest növekedni fog. Így valószínű, hogy az aeroszol vízben oldódó hányadában a szulfáthoz képest egyre több nitrát lesz.

Hasonló lesz a helyzet a szerves és az elemi szén kibocsátásával is (7.12 ábra). Az IPCC becslése szerint 2100-ban az optimista B1 scenárió esetén a légköri aeroszolban valamivel kevesebb antropogén szerves szén lesz, mint jelenleg (a jelenlegi érték 1,5 Tg). Ugyanakkor ez elemi szén mennyisége összevethető lesz a mostani értékkel (0,25 Tg). A népesség és a gazdaság kevésbé optimista forgatókönyvei (lásd 10.4) szerint azonban mind a szerves, mind az elemi szén légköri tömege növekedni fog. Természetesen ehhez a közlekedésen kívül a biomassza égetése is hozzá fog járulni.

Óvatos becslések szerint (IPCC) továbbá a porkibocsátás mind a finom, mind a durva tartományban lényegében változatlan lesz.

5. 7.5 Források

Charlson, R.J., Langner, J., Rodhe, H., Loevy, C.B., Warren, S.W., 1991: Perturbation of Northern Hemisphere radiative balance by backscattering from anthropogenic sulfate aerosols (Tellus, 43A, 152-163)

IPCC, 2001: Climate Change 2001: The Scientific Basis. Working Group I Contribution to the to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Figure 5.13. Cambridge University Press

Le Treut, H., R. Somerville, U. Cubasch, Y. Ding, C. Mauritzen, A. Mokssit, T. Peterson and M. Prather, 2007: Historical Overview of Climate Change. In: Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

Mészáros, E. (1997) } *Levegőkémia*. Veszprémi Egyetemi Kiadó, Veszprém.

Penner, J.E., 1995: Carbonaceous aerosols influencing atmospheric radiation: black and organic carbon (In: Aerosol Forcing and Climate; Eds.: R.J. Charlson, J. Heintzenberg; 91-108, J. Wiley and Sons, Chichester, New York, Brisbane, Toronto and Singapore)

6. 7.6 Kérdések

Milyen folyamatok határozzák meg az aeroszol részecskék optikai tulajdonságát?

Milyen kapcsolat van az aeroszol részecskék mérete és a fényenyengítésben játszott szerepe között?

Melyik légköri alkotó határozza meg leginkább a látótávolságot?

Hogyan befolyásolja a légkör nedvességtartalma a légköri extinkciót?

Az aeroszol részecskék összetétele hogyan befolyásolja optikai tulajdonságaikat?

Milyen irányban módosítja a részecskék szórása és elnyelése az éghajlatot?

Mi az aeroszol részecskék közvetlen éghajlati hatása?

Mit jelent az aeroszol részecskék közvetett hatása?

Mi alapján lehet becsülni az aeroszol részecskék jövőbeli éghajlati hatását?

8. fejezet - A földhasználat-változás

A *földhasználat-változáson* a szárazföldi felszínen bekövetkezett átalakulásokat értjük, amelyeket az emberi tevékenység idéz elő, pl. a föld mezőgazdasági művelésével, öntözéssel, intenzív legeltetéssel, erdőirtásokkal, az erdők újratelepítésével, vagy új területek beerdősítésével. E mellett, a városiasodás (urbanizáció) és a közlekedés is hozzájárul a földhasználat-változáshoz (lásd 8.5. fejezet). Erre lehet példa az utak és épületek létrehozásakor a zöld területek beépítése, vagy az eredetileg száraz, kopár felszínnek öntözéssel zölddé változtatása (pl. parkok, golf-pályák létrehozása). A földhasználat megváltozásakor a szárazföldi felszín fizikai és biológiai tulajdonságai módosulnak, amely befolyásolja az éghajlati rendszer állapotát. Ez az oka annak, hogy az emberi tevékenység miatti földhasználat-változás jelentősen kihat napjaink lokális, regionális, sőt globális éghajlatára.

A földhasználat változása elsősorban az éghajlat és a szénkörforgalom közötti kapcsolatot befolyásolja (lásd még a 4. fejezetben). Az ehhez kapcsolódó *fizikai, biogeokémiai folyamatok és visszacsatolások* éghajlatra gyakorolt hatása komplex, amely a *felszín fizikai tulajdonságainak, a vegetáció típusának és sűrűségének, a vegetációhoz kapcsolódó talaj tulajdonságainak* átalakulásával jellemezhető. E folyamatok közül meg kell említeni a felszín albedójának és érdességének a szerepét, a felszín és a légkör közötti vízgőz, szén-dioxid és más üvegházhatású gázok kicserélődésének, azaz a *szén forrásainak és nyelőinek* módosulását. Mindezek a szárazföldön raktározott szén mennyiségét befolyásolják, amely a légköri szén-dioxid koncentrációjának jövőbeli megváltozását okozhatja. A 8.1 táblázatban [78] különböző vegetációtípusok esetén a tárolt szén mennyisége látható.

8.1. táblázat - Az elraktározott szén globális mennyisége a különböző vegetáció típusokban és a talajban (1 m mélységig) (Land use, land use change, forestry, 2000)

Vegetáció típus	Elraktározott szén	
	Terület (10 ⁹ ha)	Vegetáció
Trópusi erdők	1,76	212
Mérsékelt övi erdők	1,04	59
Boreális erdők	1,37	88
Trópusi szavannák	2,25	66
Mérsékelt övi gyepek	1,25	9
Sivatagok, félsivatagok	4,55	8
Tundra	0,95	6
Vizenyős területek	0,35	15
Mezőgazdasági területek	1,6	3
Összesen	15,12	466

Mint említettük, a földhasználat a *városiasodás, az urbanizáció* következtében is megváltozik. Ez is hozzájárul ahhoz, hogy a városok helyi éghajlata más, érzékelhetően melegebb, mint a környező területeké. Ezt a jelenséget városi *hőszigetek* nevezünk.

1. 8.1 A földhasználat változása: általános megjegyzések

Az emberi tevékenység közvetlen és közvetett módon alakítja a felszínt. A *közvetlen* hatások közé tartozik pl. az erdőirtás és a mezőgazdasági tevékenység, amelyek szoros kapcsolatban vannak a népesség számával. Ebből a szempontból az elsősorban a fejlődő országokban jelentkező *népességnövekedés* okoz problémákat. Általánosan megfogalmazva a földhasználat a *gazdaság világméretű fejlődésének* is függvénye. A földhasználat-változás ugyanis szorosan összefügg az élelmiszerek, a fűtőanyagok és a fából készült termékek termelésének, előállításának folyamatosan növekvő igényével. *Közvetett* hatásként a megváltozó éghajlat miatt a növényzet szerkezetében, funkciójában bekövetkező módosulásokat, vagy az életközösségek vándorlását kell megemlíteni.

1850 óta a Föld erdős területeinek kiterjedése az *erdőirtás* (8.1 ábra) miatt kb. 20%-kal csökkent. Becslések szerint, ez az erdőirtás a földhasználat-változás miatti „extra” szén-emisszió 90%-ért tehető felelőssé. Az erdőirtás üteme napjainkra csökkent, még a trópusi országokban is. Sőt, Európában és Észak-Amerikában az utóbbi évtizedekben a kiirtott erdőterületek egy részét újratelepítik. A művelt és regenerált erdők általában kevesebb szenet képesek raktározni, mint a természetes erdők. Az új fák gyors ütemben építik szervezetükbe a szenet, de a szénmegkötés sebessége az ún. érett állapot eléréséig lelassul. Ahhoz, hogy egy terület folyamatosan a légköri szén nyelője legyen, az érett fákat ki kell vágni, belőlük hosszú életű termékeket kell készíteni, és a helyükre új fákat kell telepíteni. A fákat energiatermelésre is lehet használni, a fosszilis tüzelőanyagok kiváltása érdekében.

8.1. ábra - Erdőirtás az Amazonas vidékén (a szerző engedélyével) http://www.bylandwaterandair.com/patagonia/walking_to_chile/arrow_of_deforestation



Szavannákon és füves területeken a füves és a fákkal, cserjékkel kevert füves rendszereket értjük. Ezek nagyon érzékenyen reagálnak a környezet állapotában és a művelési, gazdálkodási gyakorlatban bekövetkező kicsi változásokra is, amely a vegetáció állapotának jelentős eltolódásához vezethetnek. A mezőgazdasági területek növelése érdekében sok helyen kivágták, vagy felégették a fákat, cserjéket, amellyel még az őshonos, cserjeszinten legelő állatokat is kiirtották. Globálisan, a legnagyobb mértékű földhasználatot a haszonállatok e területeken történő *intenzív legeltetése* jelenti (8.2 ábra).

8.2. ábra - Túllegeltetés hatása: kép jobb és bal oldala közötti különbség oka a túllegeltetés. (szerző engedélyével) <http://anoptimiststourofthefuture.com>



A túllegettetés miatt a területen gyorsan felborul az ökológiai egyensúly, a növényzet nem tud megújulni. A területen legeltetett haszonállatok nagy száma miatt a talaj is károsodik, a talaj termékenysége tovább csökken. A kis termékenyséű területek végül elsivatagosodnak. Másrészt, e területeken ökológiai problémát jelentenek a nem honos fák, cserjék betelepítése is. Ez a fás növények sűrűségét növeli, amivel párhuzamosan csökken a füves területek nagysága. A szénkörforgalomban ez a folyamat extra nyelőként jelenik meg, becslések szerint az 1980-as években, az USA-ban mintegy 0,17 PgC/éves, Ausztráliában 0,03 PgC/éves szén-dioxid megkötődést okozott.

8.3. ábra - Vizenyős területek (<http://water.epa.gov>)



A legnagyobb széntartalmúkat a *tőzeges és vizenyős területek* jelentik (8.3 ábra). A talaj anaerob körülményei (oxigénmentes) és az alacsony hőmérséklet csökkentik a bomlás sebességét és elősegítik a szerves anyag felhalmozódását. Az anaerob bomlás metánt termel és bocsát ki. Ennek GWP(global warming potential) értéke 25-ször nagyobb a szén-dioxidénál! A metán kibocsátása és a szén-dioxid felvétele (és részben kibocsátása) közötti egyensúly meglehetősen változó. A mezőgazdasági területnyerés céljából lecsapolt tőzeges területek növelik a légkörbe kibocsátott szén mennyiségét. A tárolt szerves anyag bomlásával főként szén-dioxid, kisebb mennyiségben metán keletkezik és kerül a levegőbe. A lecsapolt tőzegek helyén telepített erdők egyaránt forrásai és nyelői is lehetnek a CO₂-nak, a szerves anyag bomlásának és a fák növekedésének függvényében.

A természetes vegetáció *mezőgazdasági területté* alakítása (8.1 ábra) a CO₂ egyik legjelentősebb forrása. Ennek oka egyrészt a természetes növényi biomassza elvesztése, másrészt a talajban lévő szerves anyagok bomlásának megnövekedése. Ez utóbbit a talajművelés és különféle mezőgazdasági tevékenységek (pl. trágyázás) is elősegítik. Ugyanakkor, a megművelt területeken a magas terméshozamú növényfajták termesztése, a trágyázás, az öntözés, a hulladékgazdálkodás és a lecsökkentett talajművelés csökkenthetik a talaj szénvesztését és növelhetik a szénmegkötés mértékét.

2. 8.2 A felszín és a légkör közötti energia- (hő-) és vízcserét befolyásoló tényezők

A szárazföldi felszínen elnyelt sugárzás részben szenzibilis, részben látens hő formájában kerül a légkörbe. E hőmennyiségek közvetlenül befolyásolják a helyi éghajlati tényezőket, mint pl. a hőmérsékletet, a nedvességtartalmat. Adott helyen, a talajnedvesség és a vegetáció állapota nagymértékben meghatározza, hogy a beérkező nettó sugárzásnak mekkora része fordítódik párolgásra, és hogy mekkora a fotoszintézis és a légzés sebessége. A felszín és a légkör közötti kölcsönhatást, a növényzet és a felszín közötti energia-, víz- és szénkörforgalom szabályozza.

A felszín és a légkör között végbemenő energia-, momentum-, víz- és hőfluxust a felszínt jellemző különböző paraméterek (pl. *felszíni albedó*, az érdesség és a *felszíni nedvesség*) függvényében lehet leírni. E tulajdonságok jól definiálhatók a *helyi vegetáció típusa és sűrűsége*, valamint a *talaj vastagsága és fizikai tulajdonságai* alapján. Ezekon kívül, figyelembe kell venni még a levelekből a légkörbe irányuló vízgőzáramlást is. A *növények párologtatása* (transzspirációja) során a növények gyökereik segítségével a talajból a vizet vesznek fel, és végül a levegőbe bocsátják a leveleken lévő *gázcsere nyílásokon*, az ún. *sztóma*kon keresztül.

A *talajnedvesség*, tágabb értelemben a szárazföld *hidrológiai ciklusa*, közvetlenül kihat a felszín nettó energiamérlegére. Meghatározza, hogy a felszíni hőfluxus hogyan oszlik meg a szenzibilis és a látens energiaáramok között, amely ugyanakkor visszahat a talaj nedvességeloszlására. Továbbá, a felszíni lefolyás és a felszín alatti víz közvetetten befolyásolja a felszíni energiamérleget. Egyes eredmények arra utalnak, hogy talaj állapota hatással lehet szárazföldi konvektív csapadéokra is, és még a nagyskálájú légköri cirkulációt és csapadékeloszlást is befolyásolhatja. Az éghajlatváltozás következménye lehet, hogy a légköri szén-dioxid szint duplázódása esetén, nyáron csökkenni fog a talajnedvesség a közepes és a magas szélességek felsivatagos területein. Helyszíni kísérletek és modellszámítások kimutatták, hogy az erdőirtás is megváltoztatja a hidrológiai ciklust. Pl. egy trópusi erőt felváltó gyenge minőségű legelő csökkenti a párolgás mértékét és növeli a felszíni hőmérsékletet. Más modellszámítások szerint, az USA keleti és középnyugati területein folyó intenzív mezőgazdasági művelés az elmúlt évszázadban regionálisan az éghajlat 1-2°C-os hűlését okozta, amelynek oka az evapotranszpiráció (különböző felszínek és a növényzet együttes párolgása és párologtatása) növekedése és a téli hónapokban az albedó növekedése volt.

3. 8.3 A földhasználat és a szénkörforgalom változása

A szénkörforgalom bioszférával összefüggő része a szén-dioxid felvételét és leadását jelenti. Ismeretes, hogy a növények, sztómáikon keresztül, a légkörből veszik fel a fotoszintézisükhöz szükséges szén-dioxidot. A fotoszintézis és a légzés mértékét, sebességét nagyban meghatározza az éghajlat. Ezek változnak évszakok során, és követik az éghajlat ingadozását is. Kutatási eredmények szerint az utóbbi két évtizedben a szárazföldi fotoszintézis meghaladta a légzés mértékét, azaz több szenet kötött meg, mint amennyit kibocsátott.

3.1. 8.3.1 Ökoszisztémák szénkörforgalmának meghatározása

A magasabb rendű növények fotoszintéziséhez szükséges szén-dioxid, a sztómákon keresztül, diffúzióval kerül a növények szervezetébe. A levélnedvekben oldott teljes CO₂ mennyiség nagy része nem vesz részt a fotoszintézisben, a légkörbe diffundál. Az ún. megkötött szenet (a fotoszintézis során a CO₂-ből keletkező szénhidrátot) nevezik *bruttó elsődleges termelésnek (GPP: gross primary production)*. Méréseken alapuló becslések szerint, a szárazföldi GPP 120 PgC/év. Ennek kb. a fele a növények szöveteiben (levelekben, fás részekben, gyökerekben) tárolódik, a másik fele az autotróf légzés (autotróf szervezetek, pl. a klorofillt tartalmazó növények, környezetük szerves anyagából építik fel szerves anyagaikat) során távozik a légkörbe. A növények éves növekedése a fotoszintézis és az autotróf légzés különbsége, amelyet *nettó elsődleges termelésnek (NPP: net primary production)* neveznek. A globális NPP-t 60 PgC/év-re becsülik.

Végso soron, minden növények által fixált szén visszakerül a légkörbe, lebontó szervezetek (pl. baktériumok, gombák) és növényevő állatok ún. heterotróf légzése, illetve természetes folyamatokban és emberi közreműködéssel keletkező tüzek során. Az elhalt biomassza bekerül az avar és a talaj szerves anyagába, ahonnan végül szén-dioxidként visszakerül a levegőbe.

Az NPP és a heterotróf légzés közötti különbség adja meg, hogy mekkora adott ökoszisztéma szén vesztesége/nyeresége. (Természetesen zavaró események hiányában, mint pl. betakarítás, fakitermelés, tűz, stb.) Ezt a szénmérleget nevezik *nettó ökoszisztéma termelésnek (NEP: net ecosystem production)*. A globális NEP értékét 10 PgC/évre teszik. Amikor a fenti „zavaró eseményeket”, valamint az erózió és folyók által az óceánokba szállított szerves anyagot is figyelembe vesszük, a *szárazföldi bioszférában ténylegesen akkumulálódó szerves anyagot (NBP: net biome production)* kapjuk meg. Az elmondottakat a 8.2 táblázat [82] foglalja össze. A felsorolt tényezők a légkör szén-dioxid készletét ténylegesen meghatározzák.

8.2. táblázat - Ökoszisztémák szénkörforgalmában használatos fogalmak

Bruttó elsődleges termelés	Gross primary production	GPP	Növekedés szén
Nettó elsődleges termelés	Net primary production	NPP	GPP (globális)
Nettó ökoszisztéma termelés	Net ecosystem production	NEP	NPP
Bioszférában ténylegesen akkumulálódó szerves anyag	Net biome production	NBP	NEP elszívás stb.

Definíció szerint az egyensúlyban lévő ökoszisztémában az NBP értéke nulla. A valóságban azonban ez emberi beavatkozás, természetes folyamatok és az éghajlat ingadozások miatt változik mind az NPP, mind a heterotróf légzés mértéke. Ha változik a szénfelvétel (NPP) sebessége, akkor a szénleadásé (légzés) is változik. A két folyamat között ugyanakkor időeltolódás figyelhető meg, mivel a széntározók lassabban reagálnak a változásra. Ennek következtében a szárazföldi szénkészlet is változik, és az NBP sem lesz nulla. A NBP értékét 1980-as évekre $-0,2 \pm 0,7$ PgC/év-re, míg az 1990-es évekre $-1,4 \pm 0,7$ PgC/év-re becsülték. A vizsgálatok szerint a szárazföldi rendszer jelenleg globális nyelője a légköri szénnek (lásd 8.3 táblázat [83]).

8.3. táblázat - Globális szén-dioxid mérleg (PgC/év). A pozitív számok a légkörbe irányuló fluxust, a negatív számok a légkörből történő felvételt jelzik. (IPCC 2007)

	1980-as évek	1990-es évek
Légköri növekedés	$3,3 \pm 0,1$	$3,2 \pm 0,1$
Antropogén kibocsátás (fosszilis tüzelőanyagok, cementgyártás)	$5,4 \pm 0,3$	$6,4 \pm 0,4$
Óceán és légkör közötti fluxus	$-1,8 \pm 0,8$	$-2,2 \pm 0,4$
Szárazföld és légkör közötti összes fluxus	$-0,3 \pm 0,9$	$-1,0 \pm 0,6$
Ebből:		
Földhasználat-változás	1,4 (0,4 - 2,3)	1,6 (0,5 - 2,7)
„Maradék” szárazföldi nyelő	-1,7 (-3,4 - 0,2i)	-2,6 (-4,3 - -0,9)

3.2. 8.3.2 Az újraerdősítés és az erdőirtás hatása a légköri CO₂ szintre.

A kutatók becslése alapján az elmúlt 1-2 évszázad alatt a földhasználat-változás miatt a felszínről a légkörbe belépő szénmennyiség 180-200 PgC, míg 2000-ig, a fosszilis tüzelőanyagok elégetéséből származó szénmennyiség 280 PgC volt. Ezek figyelembe vételével, az elmúlt 100-200 év alatt, az összes antropogén kibocsátás 480-500 PgC-ra tehető. A légköri CO₂ koncentráció ez alatt az idő alatt 90 ppm-mel (amely 190 PgC-nek felel meg) nőtt. Az antropogén szén-dioxid kibocsátás kb. 40%-a maradt a légkörben, a többit a szárazföldek és az óceánok vették fel.

Amennyiben újraerdősítéssel, az eddigi földhasználat-változást teljesen vissza tudnánk fordítani, a CO₂ koncentrációjában mintegy 40 ppm-es (80 PgC = $0,4 \cdot 200$ PgC) csökkenésre számíthatnánk. Ez a számítás azt feltételezi, hogy a jövőben az ökoszisztémák nem tárolnak több szenet, mint az ipari forradalom előttiek, valamint, hogy az óceánok CO₂ felvétele csökken a kisebb légköri CO₂ koncentráció miatt. Az újraerdősítés maximális hatását is becsülhetjük. Feltételezve, hogy az elmúlt 100-200 év alatt a szárazföldek szénfelvétele nem változott, s a jövőben sem fog, mintegy 70ppm (140 PgC = $0,7 \cdot 200$ PgC) koncentráció csökkenést következne be.

Az erdőirtások maximális hatása is hasonlóképpen becsülhető. A különböző ökoszisztémák vegetációjában és a talajban tárolt szén mennyiségének függvényében, az erdők teljes kiirtása és a területek gyepké alakulása következtében 400-800 PgC szabadulna föl. A számítás során feltételezték, hogy a talajban raktározott szén 20-50%-a fog felszabadulni (IPCC 1997-es jelentése szerint). E számítás alapján, az erdők globális felszámolása 2-4-szer több CO₂-t juttatna a levegőbe, mint amennyit az újraerdősítéssel ki lehetne vonni a légkörből!

4. 8.4 A múltbeli és a jövőbeli földhasználat-változás éghajlati hatása

Modellszámítások szerint, az elkövetkező 50-100 évben, a szárazföldi ökoszisztémákban bekövetkező változások jelentősen módosítják a légköri szénkörforgalmat. Emiatt a földhasználat-változás jelentős, regionális léptékű éghajlati hatáshoz vezethet, amelynek mértéke azonban valószínűleg nem lesz összemérhető az üvegházhatású gázok koncentrációnövekedésével összefüggő éghajlatváltozással. Ugyanakkor a magasabb szélességeken a tenyészidő meghosszabbodása várható. Nőhet a biomassza sűrűsége, a biogeokémiai körforgalom sebessége, a fotoszintézis és a légzés sebessége, és az erdőtüzek gyakorisága is. Ezek következménye pedig, az albedó, az evapotranszpiráció, valamint a hidrológiai- és szénmérleg jelentős módosulása lehet.

Korábban már láttuk, hogy a földhasználat és a művelési gyakorlat hatással van a növények biomasszájában és a talajban raktározott szén mennyiségére. Összehasonlítva a természetes (azaz emberi befolyás nélküli) és a jelenlegi állapotot, a földhasználat-változás miatt, a szárazföldi felszínnek összesített szénvesztése becslések szerint 180-200 PgC lehet. Ennek jelentős része, 121 PgC az Ipari Forradalom (1850-es évek) utáni időben kerülhetett a levegőbe, míg a fennmaradó részt az 1850 előtti nagymértékű erdőirtás okozhatta. Az Ipari Forradalom után az erdőirtásból származó szén-dioxid 60%-a a trópusi, 40%-a a mérsékelt övi területeken szabadult fel, míg az 1850 előtt a kibocsátás főleg a mérsékelt övet érintette. A szárazföldi nettó fluxus (39 PgC) és a becsült földhasználat-változás miatti emisszió (121 PgC) közötti különbséget, egy a mai napig sem teljesen ismert szárazföldi nyelőd okozza, amelynek értéke -82 PgC.

A múltbeli események mellett, fontos kérdés, hogy a jövőben milyen változásokra számíthatunk. Ennek becsülésére szolgálnak az *éghajlati forgatókönyvek, szcenáriók*. Az újraerdősítés, új erdők telepítése és megfelelő erdőgazdálkodással az éghajlati forgatókönyvek szerint, a biomasszából előállított energia mennyiségének jövőbeli növekedése csökkentheti a légköri szén-dioxid szint növekedési ütemét. Az IPCC becsülése alapján, 1995 és 2050 között az erdőirtások ütemének csökkenése, a természetes erdők regenerálódásának elősegítése és az új erdők telepítése 60-87 PgC-nel növelheti a bioszférában elraktározott (azaz a légkörből kivont) szén mennyiségét, elsősorban a trópusokon.

A megfelelő mezőgazdasági technológia, megfelelő művelési gyakorlat alkalmazásával nőhet a mezőgazdasági talajok széntartalma, amely a légköri szén-dioxid szint csökkenését vonhatja maga után. Ennek mértékét 0,4-0,9 PgC/év-re becsülik, ami 50 év alatt a talajokban 24-43 PgC felhalmozódását jelenthet. Az energiahatékonyság növelése, valamint a specifikusan energiatermelésre termesztett növényekből és mezőgazdasági hulladékokból előállított energia további 0,3-1,4 PgC/év-vel mérsékelheti a légköri szén-dioxid kibocsátást.

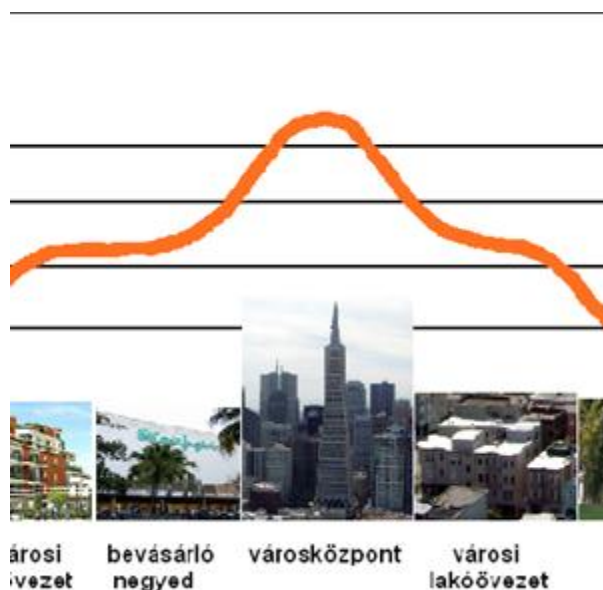
Az éghajlati szcenáriók alapján, az IPCC 2008 és 2012 közötti időszakra készített becsülése szerint, az erdőirtások évente +1,79 PgC légköri széntöbbletet okozhatnak. Ezt az újraerdősítés miatti szénmegkötés mintegy -0,20-tól -0,58 PgC/évvel csökkentheti. Így a nettó kibocsátás 1,59 és 1,20 PgC/év lehet. A különféle kiegészítő tevékenységek (pl. javuló, tökéletesedő művelés és egyéb földhasználati változások) nettó szénraktározásra gyakorolt hatása globálisan 2010-re -1,3 PgC/év, 2040-re -2,5 PgC/év lehet. Ezekon kívül figyelembe lehet még venni a légköri koncentrációt csökkentő egyéb tényezők hatásait, mint pl. a fából készült hosszú életű termékek előállítását és a bioenergia használatát.

5. 8.5 Urbanizáció, városi hőszigetek

Ha a szárazföldi felszín tulajdonságai lokálisan módosulnak, a felszíni nettó sugárzási mérleg (látens és szenzibilis közötti megoszlás) is megváltozhat, amely a levegő hőmérsékletében és nedvességtartalmában is megnyilvánul. Ilyen változások gyakran bekövetkeznek, mivel az emberiség átalakítja környezetét. Az átalakítás célja, hogy kedvező feltételeket biztosítson a számára szükséges élettér kialakításához, mezőgazdasági és ipari termeléshez és kereskedelemhez. A városi fejlődés együtt járhat eredetileg zöld területek beépítésével (utak, épületek), vagy fordítva, a száraz, kopár felszínnek öntözéssel zölddé, vegetációval borítottá válásával (pl. pázsitok, golf-pályák).

Hőgazdálkodásuk miatt városok ún. „hőszigeteket” képeznek. A városi hősziget létrejöttének többféle oka van. Az épületek viszonylag kis területet foglalnak el, mégis nagyon erősen befolyásolják a helyi szélviszonyokat és felszíni energiamérleget. Pl. számolni kell az épületek hőkibocsátásával, valamint azzal a ténnyel, hogy a magas épületek lényegesen módosítják felszínről kibocsátott hosszuhullámú sugárzást. Ennek következtében megváltoznak a párolgás jellemzői is. A sötétebb felületek (pl. utak) általában növelik a nappali hőmérsékletet és csökkentik a légnedvességet, míg az öntözés ezzel ellentétes hatást vált ki. A városokban a helyi széljárást alapvetően a felszín érdessége határozza meg. Továbbá, az aeroszol részecskék koncentrációja is lényeges megnövekedhet, amely befolyásolhatja a helyi, illetve a városok környezetében a felhőzet- és csapadék-viszonyokat is. Az éjszakai változások függenek az épületek hővisszatartó képességétől, amelyet tovább erősíthet a vékonyabb légköri keveredési réteg is.

8.4. ábra - A városi hősziget: A hőmérséklet változása a városokban és környezetükben



Szakértők véleménye szerint a városi hőszigetek hozzájárulhattak az elmúlt pár évtizedben tapasztalt szárazföldi felszíni hőmérséklet növekedéséhez. E feltevés azokon a megfigyeléseken alapul, amelyek szerint az elmúlt időszakban csökkent a hőmérséklet napi ingása, valamint hogy az elmúlt húsz évben az alsó troposzféra a felszínhez képest kevésbé melegedett.

A szárazföldi meteorológiai állomások többségén rendszeresen mérik mind a maximum, mind a minimum hőmérsékleteket. Ezek az adatok azt mutatják, hogy az átlagos minimum hőmérséklet jobban (kétszeresen) emelkedett, mint az átlagos maximum hőmérséklet. Ennek a következménye, hogy ezeken a területeken a napi hőmérsékletingás $0,8^{\circ}\text{C}$ -kal csökkent. Ismeretes, hogy a városokban az éjszakai hőmérsékletet magasabb, mint a városokon kívüli (vidéki) területeken. Másfelől, műholdas és ballonos megfigyelések egyaránt azt mutatják, hogy az alsó troposzféra (kb. 2 km) kevésbé melegszik, mint a felszín. Számszerűen, az alsó troposzféra melegedése $0,03\text{-}0,04^{\circ}\text{C}/\text{dekád}$ (tíz év), míg a felszíné $0,16^{\circ}\text{C}/\text{dekád}$. Ennek ugyanakkor ellentmond, hogy az északi féltekén, ahol a városi hőszigetek többsége található, nem mutattak ki ilyen különbségeket.

Összefoglalásul elmondható, hogy a városi hőszigetek ténylegesen éghajlatváltozást okozhatnak adott város területén, azaz az urbanizálódás elsősorban a *lokális éghajlatot befolyásolja, regionális hatása lényegesen kisebb*. Ugyanakkor, mégis foglalkozni kell vele, mivel sok megfigyelőállomás a városokban található, s ezért hőmérsékleti adatsoraikban kimutatható az urbanizáció hatása. Kiterjedt kutatások eredményei szerint, a globális hőmérsékleti adatokban a városi hőszigetek hatása 1990-ig nem lehetett több mint $0,05^{\circ}\text{C}$, lineáris növekedést feltételezve, 2000-ben az urbanizáció hatása $0,06^{\circ}\text{C}$ lehetett.

6. 8.6 Felhasznált és ajánlott irodalom

IPCC Special Report 2000: Land Use, Land Use Change and Forestry.

<http://www.tankonyvtar.hu/mezogazdasag/agrookologia-080904-23>

IPCC,2001: Climate Change 2001:The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Houghton,J.T.,Y. Ding,D.J. Griggs,M. Noguer,P.J. van der Linden,X. Dai,K. Maskell,and C.A. Johnson (eds.)]. Cambridge University Press,Cambridge,United Kingdom and New York,NY,USA,881pp.

IPCC, 2007: Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 996 pp.

7. 8.7 Kérdések

Mit értünk földhasználat-változáson?

Az éghajlat szempontjából mely fontos kapcsolatrendszert befolyásol a földhasználat változása?

Milyen a földhasználat-változással összefüggő közvetlen és közvetett tényezők befolyásolják az éghajlatot?

Melyek azok a tényezők, amelyek a felszín és a légkör közötti kölcsönhatást befolyásolják?

Hogyan függ össze a szénkörforgalom és a földhasználat változása?

Mely tényezők határozzák meg a bioszférában ténylegesen akkumulálódó szén mennyiségét?

Újraerdősítéssel az eddigi földhasználat-változás miatti szén-dioxid kibocsátás milyen mértékben lenne csökkenthető?

Mi alapján becsülhető a földhasználat-változás jövőbeli éghajlati hatása?

Mik az okai a városi hőszigetek létrejöttének?

A városi hőszigetek milyen éghajlatváltozást idéznek elő?

9. fejezet - Éghajlatváltozások a múltban

1. 9.1 A kezdeti Föld

A Föld mintegy 4,6 milliárd éves története során az éghajlat számos változáson ment keresztül. Az éghajlat állandóan változott, ingadozott. Ennek ellenére módosulásai soha sem veszélyeztették a bioszféra egészét. Voltak ugyan olyan katasztrofális változások, amelyek un. tömeges kihalásokhoz vezettek, amikor az élővilág egy része (fajok, családok) kipusztult. Az ilyen események azonban a Föld történetében átmeneti jellegűek voltak. A kipusztult fajok helyén az élővilág egy másik része fejlődésnek indult. Vannak olyan elképzelések (az un. Gaia-hipotézis), hogy az éghajlat viszonylagos állandóságát a bioszféra biztosította.

A Föld a Nap körül keringő szilárd és cseppfolyós anyagokból, a nehézségi erő hatására alakult ki. Ezek a Nap körül keringő anyagok véletlenszerűen ütköztek, majd, egy bizonyos nagyság elérése után, a gravitáció következtében növekedésnek indultak. A korai Föld történetének egyik legfontosabb eseménye az volt, hogy a születőben lévő bolygó egy Mars nagyságú égitesttel ütközött, amely kiszakította belőle a későbbi Holdat felépítő anyagokat. Így kialakult a Föld kísérője, amelynek alapvető jellemzője, hogy tömege nagyon nagy a bolygójához képest. A nagy tömegből következő impulzusnyomaték elegendő volt (és ma is elegendő) ahhoz, hogy a Föld forgástengelyének dőlését stabilizálja, ami az éghajlat állandóságának, pontosabban az évszakok szabályos változásának előfeltétele. Mint ismeretes, a Föld forgástengelye a pálya síkjára nem merőleges, hanem azzal 23,5°-ot zár be, aminek következtében az év folyamán a Nap látszólagosan a Ráktérítő (északi szélesség: 23,5°) és a Baktérítő (déli szélesség: 23,5°) között mozog, szabályozva a Déli- és Északi-félgömbön az évszakok alakulását. Modellszámításokkal igazolható, hogy a forgástengely dőlése a Hold nélkül kaotikusan változna, lehetetlenné téve a földi életet.

A fiatal bolygó történetének felbecsülhetetlen jelentőségű eseménye volt az élet kialakulása. A Föld nagysága és Naptól való távolsága lehetővé tette, hogy rajta (a legvalószínűbb feltételek szerint a sekélyebb tengeröblökben) bonyolult szerves molekulák alakuljanak ki, amelyek a későbbi egysejtű baktériumok építőköveivé váltak.

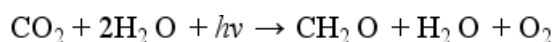
Az élet keletkezése közel 4 milliárd évvel ezelőtt zajlott le. Természetesen nincsenek közvetlen bizonyítékaink arról, hogy ebben a távoli múltban milyen volt az éghajlat. Egyet azonban minden bizonnyal feltételezhetünk. Nem különbözhetett jelentősen a mai éghajlattól.

A víz folyékony állapotban volt, de nem lehetett a környezet hőmérséklete nagyon meleg. A forráspontot feltehetően meg sem közelítette.

Ugyanakkor a Nap, ezt a csillagok fejlődéstörténetéből tudjuk, ebben az időszakban mintegy 25%-al kevesebb energiát sugárzott. Hogyan lehetett akkor a maihoz hasonló éghajlat? A legvalószínűbb válasz szerint az akkori, lényegében oxigénmentes légkörben jóval nagyobb volt az üvegházhatású gázok, elsősorban a szén-dioxid koncentrációja. Becslések szerint a szén-dioxid parciális nyomása akár a mai légkör teljes nyomását is elérhette.

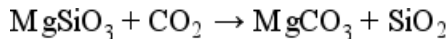
2. 9.2 Üvegházhatás, fotoszintézis, üledékképződés

Az élet megjelenése után a környezet, ezen belül a légkör lassan módosult. Mintegy 3,5 milliárd évvel ezelőtt megindult a *fotoszintézis* mai formája, amelynek lényege, hogy a szénhidrátok előállításához szükséges hidrogén a vízből származik. A folyamat leegyszerűsített formája a következő módon írható fel:



ahol $h\nu$ a napenergiát (fotonokat) jelenti. Mint látható, a fotoszintetizáló baktériumok szén-dioxidból (CO_2) és vízből (H_2O), a napenergia felhasználásával az anyagcseréjükhez szükséges szénhidrátokat (esetünkben CH_2O) termelnek, miközben oxigénmolekulák (O_2) szabadulnak föl. A folyamat két szempontból is alapvető. Egyrészt csökkenti a szén-dioxid légköri mennyiségét, másrészt oxigént hoz létre, amely a mai légkör alapvető összetevője, és egyben az energiatermelés (légzés, tüzelés) forrása.

A szén-dioxid jelentősebb részét azonban nem a fotoszintézis, hanem az *üledékképződés* vonta ki a levegőből. 300°C-nál alacsonyabb hőmérsékleten a szén-dioxid a szilikátokkal kémiai reakcióba lép. Ily módon karbonát (CO₃ és kvarc (SiO₂) keletkezik. Magnézium-szilikát (MgSiO₃) esetén például:



A mechanizmus hatására a szénatomok többsége karbonátos kőzetekben, és nem a légkörben található. Ennek köszönhetően a földi légkör alapvetően különbözik a szomszéd bolygók, a Vénusz és a Mars gázburkától, amelyeket rendre nagy-, illetve kisnyomású szén-dioxid épít föl. A fenti reakció-típus a szén-dioxid jelentős hányadát kivonta az akkori légkörből. Méghozzá olyan ütemben, ahogy a napsugárzás intenzitása növekedett! Az üvegházhatás csökkenése pontosan kiegyenlítette a Nap energiasugárzásának növekedését. Így az élet létrejötte után az éghajlat nagy időléptékben lényegében nem változott. Ennek ellenére az állandóságban bizonyos átmeneti „zavarok” jelentkeztek. Így 2 és 3, majd 0,9 milliárd évvel ezelőtt a felszín egy része eljegesedett, mint erről a jégtakaró mozgására utaló korabeli törmelékes üledékek (un. tillitek) tanúskodnak (9.1 ábra). Egyes kutatók szerint 600-700 millió évvel ezelőtt a bolygó teljesen eljegesedett (még az Egyenlítő környékén is találtak tilliteket), és kialakult a „*hógyolyó Föld*” nevű állapot (9.2 ábra). A hógyolyó Föld kialakulását a szén-dioxid gyors kivonása segítette elő (lásd fent), majd valószínűleg a vulkáni tevékenység szén-dioxid kibocsátása szüntette meg. A teljes eljegesedés léte a szakemberek között vita tárgya. Az mindenesetre biztos, hogy, ha előfordult, a bioszférát nem veszélyeztette, hiszen ebben az időben élet még csak az óceánokban létezett.

9.1. ábra - Tillitek (szerző engedélyével) www.glaciers-online.net



9.2. ábra - Hógyolyó Föld (szerző engedélyével) <http://geology.fullerton.edu/whenderson/Fal201L2005/snowballearth/index.htm>



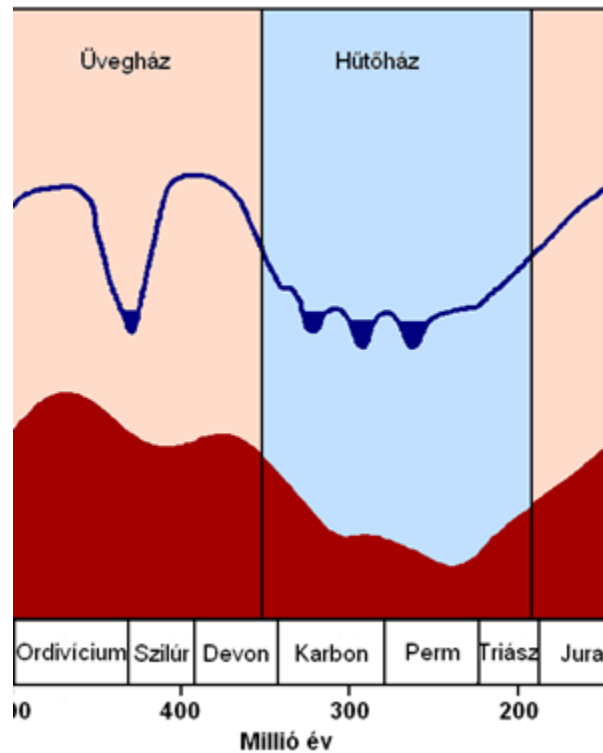
3. 9.3 Földtörténeti ó- és középidőszak

A földtörténeti ó- (paleozoikum) és középidőszak (mezozoikum) a jelen előtti 570 millió és 65 millió évek közötti periódus. Ilyen időtávlatban természetesen nincsenek közvetlen bizonyítékaink az éghajlat jellegéről. Közvetett információink az akkori kőzetek, illetve állati és növényi fossziliák (kövületek) tanulmányozásából származnak. A kőzetek, és a bennük lévő fossziliák relatív korát annak a rétegnek a mélységéből becsülhetjük meg, ahol elhelyezkednek (sztratigráfia). A felszín alá minél mélyebbre hatolunk, annál jobban visszamegyünk az időben. Az abszolút kor meghatározására radioaktív módszerek szolgálnak.

A 9.3 ábra felső része az ily módon rekonstruált hőmérsékleti menetet mutatja. Mint látható, az előzőekkel egyezésben, a paleozoikum kezdetén hideg éghajlat uralkodott. Ezt követően a jelen felé haladva két nagy melegedési időszak következett be. A tudomány ezeket *üvegház*, míg a hidegebb időszakokat *hűtőház* periódusoknak nevezi. A hőmérsékleti menet érdekessége, hogy a vulkáni tevékenység erősségével párhuzamos (az ábra alsó része). További érdekesség, hogy a hűtőház időszakokban a kontinensek egyetlen egységbe tömörültek. Így mintegy 600 millió évvel ezelőtt egyetlen kontinens létezett (Pangea I, 9.4 ábra). A Pangea I, amely feltehetően az Egyenlítő környékén helyezkedett el, az idők folyamán feldarabolódott, majd 225 évvel

ezelőttre ismét összefüggő hatalmas szárazföldre állt össze (Pangea II). Ez utóbbi óriáskontinens később szintén széttöredezett, és darabjai lassan fölvtették a jelenleg ismert formájukat. A hőmérséklet (és vulkánosság) ciklikus változásából egyes kutatók azt a következtetést vonják le, hogy bolygónk hatalmas, 300-400 millió éves időszakokban pulzált. Természetesen a végleges következtetés levonásához nem csak két, hanem több ciklust kellene ismernünk.

9.3. ábra - A hőmérséklet és a vulkánosság változása a Földtörténet utolsó 600 millió évében. van Andel, T. H., 1994: New Look on an Old Planet (Cambridge University Press, Cambridge) nyomán.



9.4. ábra - Pangea szuperkontinens (forrás: <http://hu.wikipedia.org/wiki/Pangea>)

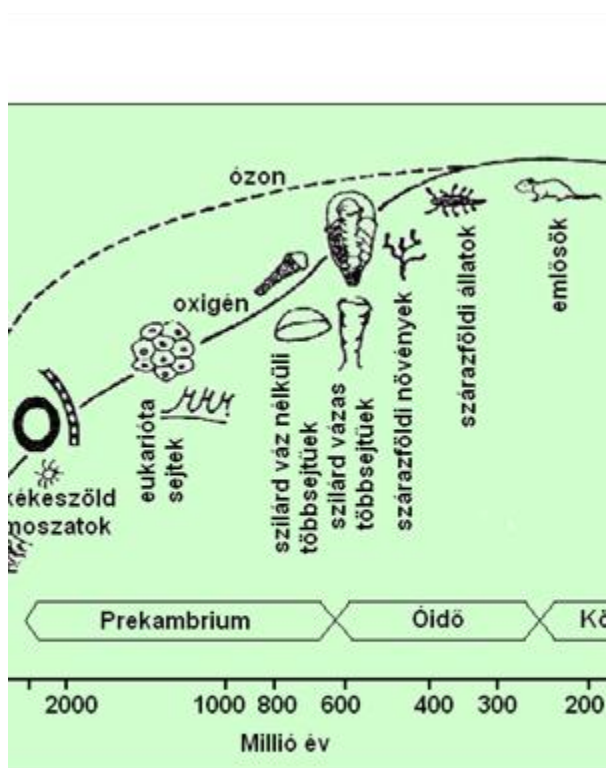


A Föld vázolt pulzálását természetesen nem könnyű megmagyarázni. A 9.4 ábrán lévő párhuzamosság mindenesetre azt sugallja, hogy a pulzáció kialakításában a vulkánok fontos szerepet játszottak. A feltételezésnél nyilván el kell tekintenünk a hőmérséklet 450 millió évvel ezelőtti „rövidebb” (földtani léptékben) visszaesésétől. Ha feltételezést elfogadjuk, akkor azt kell gondolnunk, hogy a melegedést vulkanikus gázok, így a szén-dioxid üvegházhatása okozta. Ehhez természetesen hozzájárult a Pangea I és II hőmérséklege. A hatalmas

szárazföldek belsejében ugyanis nem érvényesült az óceán éghajlat-kiegyenlítő hatása. Más szavakkal a hatalmas szárazföldek belsejében különösen hideg éghajlat uralkodott.

Mintegy négyszáz millió évvel ezelőtt a légköri oxigén relatív koncentrációja megközelítette a jelenlegi értéket (9.5 ábra). Ez azzal járt, hogy az oxigénmolekulákból keletkező ózon koncentrációja is jelentősen megnövekedett. Az oxigén mennyiségének növekedése egyebek között azzal járt, hogy az ózon maximális szintje magasabbra került. Egyben az a réteg is ahol az ózonnak napsugárzás-elnyelése miatti melegedése a legjelentősebb. Körülbelül négyszáz millió évvel ezelőtt alakult ki a mai helyzet: az ózonszint maximális szintje mintegy húsz kilométeres magasságban helyezkedik el. Más szavakkal, kialakult a légkörnek az a viszonylag meleg rétege, amelyet sztratoszférának nevezünk: légkörünk összetétele és szerkezete a maihoz hasonlóvá vált. Tekintve, hogy az ózon elnyeli az élőlényekre halálos ultraibolya sugarakat, az ózonszint kialakulása lehetővé tette, hogy ettől az időtől kezdve az élet a szárazföldeken is elterjedjen. Másrészt a sztratoszféra a légköri sugárzásmérleg alakításában is szerepet játszott, és játszik napjainkban is

9.5. ábra - A bioszféra és a légkör fejlődése. Graedel, T.E. és Crutzen, P.J., 1993: Atmospheric Changes. An Earth System Perspective (W.H. Freeman and Co., New York) nyomán.



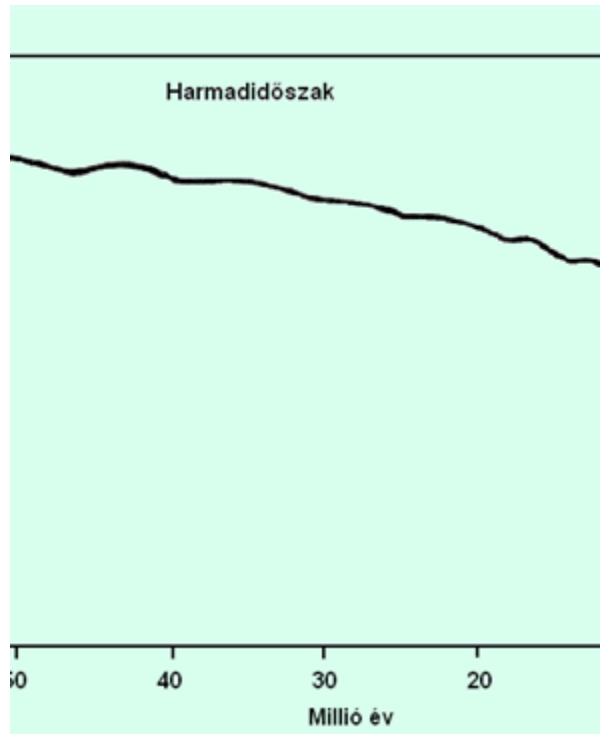
4. 9.4 A földtörténeti újidőszak

A középidőszakban a szárazföldeket nyitvatermő növények borították, illetve az állatvilágot a kételtűek, majd a hüllők határozták meg. Ez utóbbiak közé tartoztak a *dinoszauruszok*, amelyek mintegy 65 millió évvel ezelőtt *kihaltak*. Innen számítjuk a földtörténeti újkort (kainozoikum, vagy terciér: harmadkor), amely az emlősök, és a zárvatermő (virágos) növények fejlődésének időszaka. A dinoszauruszok kihalását, a legelfogadottabb nézet szerint, geológiai léptékben rövid idő alatt bekövetkezett éghajlati rendellenesség okozta. Hatalmas (mérete 10 km nagyságrendű) *meteorit*ütközött nagy sebességgel ($\approx 25 \text{ kms}^{-1}$) a Föld-bolygóba. Az ütközés hatására olyan por és hamufelhő keletkezett, amely elsötétítette a Napot, annyira lecsökkentve a napsugárzás intenzitását, hogy az alacsony hőmérsékleten a dinoszauruszok kipusztultak.

Mint a 9.6 ábra mutatja a harmadkor kezdetén az átlagos hőmérséklet meghaladta a 20°C-ot. Területi eloszlása következett, hogy a sarkvidékek és az Egyenlítő közötti különbségek kisebbek voltak, mint jelenleg. A sarkokat

nem borította jégtakaró. Ezután a hőmérséklet fokozatosan csökkent, majd a negyedkorban (lásd később; kezdete az ábra vízszintes tengelyén nulla) jelentős ingadozásokon ment keresztül. Az Antarktisz kb. 12 millió, Grönland 2-3 millió évvel ezelőtt jegesedett el. Ennek következtében ma olyan bolygón élünk, amelynek a pólusait összefüggő jégtakaró borítja. A jégtakaró éghajlatunk szabályozásának fontos tényezője, mivel a napsugarakat igen intenzíven visszaveri.

9.6. ábra - A Föld éghajlata a harmad és negyedidőszakban. A negyedidőszak kezdetét a nulla vonal jelzi. Az 1971-ben Stockholmban tartott nemzetközi megbeszélés közleménye alapján.



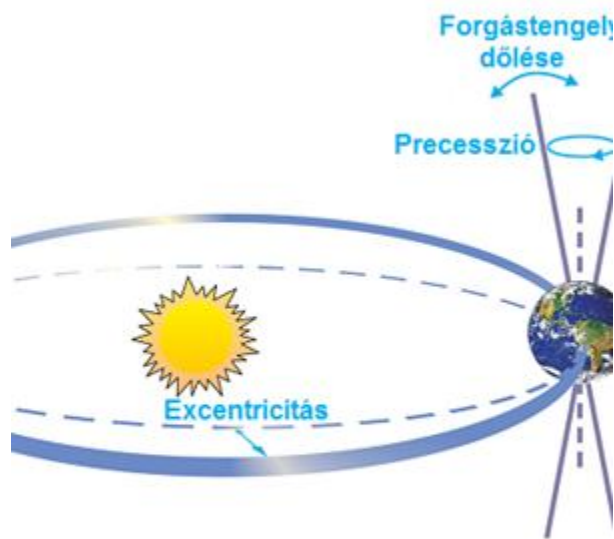
Nagyon valószínű, hogy az éghajlatváltozás az emberi faj kialakulásában is szerepet játszott. Mintegy 7 millió évvel ezelőtt kialakult a kelet-afrikai árok, amely a nagy tavaktól egészen Etiópiáig húzódik. A törésvonaltól keletre a csapadék mennyisége csökkent. Megszűntek a trópusi erdők és szavannás területek alakultak ki. A majmoknak így le kellett „jönniük” a fákról, és fel kellett egyenesedniük, hogy messzebbre láthassanak. A két lábra állás fontos előfeltétele volt az előember kifejlődése felé.

5. 9.5 Negyedkor: jégkorszakok

A negyedkor mintegy kétmillió évvel ezelőtt kezdődött. Viszonylagos időbeli közelsége miatt ennek a kornak az éghajlatát elég jól ismerjük, különösen az utóbbi egy millió éves intervallumét. A részletes glaciális információk (pl. tillitek, a jég mozgását jelző kőzetek, sziklák) mellett az éghajlat megítélését egyre jobban elősegíti a növényi pollenek és a fák évgyűrűinek tanulmányozása, illetve a tengeri üledék és a jégtakaró oxigénizotópos vizsgálata. Ez utóbbi abból áll, hogy korszerű módszerekkel megméri az oxigén 18-as, és 16-os izotópjainak arányát. Minél alacsonyabb volt a jeget létrehozó hó hullásakor a hőmérséklet, annál magasabb a két izotóp aránya. Sőt ma már az is lehetséges, hogy a különböző mélységekben a jégbe zárt levegőbuborékokat kémiaiilag analizálják, megállapítva a levegő üvegházhatását.

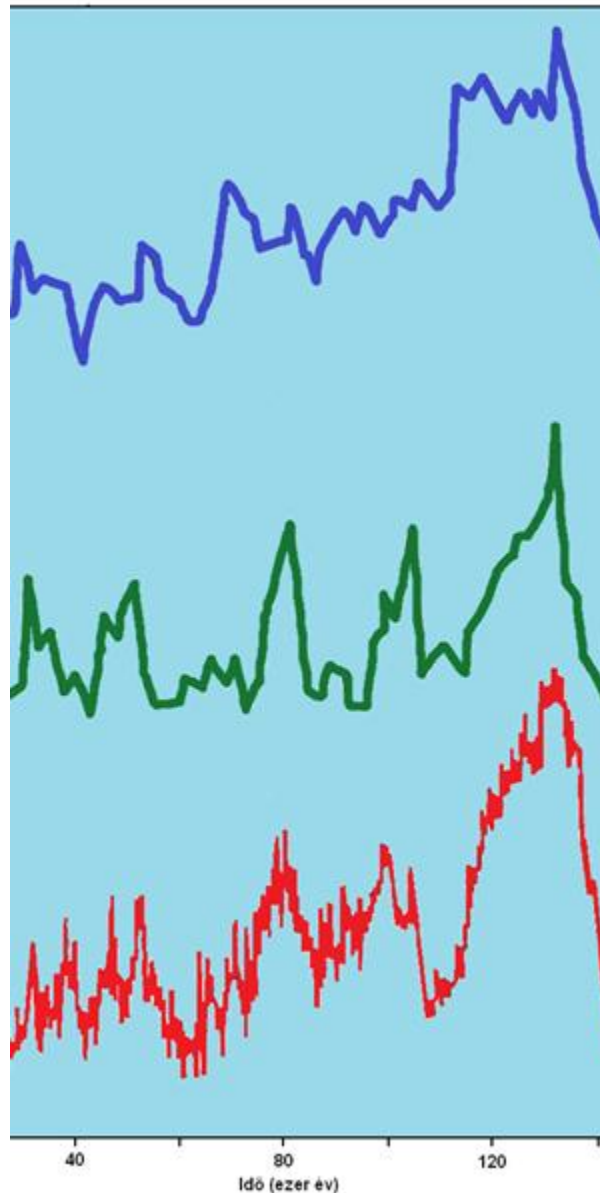
Mint már említettük, a negyedkor éghajlatának leglényegesebb vonása, hogy hidegebb (jégkorszakok) és melegebb (interglaciálisok) időszakok váltogatják egymást. Elterjedt elképzelés (Milankovics-elmélet) szerint a jégkorszakok kialakulása a Föld *pályaelemeinek ingadozásaival* hozható összefüggésbe. Ilyen ingadozás az ellipszis alakú pálya excentricitásának (körtől való eltérésének) és a forgástengely dőlésének változása, valamint a forgástengely imbolygása (precesszió: forgás közben a tengely egy kúpot ír le) (9.7 ábra). Az excentricitás 100 ezer, a dőlésszög 43 ezer éves ciklusban változik, míg a precesszió 23 ezer éves periódusokban ingadozik.

9.7. ábra - A Föld pályaelemei (IPCC, 2007).



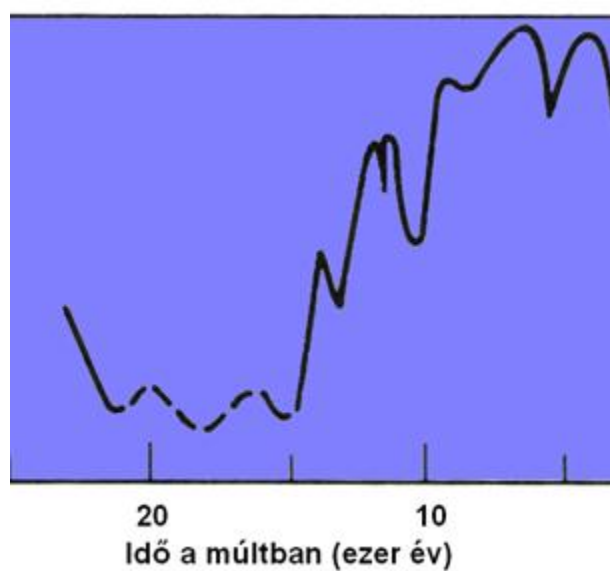
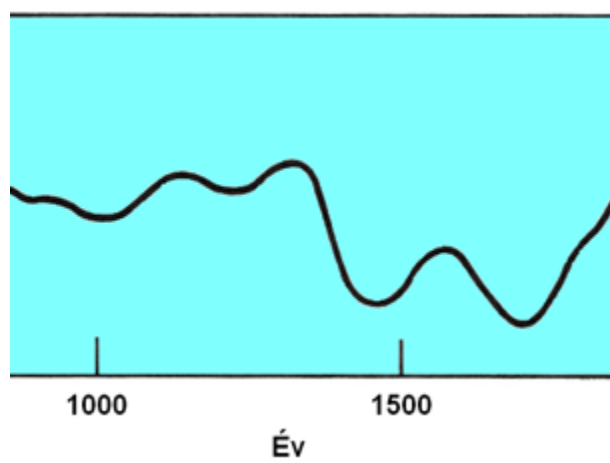
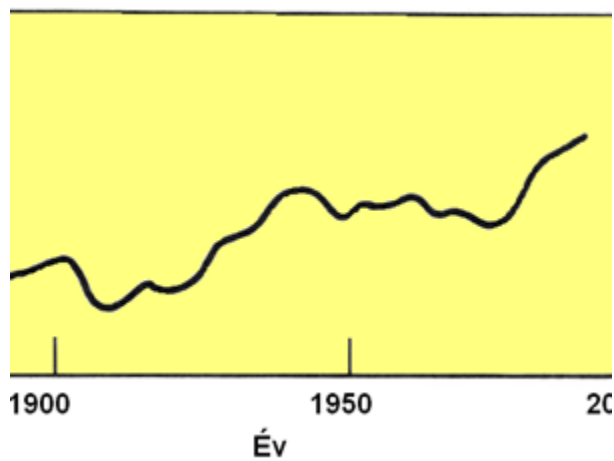
A pályaelemek változása a Földet érő napenergia módosulását eredményezi. Korszerű éghajlati modellekkel (lásd következő fejezet) végzett számítások azonban arra utalnak, hogy a pályaelemek periodikus ingadozásával néhány fokos átlagos hőmérséklet-változások nem magyarázhatók. Ezért ma úgy gondoljuk, hogy a pályaelemek ciklikus ingadozásai elindítják a hőmérséklet megváltozását, és egyben olyan folyamatokat váltanak ki, amelyek tovább fokozzák az eredeti változást (pozitív visszacsatolás). A pozitív visszacsatolást minden bizonnyal az *üvegházhatás megváltozása* idézi elő. Ezt támasztják alá az antarktisi jégmintákban végzett vizsgálatok, amelyek eredményeit a 9.8 ábra mutatja. A görbék világosan illusztrálják a hőmérséklet és a szén-dioxid koncentráció párhuzamos menetét. Rövidebb időszakokra vonatkozó mérések azt is kimutatták, hogy a második legfontosabb üvegházhatású gáz, a metán (lásd 5. fejezet) koncentrációja szintén a hőmérséklet menetét követi.

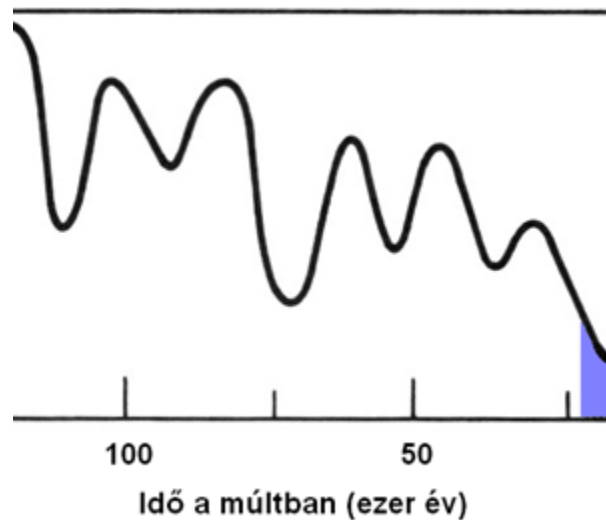
9.8. ábra - Az üvegházhatás és az üvegházhatású gázok légköri mennyiségének változása a negyedkorban. Chapellaz, J., Barnola, J.M., Raynaud, D., Korotkevich, Y.S., Lorius, C., 1990: Ice-core record of atmospheric methane over the past 1 6 00 000 years (Nature 345, 127-131) nyomán.



A 9.9 ábra egyre rövidebb időszakokra a hőmérséklet múltbéli változását mutatja. Az ábra *c* részéről kitűnik, hogy mintegy 170 ezer évvel ezelőtt a Föld átlaghőmérséklete meglehetősen hideg volt (jégkorszak). 130 ezer évvel ezelőtt az éghajlat a jelenlegi interglaciálishoz volt hasonló. Az utolsó jégkorszak mintegy 20 ezer évvel ezelőtt fordult elő. A 9.9 ábra alapján az a következtetés is levonható, hogy a jégkorszakok kb. 100 ezer év, az interglaciálisok mintegy 10 ezer év alatt alakultak ki. A 20 ezer évvel ezelőtti jégkorszakot melegedés követte (lásd *b* rész), majd kb. i.e. 10 ezer évvel ezelőtt a hőmérséklet elérte azt az értéket, amelyet lényegében jelenleg is észlelhetünk. Igen érdekes az i.e. mintegy 9-10 ezer évvel bekövetkezett hőmérsékleti visszaesés, amelynek magyarázatára később térünk vissza. Az utolsó tízezer évben („történelmi kor”, geológiai nevén *holocén*) a hőmérséklet meglehetősen állandó volt, ami nagymértékben kedvezett az emberi társadalom és gazdaság fejlődésének. Különösen igaz ez a megállapítás, ha figyelembe vesszük, hogy, a mérések szerint, a jelenlegi interglaciálisban sokkal kiegyensúlyozottabb az éghajlat, mint 130 ezer évvel ezelőtt.

9.9. ábra - Globális hőmérsékletváltozás különböző időskálákon, közepes szélességeken. Graedel, T.E. és Crutzen, P.J., 1993: Atmospheric Changes. An Earth System Perspective (W.H. Freeman and Co., New York) nyomán.



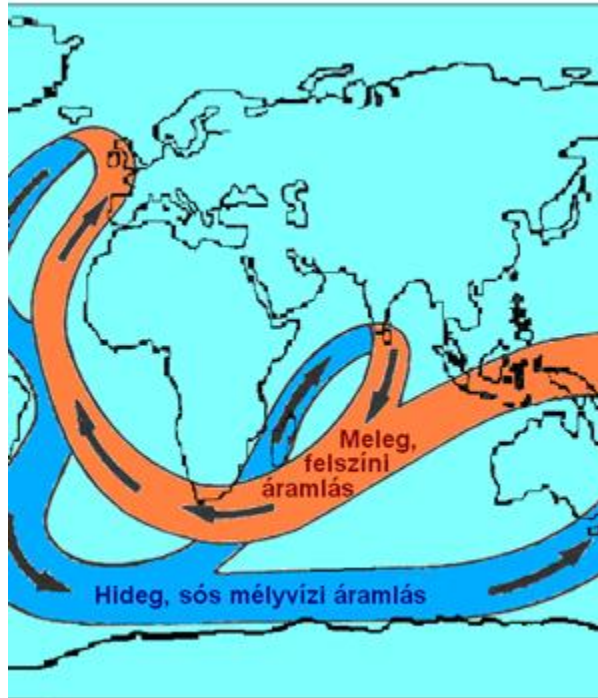


Mint az ábra legfelső része mutatja az éghajlat különösen enyhe volt 500 és 1400 közötti periódusban (éghajlati optimum). Ez alatt az idő alatt telepedtek meg a vikingek Grönlandon és érték el Észak-Amerikát. Ezt 1500-1700 között hűvösebb periódus követte, amelyet „kis jégkorszaknak” nevezünk. A kis jégkorszakban keményebbek voltak Európában a telek (pl. befagyott a Temze), és a parasztok jóval kevesebb termést takarítottak be. A szakemberek között vita folyik az 1 fokon belüli természetes hőmérsékleti ingadozások okait illetően (az ábra harmadik része). Egyre jobban teret nyer azonban az elképzelés, hogy ezeket a naptevékenység változásai váltották ki.

6. 9.6 Óceán-éghajlat kölcsönhatások

A légkör és az óceánok állandó kölcsönhatásban vannak egymással. Az óceánok biztosítják a légkör számára a vizet, és részben a kondenzációs magvakat. Ugyanakkor a szelek mozgatják az óceánok felszín közeli rétegeit, és a délről északra történő hőszállítást az óceánok és a légkör együtt biztosítják. Az óceánok hőtároló képessége nagyobb, mint a száraz felszíné, ezért az óceánok partján kevésbé szélsőséges az éghajlat, mint a szárazföldek belsejében. Az éghajlatot alapvetően befolyásolják a tengeráramlások. Így pl. Észak-Európa észak-nyugati felének viszonylag enyhe éghajlata a Golf-áramlásnak köszönhető (pontosabban a Golf-áramlásból leváló Észak-atlanti-áramlásnak). Ez az áramlás a Mexikói-öbölben indul és az óceán felszíni rétegében hőt szállít észak-keleti irányba (9.10 ábra). A hő a levegőt fűti, miközben a víz lehül. A csökkenő hőmérsékletű víz egyre nehezebb válik, amit tovább fokoz az Észak-Atlanti-óceán negatív vízmérlege. Ez azt jelenti, hogy párolgás mértéke meghaladja a csapadék mennyiségét. A nyugatról érkező légtömegek ugyanis meglehetősen szárazak az Észak-Amerika fölötti csapadékhullás miatt. Így az áramlással érkező hűlő víz lesüllyed és csatlakozik az igen lassú délies irányú mélytengeri mozgásokhoz. A leáramlás a Golf-áramlás fenntartásához tehát okvetlenül szükséges. Ha megszűnik a leáramlás, akkor a hőszállítás leáll, ami az éghajlat jelentős hűléséhez vezethet.

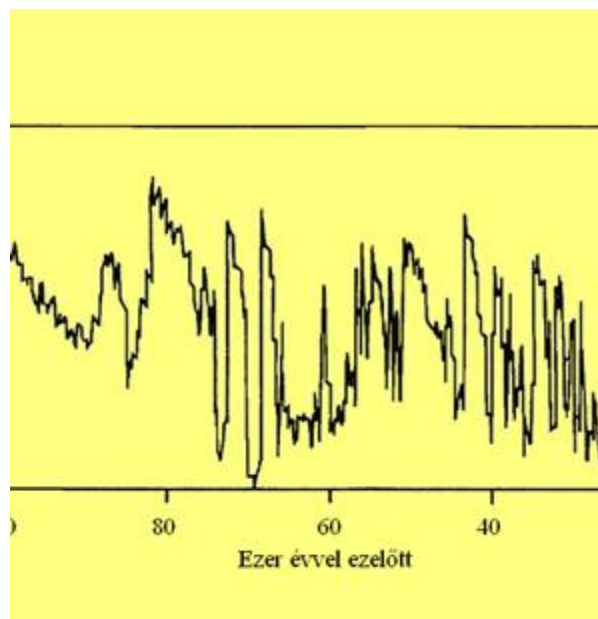
9.10. ábra - Az óceáni szállítószalag. Czelnai, R, 1999: A világoceán. Modern fizikai oceanográfia (Vince Kiadó, Budapest) nyomán.



Ilyen eset a múltban feltehetően többször bekövetkezett. Az előző pontban említettük, hogy az i.e. 9-10 ezer évvel ezelőtt a jégkorszak után melegedő levegő hőmérséklete hirtelen visszaesett. Nem zárható ki annak lehetősége, hogy a megolvadó kanadai jégtakaró vize ekkor ömlött az Atlanti-óceánba, lecsökkentve a víz sótartalmát, következésképpen súlyát.

Másrészt a grönlandi jégminták izotópos analízise azt mutatja, hogy az utóbbi mintegy százezer évben Észak-Európában a hőmérséklet lényegében két érték között oszcillált (9.11 ábra). Feltételezhető, hogy az oszcillációt az észak-atlanti térségben végbemenő óceáni leáramlási mechanizmus működése, illetve annak periodikus elmaradása váltotta ki. Minimális hőmérsékleti értékek akkor fordultak elő, amikor a mechanizmus nem működött az a tengeráramlás nem szállította a hőt ebbe a térségbe. Ez nyilvánvalóan akkor fordult elő, amikor a víz sótartalma ebben a térségben valamilyen ok miatt lecsökkent. Ilyen ok lehetett, mint említettük, a jégtakaró olvadása, vagy a csapadék mennyiségének növekedése.

9.11. ábra - A hőmérséklet változása É-Európában. Czelnai, R, 1999: A világoceán. Modern fizikai oceanográfia (Vince Kiadó, Budapest) nyomán.



Mindebből az következik, hogy hasonló eset a jövőben is bekövetkezhet. Egyes kutatók nem tartják lehetetlennek, hogy ilyen helyzetet az emberi tevékenységnek köszönhető globális felmelegedés (lásd következő fejezet) is előidézhet. Ennek következtében a felmelegedés lehűlésbe csaphat át.

7. 9.7 Felhasznált és ajánlott irodalom

IPCC, 2007: Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Working Group I Contribution to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Figure FAQ 6.1. Cambridge University Press.

Mészáros, E. 2001: A Föld rövid története. Múlt, jelen, jövő. Vince kiadó, Budapest

Mészáros, E. 2001 A környezettudomány alapjai. Akadémiai Kiadó, Budapest

8. 9.8 Kérdések

Milyen szerepet játszik a Hold a Föld éghajlatában? Mikor keletkezett az élet a Földön? Melyik az a legfontosabb folyamat, amely a légkör összetételére leginkább hatott? Milyen szerepet játszott/játszik az üledékképződés a légköri széndioxid koncentrációjában?

Mit értünk „hógolyó” Föld alatt?

Mikor érte el a légköri oxigénszint a jelenlegi értéket?

Mi jellemezte a bioszférát a földtörténeti középidőszakban?

Mivel magyarázhatók a jégkorszakok kialakulása?

Milyen szerepet játszanak az óceáni áramlások az éghajlat alakításában?

10. fejezet - Éghajlatváltozás: jelen és jövő

1. 10.1 Bevezető megjegyzések

Az utolsó tízezer év kedvező éghajlati viszonyai között (lásd 9.5.) az emberi gazdaság hatalmasat fejlődött. Az ember tevékenysége olyan méreteket öltött, hogy képes a légkör összetételét nem csak lokális (városi levegő) és regionális (vidéki levegő), hanem globális, földi léptékben is elszennyezni. A *globális légszennyeződést* elsősorban a hosszú tartózkodási idejű üvegházhatású gázok okozzák, míg az aeroszol részecskék főleg (de nem kizárólagosan) egyes régiók, illetve nagyvárosok éghajlatát befolyásolják. A légkör nagyléptékű elszennyezése az utóbbi kb. 200-250 éve, lényegében az ipari forradalom óta vált jelentőssé. Ennek megfelelően jelen fejezetben „jelenen” ezt az időszakot értjük.

Témánk szempontjából az időszak fontos jellemzője, hogy az éghajlatról közvetlen méréseken alapuló információkkal rendelkezünk. Az utolsó mintegy 200 évben kialakultak a meteorológiai *mérőhálózatok*, amelyekben rendszeresen megfigyelik az éghajlati elemeket, így, többek között, a hőmérsékletet, csapadékot és a légáramlásokat. Másrészt a 20. század második felére olyan pontos és megbízható analitikai kémiai eljárásokat dolgoztak ki, amelyek lehetővé teszik a légköri üvegházhatású gázok (szén-dioxid, metán, dinitrogén-oxid, stb.) koncentrációjának mérését. Végül számos paraméter (pl. a felhőzet eloszlása, a jég- és hótakaró kiterjedése) ma már távmérésekkel, így műholdakkal is megfigyelhető, ami nagyban elősegíti az éghajlatváltozások észlelését.

További lényeges fejlemény, hogy a meteorológia tudománya, valamint a számítógépek fejlődése lehetővé tette, hogy az éghajlatot *numerikus modellekkel* írják le. A modellek segítségével nem csak a múlt és jelen, hanem a jövő változások is kiszámíthatók. A számításokat a következő száz évre lehet elvégezni, ezért jövőn ebben a fejezetben elsősorban ezt az időintervallumot értjük.

Az üvegházhatás jelentőségére már a 18. században, a felvilágosodás korában felfigyeltek. Arrhenius svéd kémikus (10.1 ábra) a 19. század végén elsőként az emberi tevékenység várható éghajlati hatásairól értekezett. A kérdéskör azonban gyakorlatilag feledésbe merült, és jelentőségét a tudományos közvélemény igazán csak a 20. század második felében ismerte fel. További évtizedek teltek el, amíg az éghajlatváltozásokat a kormányok és az ENSZ is komolyan vették. Az ENSZ égisze alatt 1988-ban alakult meg az Éghajlatváltozási Kormányközi Testület (elterjedt angol rövidítése *IPCC: Intergovernmental Panel on Climate Change*, www.ipcc.ch), amely számos országból delegált szakemberek segítségével vizsgálja az éghajlatváltozások okait és következményeit, és ajánlásokat dolgoz ki ezek elkerülésére, illetve mérséklésére. Az IPCC véleményét időnként kiadványokban rögzíti. Ezekre ebben a fejezetben is többször hivatkozunk.

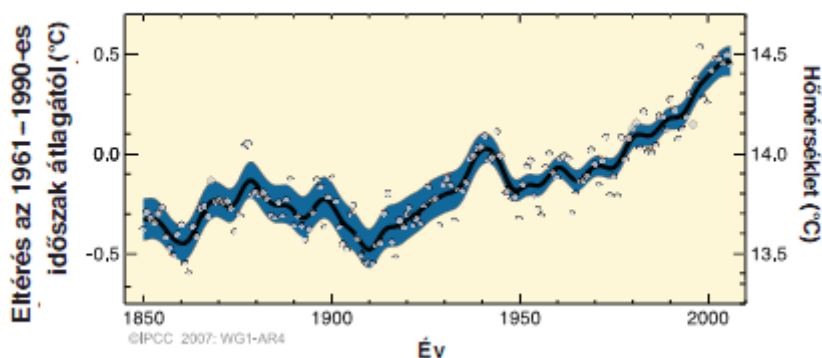
10.1. ábra - Svante August Arrhenius (1859-1927)
http://hu.wikipedia.org/wiki/Svante_August_Arrhenius



2. 10.2 Jelenkori változások

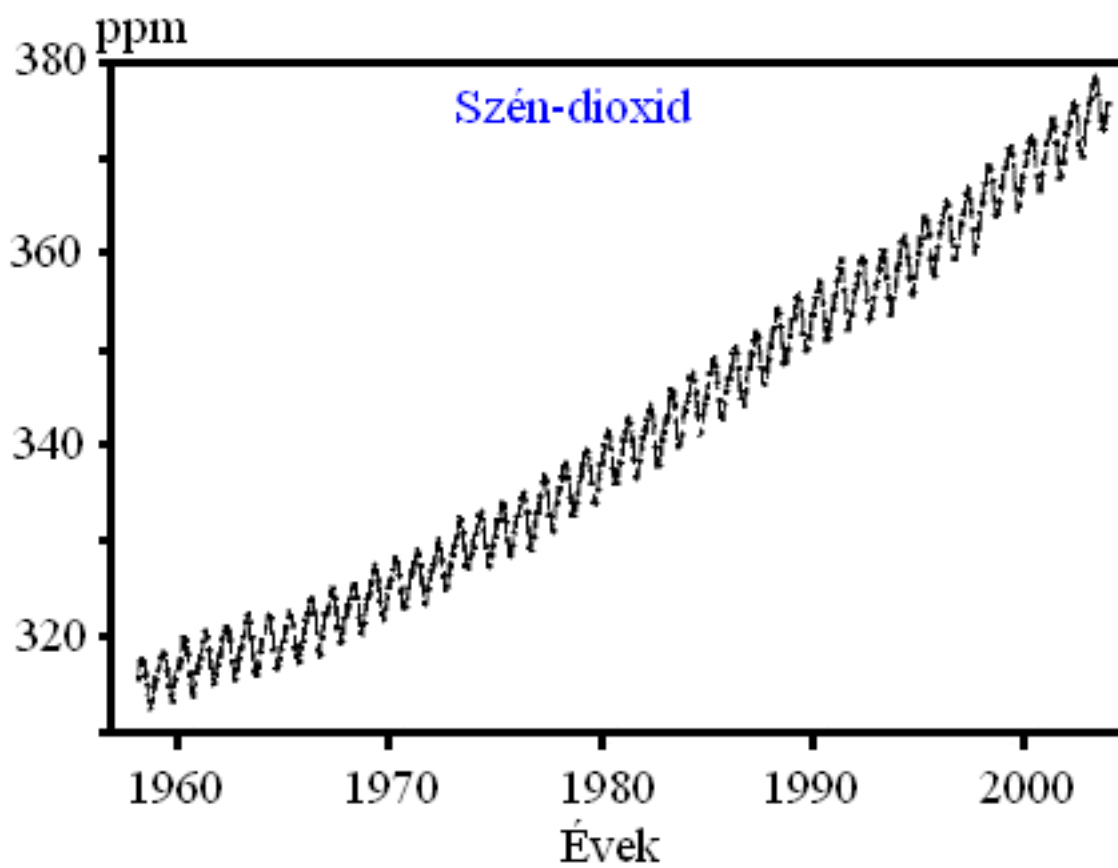
A 10.2 ábra, közvetlen megfigyelések alapján a Föld átlagos hőmérsékletváltozását mutatja 1880-tól napjainkig. Az ábra ordinátáján látható értékek az 1961-1990-es évek átlagértékétől való eltéréseket adják meg. Látható, hogy a hőmérséklet menete, kisebb visszaesésektől eltekintve, a vizsgált időszakban melegebb tendenciát mutat (vannak olyan elképzelések, hogy az 1940 és 1980 közötti stagnálás az aeroszol részecskéknek köszönhető).

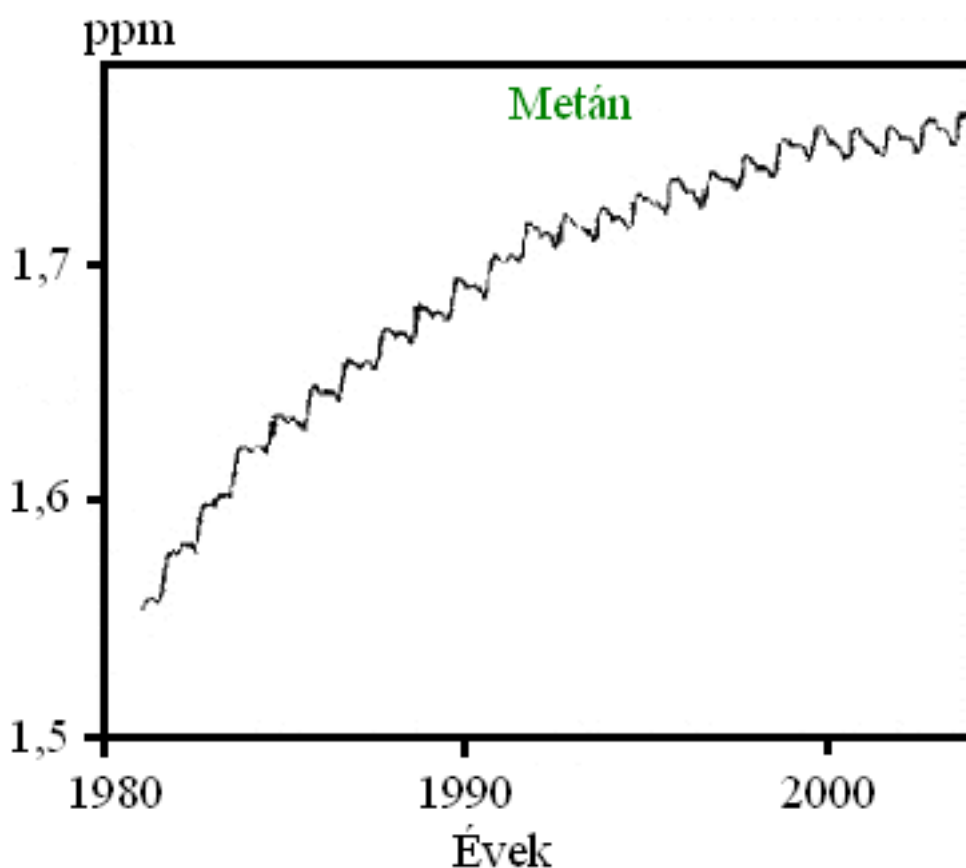
10.2. ábra - A globális hőmérséklet változása 1860/1850-től napjainkig. (IPCC 2007a).



Sajnos az üvegházhatású gázok koncentrációjának közvetlen mérése csak a 20. század második felében kezdődött. A 10.3 ábra a rendelkezésünkre álló adatokat foglalja össze. Az ábrából kitűnik, hogy a hőmérséklet emelkedésével párhuzamosan a három legfontosabb üvegházhatású gáz koncentrációja is növekedett. A méréseket tiszta levegőben a Mauna Loa-i obszervatóriumban (Hawaii, USA) hajtották végre. A kapott értékek értelmezéshez megjegyezzük, hogy az antarktisi jégmérések alapján az ipari forradalom idején a metán és a szén-dioxid koncentrációja rendre 0,7 ppm, illetve 270 ppm volt. A kapott trendek egyértelműen bizonyítják, hogy, mint a múltban, az üvegházhatás erősödése az éghajlat melegedésével jár.

10.3. ábra - A szén-dioxid és a metán jelenkori légköri koncentrációja, Mauna Loa, Hawaii. Az ábrán a koncentrációk ppm (parts per million) egységekben vannak kifejezve. Adott gáz koncentrációja akkor 1 ppm, ha 1 m³ levegőben 1 cm³ térfogat van belőle. http://en.wikipedia.org/wiki/Keeling_Curve és Khalil, M. A. K., Butenhoff, C. L., and Rasmussen, R. A. (2007) Environmental Science and Technology 41, 2131-2137 alapján.





Az elvégzett vizsgálatok azt is kimutatták, hogy az üvegházhatású gázok koncentrációjának növekedése jól magyarázható az emberi tevékenység során a levegőbe került mennyiségekkel. Mint ismeretes, a szén-dioxid (CO₂) természetes forrása a fotoszintézis, míg nyelője a szerves anyagok bomlása. Az emberi kibocsátást a fosszilis tüzelőanyagok (szén, olaj, földgáz) felhasználása, kisebb mértékben a trópusi erdők irtása okozza. A metán (CH₄) oxigénmentes környezetben a szerves anyagok bomlásakor keletkezik. Így elsősorban mocsaras területeken szabadul föl. Fő emberi forrása a rizstermesztés és állattenyésztés (a kérődző állatok bendőjében is oxigénmentesek a feltételek), míg a harmadik fontos üvegházhatású gáz, a dinitrogén-oxid (N₂O) a talajban végbemenő nitrifikációs és denitrifikációs folyamatok terméke. Kibocsátását az ember a nitrogéntartalmú műtrágyák kiszórásával növeli.

A 10.1 táblázat az üvegházhatású gázok szénben, illetve nitrogénben kifejezett természetes és antropogén (az emberi tevékenység által kiváltott) kibocsátását adja meg.

10.1. táblázat - Az üvegházhatású gázok természetes és antropogén kibocsátása, légköri tartózkodási ideje. Az értékek dimenziója szén-dioxidnál Pg/év (1 Pg=10¹⁵g), a másik két gáznál Tg/év (1 Tg=10¹² g= 1 millió tonna). A tartózkodási idő években van kifejezve.

Gáz	Természetes forrás	Antropogén forrás
CO ₂ -C	190	7
CH ₄ -C	110	280
NO ₂ -N	6	0,4
Freonok	-	≈1

A táblázatban a freonokat (halogénezett szénhidrogéneket) is feltüntettük. Ezeknek a gázoknak nincs természetes forrásuk, így kizárólagosan az emberi tevékenység (vivőgázok, hűtőgázok gyártása és felhasználása) során szabadulnak fel. Elsősorban a sztratoszferikus ózonrétegre jelentenek veszélyt, de az üvegházhatást is erősítik. A táblázatból látható, hogy a szén-dioxid antropogén forrásai kevésbé intenzívek a természetes kibocsátáshoz képest. A nyelő folyamatok (bioszféra, óceáni elnyelődés) azonban nem képesek kivonni az antropogén többletet a levegőből. Így a légkör szén-dioxid-szénben kifejezett mennyisége évente 3 Pg-al növekszik. A légkör teljes szénkészlete 760 Pg. Ez azt jelenti, hogy az éves növekedés kerekén 0,4%. Más a helyzet a metánnal. Az antropogén emisszió jelenleg több mint kétszerese a természetes források erősségének. Így érthető, hogy a mezőgazdaság volumenének növekedése miatt az utóbb néhány évszázadban a metán légköri koncentrációja megkétszereződött (a mai érték 1,7 ppm). Ezzel szemben a dinitrogén-oxid koncentrációja csak lassan emelkedik. Az ipari forradalom előtt koncentrációja 0,29 ppm volt, míg a jelenlegi érték 0,31 ppm-el egyenlő. Tekintve, hogy légköri tömege két nagyságrenddel kisebb, mint a szén-dioxidé, szerepe az üvegházhatás kialakításában nem túlságosan jelentős. A táblázatban nem feltüntetett talajközeli ózon szintén szerepet játszik az üvegházhatás fokozódásában, mint erre a továbbiakban még visszatérünk.

Az üvegházhatás kialakításában, pontosabban a felszín által kibocsátott hosszuhullámú sugárzás elnyelésében minden olyan gáz részt vesz, amelynek molekuláit legalább két különböző elem alkotja. Minél bonyolultabb a molekula, annál hatékonyabb a hosszuhullámú sugárzás (a hullámhossz nagyobb, mint 3 μm) elnyelése. Így egyetlen molekulára vonatkoztatva a metán mintegy huszonötöször, a freonok átlagosan ezerszer hatékonyabban nyelik el az infravörös sugarakat. Ezek a számok különösen azért hasznosak, mivel az egyes gázok okozta üvegházhatás koncentrációjuk ismeretében egymásba átszámítható. Így a modellezésnél (lásd később) gyakori, hogy a teljes üvegházhatást szén-dioxid-egyenértékben fejezzük ki.

A Föld-légkör rendszer hőmérlege hosszabb időszakot figyelembe véve nullával egyenlő. Ez azt jelenti, hogy a rendszerbe érkező és az azt elhagyó energia egymást kiegyenlíti. Ha a rendszerben megnő az üvegházhatású gázok koncentrációja, akkor a hőegyensúly nem borul fel, hanem a rendszer fölmelegszik. Pontosán ez történik napjainkban is. Meg kell jegyeznünk, hogy légkörünkben a legfontosabb üvegházhatású vegyület a vízgőz. Ennek kibocsátását azonban az emberi tevékenység nagyobb léptékben nem változtatja meg, ezért tárgyalását a jelenkori változásoknál mellőzzük. Ez azonban nem zárja ki annak lehetőségét, hogy a többi üvegházhatású gáz által kiváltott globális felmelegedést a vízgőz tovább fokozza. Magasabb hőmérséklet ugyanis a tengervíz intenzívebb párolgásával jár. Ha a többlet víz gőz formában a levegőben marad, akkor a párolgás az üvegházhatást erősíti (pozitív visszacsatolás). Ha viszont kondenzálódik és felhőket képez, akkor mérsékli a globális felmelegedést.

Végül megjegyezzük, hogy a globális felmelegedés nem csak a hőmérséklet növekedésében jelentkezik. Hatására egyre csökken a jégtakaró kiterjedése és a gleccserek által szállított jég mennyisége, emelkedik a hegyekben a hóhatár, hogy csak néhány következményt említsünk (10.4 ábra). A felszínen és a műholdakkal végzett ilyen jellegű megfigyelések eredményei alátámasztják a 10.5 ábrán látható hőmérsékleti menetet, azaz a jelenkori éghajlatváltozást. Más szavakkal ezek az adatok is azt igazolják, hogy éghajlatváltozás, pontosabban melegedés tanúi vagyunk. Az elmondottak azt látszanak bizonyítani, hogy a melegedés okozója az emberi tevékenység során felszabaduló üvegházhatású gázok, elsősorban a szén-dioxid, légköri koncentrációjának növekedése. Ezt a feltételezést megerősítik az éghajlatváltozások kiszámítására szolgáló numerikus modellek, amelyek egyben a várható jövő megítélését is lehetővé teszik.

10.4. ábra - A Grinnell-gleccser 1850 óta 1,1 km-t húzódott vissza.
http://en.wikipedia.org/wiki/Image:Grinnell_Glacier2.jpg



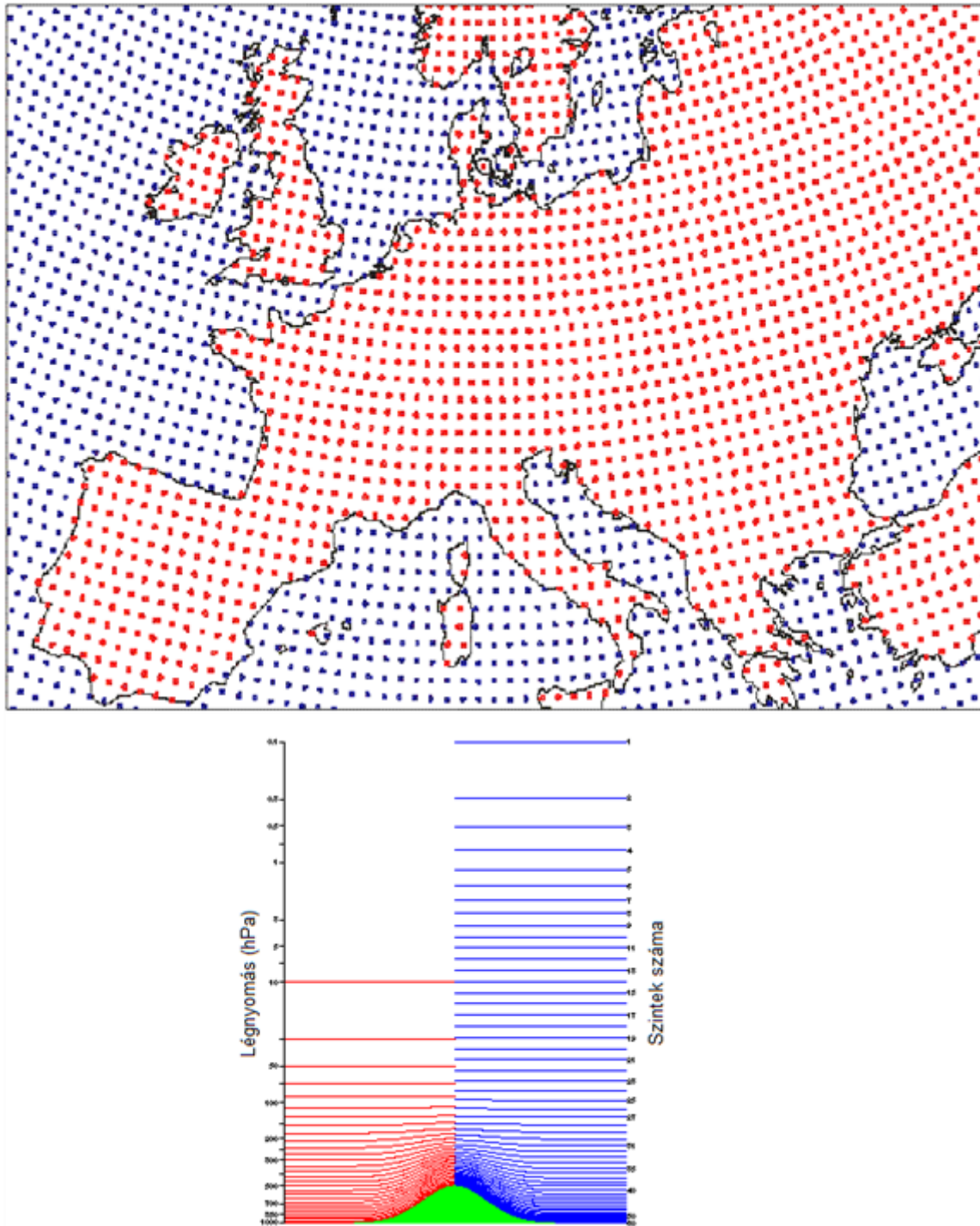
3. 10.3 Éghajlati modellek

Az éghajlati modell a légköri folyamatok törvényeit matematikai formában leíró egyenletek rendszere. Ezeket az egyenleteket lényegében már a 19. században megfogalmazták. Megfelelően gyors megoldásuk azonban csak a számítógépek megjelenése után vált lehetővé. A számításokat ugyanis több ezer pontra, illetve több légköri magassági (nyomási) szintre kell elvégezni. A modelleket először az időjárás számszerű előrejelzésére használták. Tekintve, hogy a légkör bonyolult, kaotikus rendszer, az időjárás modellezése rendkívül érzékeny a kezdeti feltételekre (a bemenő adatokra). Ezért a számításokat legfeljebb tíz napra érdemes elvégezni. Az éghajlat (hosszútávú átlagos időjárás) esetében nincsen ilyen határ, mivel az éghajlati rendszer egyes komponensei (pl. hőmérséklet, nyomás) az időjáráshoz képest összehasonlíthatatlanul lassabban változnak. Az éghajlati modellekkel így százéves előrejelzések is elkészíthetők.

A modellekben olyan egyenletek (pontosabban differenciálegyenletek) szerepelnek, amelyekben az időbeli változások pillanatnyi térbeli változásokhoz kapcsolódnak. Más szavakkal: a légkör jelenlegi állapotából a jövő várható állapotai kiszámíthatók. Ezeket az egyenleteket *kormányzó egyenleteknek* nevezzük. A kormányzó egyenletrendszer első egyenlete a *mozgásegyenlet*, amely a szélesség változásait adja meg a ható erők függvényében. A horizontális síkban az két egyenletet jelent. A második egyenlet a vertikális gyorsulást leíró egyenlet. Ha a függőleges változást nullának vesszük, akkor ez az összefüggés a *hidrosztatika alapegyenletévé* egyszerűsödik, amely a nyomás magasság szerinti változását jellemzi. Ilyenkor azonban lehetetlen a felhőképződést figyelembe venni. Általában a felhő- és csapadékképződés megfelelő szimulálása a modellezés egyik legnagyobb problémája. A harmadik kormányzó egyenlet a *kontinuitási egyenlet*, amely az anyagmegmaradás törvényét mondja ki. Ez az egyenlet nem csak magára a levegőre, hanem a benne lévő kémiai anyagokra is alkalmazható. A negyedik egyenlet a *termodinamikai egyenlet*, amely az energia-megmaradást írja le.

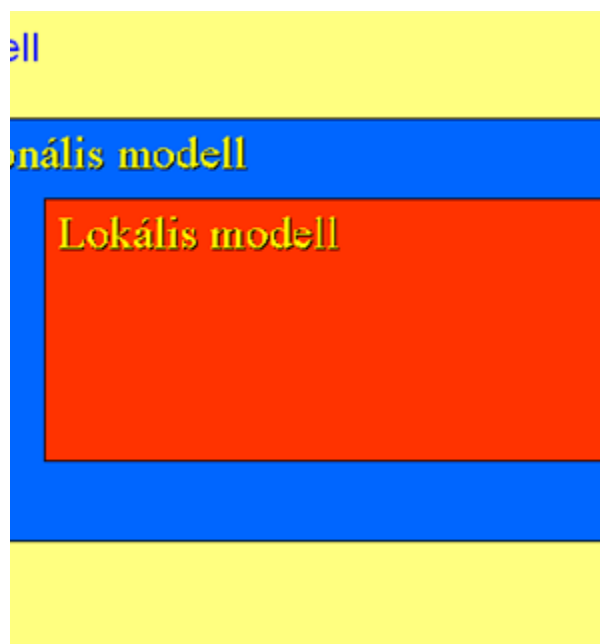
Az éghajlati modellek lehetnek nulladimenziósak, amikor a modellben csak az idő változik, és a számításokat egyetlen pontra végezzük el. Lehetnek egy-, két- és háromdimenziósak. Ilyenkor a számításoknál rendre egy (pl. a magasság), kettő (pl. a földrajzi szélesség és a magasság), illetve három (pl. földrajzi szélesség és hosszúság, magasság) térdimenziót veszünk figyelembe. A jövő változások meghatározásakor természetesen ismernünk kell az üveghatású gázok (aeroszol részecskék, lásd 7. fejezet) forrásainak időbeli változásait. Tekintve, hogy ez az energiatermelés, ipar és mezőgazdaság alakulásától függ, a források változásait illetően különböző feltételezésekkel kell élnünk. Ezeket forgatókönyveknek, idegen szóval *scenárióknak* nevezzük.

10.5. ábra - A háromdimenziós modelleket horizontálisan rácspontra, vertikálisan különböző magasságokra (nyomásszintekre) bontják fel.



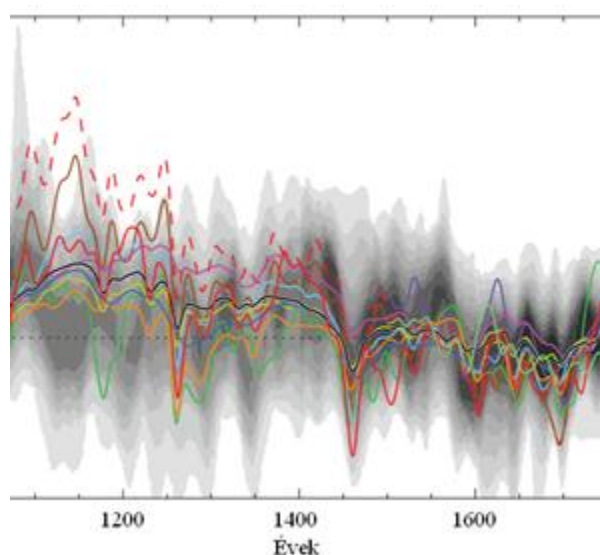
A modellek közül elvileg természetesen a globális háromdimenziós változatok a legjobbak. Ilyenkor azonban azok a pontok (rácsponatok), amelyekre a számításokat elvégezhetjük, több száz kilométerre vannak egymástól (10.5 ábra). Így adott területre (országra) úgy nyerhetünk információkat, ha a globális számításokat kisebb léptékű, un. *regionális modellekkel* egészítjük ki (10.6 ábra). A nagy térlépték különösen a kisebb léptékű folyamatok (pl. felhőképződés) figyelembe vételét nehezíti meg. Végül a globális modellekben az óceán-légkör kölcsönhatásokat is tekintetbe kell vennünk, ami további nehézségeket okoz.

10.6. ábra - Modellek hierarchiája.



Mielőtt a modelleket a jövő éghajlatának a megbecslésére használnánk, természetesen ellenőriznünk kell őket. Ez úgy végezhető el, hogy a múltra végzünk számításokat, amikor a bemenő adatokat (pl. üvegházhatású gázok kibocsátása), illetve a végeredményt is ismerjük (lásd 10.7 ábra). Az elvégzett számítások szerint a modellek lényegében kielégítően írják le a hőmérséklet megfigyelt menetét. Különösen megfelelőek az eredmények, ha az üvegházhatású gázok antropogén kibocsátásának növekedése mellett, az aeroszol jellemzőinek a változásait is figyelembe vesszük. A számítások, egyéb tényezők mellett, lehetővé teszik az ún. éghajlati kényszer kiszámítását. Az *éghajlati kényszer* megadja, hogy a levegő (pontosabban a troposzféra) egységnyi területű légszlopában adott anyag koncentráció-változása miatt az energiatartalom milyen értékkel változik meg. A 10.2 táblázat [105], modell-számítások alapján, az egyes üvegházhatású gázok éghajlati kényszerét adja meg.

10.7. ábra - Az északi-félteke hőmérséklete az elmúlt 1100 év alatt különböző modellek számítása alapján. Az ábrán az 1500 és 1899 közötti átlagtól való eltérés figyelhető meg. (IPCC, 2007b).



10.2. táblázat - Az egyes üvegházhatású gázok ipari forradalom óta okozott éghajlati kényszerére éghajlati modellszámítások szerint (IPCC adatok). Az éghajlati kényszer dimenziója: Wm^{-2} . Megj.: az ózon (O_3) a talajközeli levegő ózontartalmára vonatkozik.

Gáz	CO ₂	CH ₄	NO ₂	Freonok
Kényszer	1,66	0,48	0,16	0,34

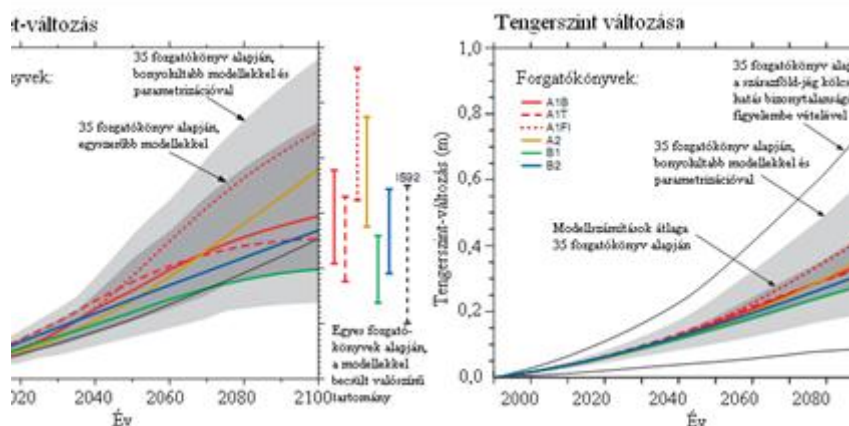
Az eredményekből látható, hogy a szén-dioxid a legfontosabb üvegházhatású gáz. Meglepően magas a freonok okozta kényszer. Szerencsére, a nemzetközi erőfeszítéseknek köszönhetően lassan csökken a légköri koncentrációjuk. A táblázatból az is kitűnik, hogy a talajközeli ózon, a közlekedési légszennyeződések mértékének jellemzője, az üvegházhatás alakításában is szerepet játszik.

Az éghajlati kényszer az *éghajlati érzékenység* felhasználásával számítható át hőmérsékletté. Az éghajlati érzékenység a hőmérsékletváltozás és az éghajlati kényszer hányadosa. Az éghajlati érzékenység számos tényező függvénye. Első közelítésben azonban 0,3°C/Wm² értékkel egyenlő. Ebből következik, hogy a táblázatban lévő összegzett éghajlati kényszer 0,88°C hőmérsékletnövekedésnek felel meg, ami összevethető a 10.7 ábrán látható trenddel.

4. 10.4 A jövő éghajlata

Mint említettük az éghajlati modellek alkalmazásához racionális forgatókönyveket kell készítenünk. A 10.8 ábra a és b része, különböző scenáriók esetén, 2100-ig a hőmérséklet és a tengerszint várható alakulását mutatja. Az ábrák az IPCC 2001-es jelentéséből származnak. A görbék az egész Földre vonatkozó átlagértékek (nulladimenziós modell). Az A1 scenáriók (A1FI, A1T és A1B) gyors gazdasági növekedéssel számol. A világ népessége a 21. század közepéig növekszik, majd csökkenni kezd. Egyúttal új, hatékony technológiákat vezetnek be. Ezen belül az A1FI elsősorban fosszilis tüzelőanyagok, az A1T alternatív energiaforrások felhasználásával, míg az A1B-ben nincsen egyetlen kitüntetett energiaforrás, többféleképpen számol. Az A2 esetében a scenárió készítői állandó népesség-növekedést feltételeznek, de a gazdasági növekedés mértéke csak egyes régiókban lesz számottevő. A B1-ben a népesség alakulása hasonló, mint A1-ben. Ugyanakkor a gazdaság kevesebb anyagot használ fel, tiszta erőforrások és technológiák alkalmazása mellett. A B2 forgatókönyv bekövetkezése, az A2-vel egyezésben, az emberiség számának állandó emelkedése esetén várható. B2 esetén azonban a gazdaság növekedése kevésbé gyors lesz. Végül az IS92 jelzésű görbe az IPCC 1992-es jelentésében szereplő összes modellszámítás átlagos trendjét illusztrálja.

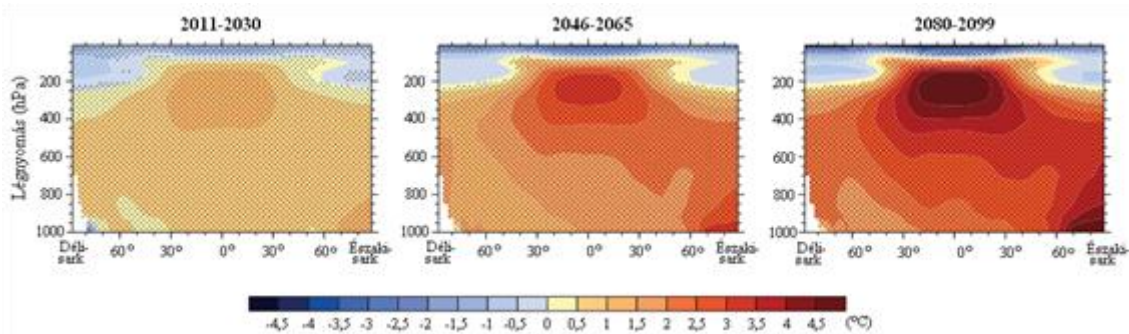
10.8. ábra - A hőmérséklet és a tengerszint várható jövőbeli változása a különböző forgatókönyvek szerint. (IPCC 2001)



Az ábra a részéből látható, hogy az emberi tevékenység hatására minden forgatókönyv esetén 2100-ig 1°C-nál jelentősebb hőmérsékletnövekedés várható. Az A1FI scenárió esetén az átlagos növekedés a 4°C-t is eléri. Az ábra jobboldalán lévő bizonytalansági intervallumok azonban jelzik, hogy az abszolút értékeket bizonyos fenntartásokkal kell kezelnünk. Ennek ellenére egyértelmű, hogy az éghajlat a 21. században átlagosan melegebbé fog. A globális felmelegedés egyik, talán legfontosabb következménye, hogy a Földet borító jégtakaró olvadni kezd, ami a tengerszint emelkedését eredményezi. A bizonytalanságok ellenére valószínű, hogy a tengerszint emelkedése néhány tíz centiméter lesz. Ilyen mérvű szintváltozás komolyan veszélyezteti számos óceáni szigetország létét (gondoljunk a Csendes-óceánra), sőt számos parti ország (pl. Banglades) és nagyváros (pl. New York) részleges elöntésével fenyeget.

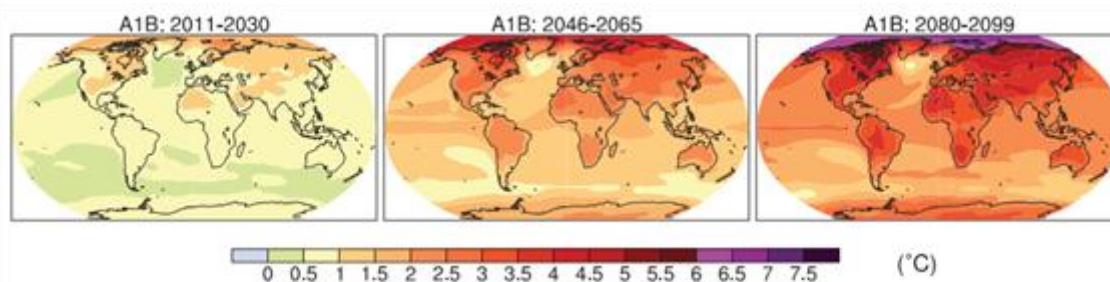
A nulladimenziós modellek, bár hasznos információkat szolgáltatnak, természetesen nem alkalmasak a térbeli változások megítélésére. A 10.9 ábra kétdimenziós modellszámítások alapján készült (IPCC 2007). Az értékek megadják, hogy mekkora hőmérsékletváltozás várható az A1B forgatókönyv bekövetkezése esetén. Az ábra a, b, és c része különböző időszakokra vetíti előre a hőmérsékletváltozás mértékét. Mindhárom, de különösen a 2046-2065 és 2080-2099 időszakra számított értékekből kitűnik, hogy a legkisebb változások az Egyenlítő, a legnagyobbak a sarkok környezetében várhatók. Ez egyebek közt összefügg azzal a ténnyel, hogy a jégtakaró elolvadása fokozza a melegedést, mivel kevesebb napenergia verődik vissza (pozitív visszacsatolás). Az ábra másik érdekes vonása, hogy felfelé haladva a felmelegedés mértéke nő, majd a sztratoszférában hűlésbe megy át. Ez a légkör kiegyenlítő hatásának köszönhető. Az alsó légrétegek (troposzféra) melegedését a magasabb tartományok (sztratoszféra) mintegy kikompenzálják (a sztratoszféra a Sarkoknál a kb. 200, az Egyenlítőnél magasabban, a kb. 100 hPa-os nyomásszinteken kezdődik).

10.9. ábra - A zonális átlaghőmérséklet várható változása a magasság (légnomás) függvényében az A1B forgatókönyv szerint. Az egyes időszakokban a hőmérséklet változása az 1980-1999-es időszakhoz viszonyítva figyelhető meg. (IPCC 2007c)



A háromdimenziós modellek lényegében megerősítik a 10.9 ábrán látható változásokat. A 10.10 ábra az A1B szcenárió bekövetkezése esetén különböző időszakokban mutatja be a várható felszíni hőmérsékletváltozást. Látható, hogy az északi-féltekén mindhárom időszakban jelentősebb melegedés várható, mint a déli féltekén. Az évszázad végére Európában éves átlagban a 3°C-t meghaladó melegedés valószínűsíthető.

10.10. ábra - Várható átlagos felszíni hőmérsékletváltozás az A1B szcenárió alapján. (A változás mértékét az 1980-1999 időszakra viszonyították) (IPCC 2007d).



A vázolt globális felmelegedés fontos várható következménye, hogy adott helyen megváltoznak a mezőgazdasági termelés feltételei. Becslések szerint 1°C átlagos hőmérsékletnövekedés a mezőgazdasági termények optimális termesztési sávját 100-150 km-el északabbra tolja. Természetesen a végeredmény erősen függ attól, hogy a globális felmelegedés hatására a csapadék mennyisége milyen irányba változik. Ez egyúttal a teljes vízgazdálkodást is befolyásolja. Háromdimenziós modellszámítások szerint Európában, így Magyarországon, az éves csapadékmennyiség gyengén (kb. 5%-al) emelkedni fog. Közel sem mindegy azonban, hogy a csapadékmennyiség az év folyamán hogyan oszlik el. Magyarországon a csapadék mennyiségének növekedése valószínűleg télen lesz észlelhető. Az ilyen becslések azonban meglehetősen bizonytalanok.

5. 10.5 Záró megjegyzések

Az elmondottakból nyilvánvaló, hogy a Föld éghajlata jelenleg is változik. Az elmúlt több mint száz év alatt bolygónk átlagos hőmérséklete közel 1°C értékkel emelkedett. Mint a modellszámítások eredményei mutatják, ez az emelkedés jól értelmezhető az üvegházhatású gázok légköri koncentrációjának növekedésével. Tekintve, hogy az üvegházhatású gázok kibocsátásának erősödését az emberi tevékenység okozza, *nagyon valószínű*, hogy a jelenkori éghajlatváltozást antropogén eredetű.

Az emberi tevékenység a jövőben is folytatódni fog. A modellszámítások alapján biztosnak látszik, hogy 2100-re további mintegy 2-3°C átlagos melegedés várható. A melegedés főleg a sarkok környezetében lesz jelentős. A kérdés érdekessége, hogy a múlt klímaváltozásai (lásd 9. fejezet) arra utalnak, hogy jelenleg interglaciálisban élünk. Más szavakkal egy újabb jégkorszak felé haladunk. A jégkorszakok kialakulása azonban a múltban 100 ezer év alatt ment végbe. A jelenlegi változások léptéke viszont 100 év. Ilyen gyors változás a múltban sohasem fordult elő. Mint ahogy az utolsó egymillió évben a szén-dioxidnak sohasem volt ilyen magas a koncentrációja. Mindebből az következik, hogy a hosszabb távú várható éghajlatváltozások jellegének megbecslése nem könnyű feladat.

További problémát jelent, hogy a csapadék várható (100 éves) alakulásának megbízhatóan pontos előrejelzését a modellek jelenleg nem teszik lehetővé. Mint ahogy nem megfelelően kidolgozott az óceánok hatásainak figyelembe vétele sem. Ebből következik, hogy az éghajlatváltozások okainak feltárása, az éghajlat alakulásának előrejelzése még hosszú ideig a tudomány fontos kérdései közé fog tartozni.

6. 10.6 Irodalom

IPCC, 2007a: Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Working Group I Contribution to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Figure SPM.3 (a). Cambridge University Press.

IPCC, 2007b: Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Working Group I Contribution to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Figure 6.13 (d). Cambridge University Press.

IPCC 2001: Climate Change 2001: The Scientific Basis. Working Group I Contribution to the to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Figure SPM 5 (d, e). Cambridge University Press.

IPCC 2007c: Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Working Group I Contribution to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Figure 10.7 (top). Cambridge University Press.

IPCC 2007d: Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Working Group I Contribution to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Figure 10.8 (middle). Cambridge University Press

7. 10.7 Kérdések

A légkör mely összetevői játszanak szerepet a globális légszennyezésben?

Mi támasztja alá, hogy az emberi tevékenység befolyásolja a légköri üvegházhatású gázok koncentrációját?

Mik a szén-dioxid legfontosabb forrásai?

Mik a metán legfontosabb forrásai?

Mik a dinitrogén-oxid legfontosabb forrásai?

A hőmérséklet emelkedése mellett, milyen egyéb következményei lehetnek a globális felmelegedésnek?

Mit értünk éghajlati modellen?

Hogyan használhatók az éghajlati modellek a múltbeli és a jövőbeli változások kiszámítására?

A jövő éghajlata mi alapján becsülhető?

11. fejezet - Klímapolitika, várható társadalmi, gazdasági hatások

1. 11.1 Az éghajlatpolitikai döntések fő szempontjai

A kormányok kezében számos politikai, törvényi vagy egyéb lehetőség van az üvegházhatású gázok koncentrációjának csökkentésére. Ezek hatékonyságának értékelésére alapvetően négy szempont alapján kerülhet sor. Ezeket az értékelési szempontokat a tervezett intézkedések bevezetése előtt és azt követően egyaránt alkalmazni lehet:

1. Környezeti hatékonyság: annak mértéke, hogy az intézkedés milyen mértékben jár kedvező környezeti hatással. A környezetpolitika és a nemzetközi szerződések legfőbb célkitűzése, hogy mérsékelje az emberi tevékenység környezetre gyakorolt negatív hatását. Habár az éghajlatpolitika fő célja kétséget kizáróan az éghajlatvédelem, de az megvalósítandó intézkedéseknek lehetnek másodlagos hatásai is, például a levegőszennyezés csökkentése területén. A hatékonyságot a tervezés, a megvalósításba bevontak köre és a megvalósítás módja, a következetesség és az ellenőrzés biztosíthatja.
2. A költséghatékonyság: annak mértéke, hogy a célok elérése mekkora költséggel jár a társadalom számára. Az erőforrásokban szegény világban az egyik legfontosabb tényező. A költségeknek számos típusa lehet a megvalósítás közvetlen költségeitől kezdve a kikényszerített technológiai változások közvetett költségeiig. Az éghajlatpolitikai intézkedések költséghatékonyságát alapvetően a kitűzött cél határozza meg, a megvalósítás módja és eszközrendszere csak másodlagos tényezőként jelenik meg.

A költséghatékonyság megállapításánál a legnagyobb nehézséget a közvetett társadalmi költségek megállapítása okozza, ezért ezeket gyakran figyelmen kívül is hagyják a költséghatékonysági számításoknál. A költséghatékonyság szempontjából a legkedvezőbbek azok az intézkedések, amelyek nem igénylik új intézményi formák létrehozását, hanem a társadalom meglévő intézményrendszerében hatékonyan végrehajthatók. Külön szempont az kibocsátáscsökkenés időzítése: az egyik álláspont szerint a csökkentéssel meg kell várni az olcsó technológiai megoldások megjelenését, míg a másik szerint azonnal kell lépni, hogy ezzel csökkenthetők legyenek a későbbi korlátozások összességében jóval nagyobb költségei.

3. Teherviselés eloszlása: annak mértéke, hogy az intézkedés mennyiben jelent hátrányt a társadalom egyes rétegei vagy csoportjai számára. Az éghajlatpolitikai döntések soha nem tudnak egyensúlyt teremteni a környezeti előnyök és a költségek között valamennyi érintett állam vagy társadalmi csoport vonatkozásában. Ez a diszkrimináció még abban az esetben is feszültséget vagy politikai ellenállást vált ki, ha az adott intézkedés egyébként hatékonyan és alacsony költséggel megvalósítható. Ezért az értékelés során ez a szempont sokszor nagyobb súllyal esik latba, mint maga a környezeti- vagy a költséghatékonyság.

Az egyenlőség vagy igazságosság amúgy szubjektív fogalom, melyet a különböző kulturális háttérű csoportok eltérően ítélnének meg. Az éghajlatvédelem szempontjából az igazságosság fő kritériumai a felelősség, a képesség és a szükség, amelyek a nemzetközi éghajlatvédelmi egyezményekre is alkalmazhatók. Azon szabályozások, amelyek megítélése nem esik az igazságosság kategóriájába, a döntéshozatal és a végrehajtás szempontjából is kritikusak lehetnek, annak ellenére, hogy politikailag könnyen keresztülvihetők. Ezzel szemben a fenntarthatóság generációkon átívelő szempontjainak érvényesítéséhez a legtöbb esetben nehéz a politikában támogatást találni.

4. Intézményi megvalósíthatóság: annak mértéke, hogy az intézkedés mennyiben fogadtatható el és valósítható meg a társadalmi szereplők által. Az intézményi megvalósíthatóság kérdése óhatatlanul érinti a környezetpolitikai döntéseket is. A valóságban olyan intézkedések megvalósításának van esélye, amelyet az érintettek többsége elfogad és amelyek mögött szilárd intézményi és jogrendszer áll. Ezért különösen nehéz az éghajlatpolitika által igényelt nemzetközi együttműködés megvalósítása, mert az egyes nemzetek eltérő kulturális, gazdasági és társadalmi háttérrel rendelkeznek. A legnagyobb ellenkezést mégis a piaci ösztönzők bevezetése váltja ki a legtöbb országban, beleértve a fejlett országokat is. Számos politikailag támogatott intézkedés pedig a bürokrácia útvesztőiben válhat nehezen megvalósíthatóvá.

2. 11.2 A nemzeti éghajlatpolitika eszköztára

Az éghajlatpolitikai döntés meghozatala a társadalom számos csoportját és rétegeit érintheti, a vállalati szektortól kezdve a fogyasztókon át a különböző környezetvédő szervezetekig. Nincs olyan intézkedés, amely egy vagy több csoportot nem érint hátrányosan, miközben másokat előnyben részesít. Az iparvállalatok az önkéntes vállalásokat részesítik előnyben, mert rugalmasabbak és kisebb költséggel megvalósíthatók, ráadásul a vállalatok ezeket marketingstratégiájukban is felhasználhatják. Az önkéntes vállalásokat a környezetvédő mozgalmak keveslik, mert hiányolják a számonkérhetőséget és az ellenőrzés lehetőségét. Előnyös lehet, ha egy nemzeti éghajlatstratégia nem egyetlen intézkedésre épít, hanem különböző azonos célt szolgáló intézkedések egész rendszerét építi ki. A politika állandó felülvizsgálata és időszakos módosítása feltétlenül szükséges.

Az éghajlatpolitika elemei:

a. Jogszabályok és előírások

A jogszabályi előírások a környezeti szabályozás legfontosabb elemei, hiszen egyértelműen rögzítik a vállalatok vagy az állampolgárok által betartandó szabályokat. Két fő eleme a technológiai előírás illetve a teljesítményjellemzőre vonatkozó specifikáció. Technológiai előírásra példa az erőművek esetében a füstgázból történő szén-dioxid visszanyerés előírása, míg a teljesítményjellemző például az egységnyi energiára (vagy járművek esetén 100 km-re) előírt maximális CO₂ kibocsátás lehet. A termékre vonatkozó előírás lehet például az is, hogy egy hűtőgép minimálisan mekkora hatásfokkal működhet, míg a technológiai előírás a hatásfokra jelenleg nem teljesíthető értéket irányozhat elő, de a hatálybalépés időpontját előre meghatározott idővel eltolja.

A technológiai előírások legnagyobb hátránya, hogy merevségük miatt különböző vállalatok esetében úgy növelik a jelentősen a költségeket, hogy közben a kitűzött környezeti cél nem valósulhat meg. A teljesítményjellemzőkre vonatkozó előírások nagyobb rugalmasságot biztosítanak, és ezért rendszerint kisebb költségekkel járnak. A technológiai előírások nem ösztönzik a vállalatokat arra, hogy a kibocsátás csökkentésére további megoldásokat keressenek, így nem segítik az innovációt és a technológiaváltást. Sőt akár ellenérdekeltek is lehetnek ebben, attól való félelmükben, hogy a hatékonyabb technológiák majd szigorúbb előírásokat vonnak majd maguk után.

Az üvegházhatású gázok kibocsátását érintő előírások közül megemlíthetők a járművek és fajlagos kibocsátására, a háztartási készülékek energiafelhasználására valamint az építőiparra vonatkozó előírások. Kommunális szilárdhulladék lerakók esetében a technológiai előírások nemcsak a kibocsátott metán mennyiségét csökkentik, hanem járulékos haszonként mérséklék az illékony vegyületek kibocsátását, csökkentik a robbanásveszélyt és szaghatást.

A technológiai előírások előnye, hogy könnyen ellenőrizhetők, míg a kibocsátás megbízható monitorozása gyakran nehézkes. Ezért általában a fejlődő országok számára is előnyösebbek lehetnek, mert kevésbé támaszkodik a meglévő és fejletlen intézményrendszerre.

b. Adók és díjak

Az üvegházhatású gázok emissziós adóját vagy díját a kibocsátott üvegházhatású gáz minden tonnája után meg kell fizetni. Ennek a kötelezettségnek a mértéke független attól, hogy milyen kibocsátás csökkentő intézkedéseket alkalmaznak. Ezért az egyes kibocsátók az adó mértékétől függően mérlegelnek, hogy milyen kibocsátás csökkentő eljárást éri meg gazdaságosan alkalmazni. Így a kibocsátás csökkenés kizárólag piaci alapú, hiszen az adók mértéke egységes. Az adók elsősorban a költséghatékonyság szempontjából előnyösek, de a kibocsátás minimalizálása szempontjából korántsem optimálisak. Az adókon keresztül azonban a nemzetközi éghajlatvédelmi egyezmények teljesítése lehetséges, feltéve, ha mértéküket folyamatosan a körülményekhez igazítják. A technológiai fejlődés a kibocsátás csökkentés költségeinek csökkentése révén a csökkentés mértékének a növekedését segítheti elő. Az új emissziós források belépésével azonban az adó mértékét elkerülhetetlenül növelni kell. Az OECD országokban az éghajlatvédelemmel kapcsolatosan 125 adófajta létezik az energiaszektor és 125 a járművek területén, és további 50 adófajta a hulladékgazdálkodás területén. Bevezetésüket évtizedekkel ezelőtt még inkább az adóbevétel növelése, semmint az éghajlatvédelem motiválta.

A hazai kibocsátási adó hatékonyságát az is befolyásolja, hogy mi lesz az ily módon befolyt adóbevétel sorsa: a költségvetés elnyeli, esetleg a kibocsátás további csökkentését célzó projekteket (pl. megújuló energiaforrások) vagy fejlesztéseket támogatnak belőle. A kibocsátási adók arányaikban mindenképpen nagyobb terhet rónak az alacsonyabb jövedelmű társadalmi rétegekre.

c. Kereskedelmi kvótarendszer

A kereskedelmi kvótarendszer a kibocsátás csökkenés gazdaságon belül egyenlőtlenségeit lenne hivatott ellensúlyozni. A kvótákat az energiafelhasználók és a –termelők is felhasználhatják. A kvóták kiosztásánál két elv valósulhat meg a gyakorlatban, a kvóták térítés nélküli kiosztása a meglevő vállalatok között, vagy az aukció.

Az aukciónak számos előnye van, egyebek között bevételt generál az egyenlőtlenségek csökkentésére, az új belépőknek azonos esélyt biztosít és megakadályozza, hogy kvóták önmagukban jövedelem forrásává váljanak. Korábban azonban a kvóták kiosztása térítésmentesen történt, hiszen a kvótarendszer bevezetése az ipari lobbij nyomása ellen csak így módon volt lehetséges.

További kérdés, hogy a kvótákhoz kötődő abszolút emisszióknál nem hatékonyabb-e az ún. fajlagos emissziók (pl. a GDP-re vetített) bevezetése. A kereskedelmi kvóták kétségtelenül kibocsátás csökkenést eredményeztek, de a költségeik nehezen becsülhetők. Az árak bizonytalanságát az árplafon mérsékli, amelynél a kormányok eladják felesleges kvótáikat, és az így generált kínálat letöri az árakat. A kvótakereskedelemben közvetve a bankok is bekapcsolódnak, így nagyobb mozgásteret teremtve a vállalatok számára a kibocsátás csökkentő technológiai fejlesztések ütemezéséhez. A kvótákat meghaladó kibocsátás adótételét úgy állapítják meg, hogy mindenképpen ösztönözzön a kvóta betartására. Emellett a kvótarendszer ellenőrzése a kibocsátás monitorozásának rendszerét is igényli. Ezért a kvótarendszer a fejlődő országok számára sem kifejezetten alkalmas.

d. Önkéntes megállapodások vagy vállalások

Az önkéntes megállapodások vagy vállalások egyre nagyobb szerephez jutnak számos országban az éghajlatvédelem területén is. Az érintettek körében meglehetősen népszerűek, és különösen akkor válnak fontossá, ha más programokhoz nehéz lenne politikai támogatást találni. Az önkéntes programok ezzel szemben előnyösek a vállalatok és a társadalom számára egyaránt. A vállalatok javítják imázsukat, míg a társadalom a vállalat példáját követő többi cég által elért kibocsátás csökkentés előnyeiből részesül. Persze ezen önkéntes programok hatékonysága nehezen mérhető, mert ezekben a programokban amúgy is csak a legjobban teljesítő cégek vesznek részt. Becslések szerint Hollandiában a kibocsátás csökkenés negyede-fele ilyen önkéntes programokból vagy azok közvetett hatásából származhat. Más kérdés, hogy ezen kibocsátás csökkenés nagy része a technológiai fejlesztések és más intézkedések eredményeképpen előbb-utóbb amúgy is megvalósult volna. Tény ugyanakkor, hogy az ilyen önkéntes programok bizonyos kulturális hagyományokkal rendelkező országokban (pl. Japán) kiválóan működnek.

e. Támogatások és ösztönzők

A közvetlen és közvetett támogatások és ösztönzők az éghajlatpolitika fontos eszközei. Ilyenek például a kutatás-fejlesztés támogatása, beruházási adójóváírás, vagy ártámogatás (pl. megújuló energiák esetében). A támogatásoknak más szabályozó intézkedésekkel szemben rendszerint kedvezőbb a politikai fogadtatása. Hátrányuk viszont, hogy nehéz visszavonni vagy csökkenteni őket. 2001-ben az OECD országokban ezek összege 20–80 milliárd dollárt tett ki. Mértékük a fejlődő és a felzárkózó országokban rendszerint nagyobb. Például ezekben az országokban az alacsonyabb jövedelmi rétegeket célzó ártámogatás az éghajlatvédelem szempontjából kontraproduktív, mert növeli a felhasználást és késlelteti az energiahatékonyságot javító fejlesztéseket. Az OECD országokban például 1991. és 2000. között a szén támogatása 55 %-kal csökkent.

Az ártámogatás a megújuló energia iparban jelentős fejlődést generált. Európában például a megújuló módon termelt villamos energiát előírtan magas ún. betáplálási áron veszik át. Miután a megújuló hányad a villamosenergia termelésben egyelőre csekély, a fogyasztók számára ez csak kismértékű áremelkedést okoz. A megújuló energiák arányának növekedésével azonban egyre költségesebbé válik ez a támogatási rendszer.

f. Kutatás-fejlesztés

A kutatás-fejlesztés szerepe az energiahatékonyság növelésében megkérdőjelezhetetlen, az elmúlt évszázadban az új technológiák meghatározó szerepet töltek be a energiatermelésben és felhasználásban. Az elkövetkező 20–30 évben is kritikus, hogy az alacsony kibocsátású technológiák milyen gyorsan fejlődnek, hiszen alapvetően ez fogja meghatározni, melyik kibocsátási forgatókönyv valósulhat meg a 21. század első felében. A kutatás-fejlesztéshez azonban jelentős költségekkel járó beruházásokra van szükség, és ezekre abban az esetben lehet forrásokat szerezni, ha a politikai szándékok nyilvánosak, hosszú távra szólóak és a megfelelő jogi környezetet is hosszútávon biztosítani tudják.

A kutatás-fejlesztésre fordított költségek 2000-ben közel 600 milliárd dollárt tettek ki, bár ennek 80 %-át mindössze 7 országban használták fel. Ezen országokban általános tendencia, hogy a kutatás-fejlesztésre fordított állami ráfordítások csökkentek az elmúlt 25 évben, miközben a magánszektor hasonló ráfordításai növekedtek.

Az energiaszektor kutatás-fejlesztésre fordított ráfordításai közel 300 milliárd dollárt tettek ki 1987. és 2002. között, ennek fele a nukleáris technológiai kutatásokra és a fűzés technológia fejlesztésére fordítódott, 12 %-a a fosszilis tüzelőanyag alapú energiatermelésre, és mindössze 7,7 %-a hasznosult megújuló energiákkal kapcsolatos kutatásokra.

Több ország számára a kutatás-fejlesztés támogatása a nemzetpolitika része, nem utolsósorban azért, hogy a hazai ipar versenyképességét növeljék. A hazai fejlesztéseknél hatékonyabb az együttműködésben végzett kutatás-fejlesztés, amelyek a költségek megosztására, a felesleges ismétlődések elkerülésére, a rendelkezésre álló erőforrások hatékonyabb felhasználására irányul. Ezen esetekben azonban a koordináció, a szellem tulajdon védelme kritikus terület lehet. Az állam a kutatás-fejlesztés támogatására számos módszert alkalmazhat, a pályázatoktól kezdve az adójóváíráson át az ún. állam/magánszektor együttműködésekig.

A kutatás-fejlesztés hatékonyságáról már megoszlanak a vélemények. Egyes adatok szerint az állami kutatás-fejlesztési kiadások nincsenek korrelációban az adott ország fajlagos energiafelhasználásával vagy széndioxid kibocsátásával. Az állami kutatás-fejlesztések szerepe inkább az alapkutatások és áttörést jelentő felfedezések támogatásában és az egyes szektorok közötti átmenet biztosításában van. Az energiaszektoron belül például jelentős a technológiai innovációs eredmények átörökítése, ezért a vállalatok nem is költenek sokat kutatás-fejlesztésre.

Természetesen a kutatás-fejlesztés eredményeinek technológiai hasznosulását a gazdasági környezet és a támogatások/ösztönzők rendszere határozza meg elsősorban, és kevésbé az eredmények tudományos háttere. A kutatás-fejlesztésre irányuló nemzeti és nemzetközi programok elsősorban hosszabb távlatban lehetnek hatékonyak, amit alapvetően a kitűzött célok határoznak meg. Például ha a stabilizációs szint értékét magasán (pl. 750 ppm szén-dioxid ekvivalensben) határozzák meg, akkor a jövőbeni kibocsátás csökkentését célzó kutatás-fejlesztés támogatása elegendő lehet; alacsony stabilizációs szint (pl. 450 ppm szén-dioxid ekvivalensben) esetén azonban ezeket az intézkedéseket feltétlenül ki kell egészíteni a kibocsátás azonnali korlátozását biztosító intézkedésekkel is.

g. Tájékoztatás

A tájékoztatás eszközei, beleértve a nyilvánosság tájékoztatását és a felvilágosító kampányokat valamint az oktatást is, a fogyasztók közvetlen befolyásolásán keresztül kedvező hatást érhetnek el. Az ellenkezője legalábbis biztosan igaz, vagyis ha a fogyasztók nincsenek a birtokában döntéseik környezeti hatásaival, akkor a környezet szempontjából rossz döntést hozhatnak. Sajnos a megfelelő szintű és minőségű tájékoztatást a forráshiány, a szakmai ismeretek hiánya és a rossz koordináció is gyakran akadályozza. A tájékoztatást gyakran más intézkedések kiegészítésére és hatásainak erősítésére szokás felhasználni.

A nyilvánosság tájékoztatása hatékony lehet: például azok a vállalatok, amelyek részvényindexe esik a kibocsátási adatok nyilvánosságra hozása után, különösen fogékonyabb lesznek a kibocsátás jelentős mértékű csökkentésére, adott esetben nagyobb mértékben, mint a nem érintett vállalatok.

h. Közvetett éghajlatpolitikai intézkedések

Számos olyan, nem közvetlenül az éghajlatvédelmet célzó intézkedés létezik, amelyeknek hatása lehet az üvegházhatású gázok kibocsátására vagy akár magára az éghajlatra is. Ilyenek lehetnek például a szegénység, a földhasználat, az energiaellátás és -biztonság, a nemzetközi kereskedelem, levegőtisztaság, népességpolitika területén bevezetett intézkedések. Például a szegénység elleni küzdelem jegyében a megújuló helyi erőforrások támogatása, az energiaerdők telepítése egyaránt szolgálja a szegénység elleni harc és az éghajlatvédelem érdekeit.

3. 11.3 Nemzetek közötti együttműködés

Általában több az éghajlatvédelmi intézkedés együttes alkalmazása a célravezető, de összehangolásuk feltétlenül szükséges. Az éghajlatváltozás önmagában is egy rendkívül komplex jelenség, ezért az intézkedések tervezésekor és összehangolásakor különös figyelemre van szükség, hogy az egyes intézkedések hatásai ne oltás ki egymást. Például a kereskedelmi kvótarendszer rendszerint nem támogatja a technológiai fejlesztések

széleskörű elterjedését, amihez más jellegű intézkedésekre van szükség. Az árképzés sincs feltétlenül minden esetben összhangban a termékek fajlagos energiafelhasználásával: a környezettudatos fogyasztás biztosítására más jelzésrendszer, például az energiaosztályok feltüntetése kívánatos. Bérlemények esetén a tulajdonviszonyok is akadályozhatják például az energiatakarékos megoldások bevezetését, mert ebben külön-külön sem a tulajdonos, sem pedig a bérlő nem érdekelt.

1. Nemzetközi éghajlatvédelmi megállapodások

Az éghajlatváltozás globális jelentőségű probléma, amelynek kezelése kétségen felül nemzetközi összefogást igényel. Már csak azon okból kifolyólag is, hogy önmagában egyetlen ország sem felelős a globális kibocsátás több mint 20 %-áért, és egyetlen szektor sem felelős a kibocsátás több mint 25 %-áért (a legnagyobb szektor, a villamosenergia termelés hozzájárulása 24 %).

A jelenlegi éghajlatvédelmi megállapodást számos kritika érte, ezek a teljesség igénye nélkül az alábbiak:

- Nem tartalmaznak jól definiált hosszútávú célkitűzést;
- Az Amerikai Egyesült Államok kiválásával a Kiotói Egyezmény hatása a nullára csökkent;
- Az egyezmény megvalósítása túlságosan nagy költséggel jár;
- Az egyezménynek nincs kellő szilárdságú nemteljesítési eszközrendszere

2. Hosszútávú célok és eszközök

A hosszútávú célok megfogalmazása segíti a megfelelő intézkedések és azok időzítésének tervezését. Nélkülük a rövidtávra szóló elvárások definiálása is nehézségekbe ütközik. Ezek a célok az üvegházhatású gázok koncentrációjának stabilizálását vagy a várhatóan bekövetkező maximális átlaghőmérséklet emelkedés mértékét (pl. az EU által javasolt 2 °C-ban) is tartalmazhatják. Tervezésüknél a fő szempont, hogy általuk milyen mértékű éghajlatváltozásból eredő károkat „éri meg” elkerülni a várható költség-haszon elemzések alapján. Bár ilyen léptékű célok tervezésénél még a természettudomány eredményei is bizonytalanokká válnak, mindenképpen hasznos lehet a potenciális veszélyt jelentő állapot elkerülésére törekedni.

A várható következmények helyett hosszútávú célként egyértelműbb technológiai jellegű vállalást megfogalmazni (például azt, hogy 2060-ra az energiatermelésből teljes mértékben kivonják a fosszilis tüzelőanyagok felhasználását). Ezen céltípus előnye, hogy általa sokkal egyértelműbb a végrehajtandó intézkedések tervezése. Természetesen az éghajlati rendszer bonyolultságából adódóan egyetlen vállalás nem elegendő.

A másik lehetőség, hogy hosszútávú célok helyett belátható léptékű középtávú célként vállalást fogalmazzon meg, majd annak teljesítésének értékelése során tüzik ki a következő középtávra vonatkozó célokat, amelyek láncolata egy hosszútávú cél megvalósításának irányába mutat. Erre példa Kalifornia állam esete, ahol 2020-ra az 1990-es kibocsátás szintjének elérését tűzték ki célul, majd 2020-tól 2050-ig további, az 1990-es szinthez képest 80 %-os csökkentést állítottak be. Ezt a gyakorlatot nemzetközi szintre emelve az egyezményekben 2020-ra szóló konkrét vállalásokat kellene rögzíteni.

A nemzetközi egyezmények hatásossága akkor biztosítható, ha az üvegházhatású gázok kibocsátásának 80 %-áért felelős 15 ország (az EU25-t egy országgént számítva) betartja az abban szereplő vállalásokat. Természetesen az egyezmények hatása azokra az országokra is kiterjed, amelyek nem ratifikálták az egyezményeket. A 2012-től létrehozandó új egyezmény kulcsfontosságú résztvevői között az USA-n, az EU-n, Oroszországon, Japánon, Kínán és Indián kívül Koreának, Mexikónak, Brazíliának, Indonéziának, Dél-Afrikának és Nigériának feltétlenül szerepelnie kell.

A játékelmélet szabályaiból azonban az következik, hogy ambiciózus de ugyanakkor stabil szövetségek létrejötte csak viszonylag szerény „nyereség” (kibocsátáscsökkentés) elérését teszi lehetővé. Éppen ezért hatásosabb lehet különböző területeken részleges koalíciók létrehozása, ahol egy adott területen rosszul vagy nem teljesítő ország egy másik területen kompenzálhat, és így legalább hozzájárulhat a célok részleges teljesüléséhez. Vannak olyan nézetek, melyek szerint egy mindent felölelő globális nemzetközi egyezmény nem is szükséges feltétele az éghajlatváltozás elleni hatékony küzdelemhez.

Természetesen az éghajlatpolitikának nemcsak az elkerülés (csökkentés) kötelezettségét, hanem a várható következményekhez való alkalmazkodásra is ki kell terjedni, és ez utóbbi sokkal több országot érint. Több

ország bevonása már csak azért is indokolt, mert így elkerülhető a kibocsátás exportja, ami csak néhány ország között létrejövő megállapodás esetében reális lehetőség. Felmerülhet az integrált történelmi felelősség szerinti súlyozás lehetősége is, ami természetesen a gyakorlatban nehezen érvényesíthető.

Alacsony illetve közepes stabilizációs cél (450 illetve 550 ppm szén-dioxid ekvivalens) kitűzése esetén a fejlett országok csoportjától elvárt kibocsátás csökkenés 2020-ra az 1990-es szint 60–110 %-a, míg 2050-ra 5–60 %-a még abban az esetben is, ha a fejlődő országok jelentős mértékben korlátozzák kibocsátásukat. Minél alacsonyabb a kitűzött stabilizációs cél, annál hamarabb és annál szigorúbb intézkedésekre van szükség.

Bár a kibocsátás korlátozása látszólag jelentős költséggel és ezáltal GDP csökkenéssel jár, valójában a technológiaváltás miatt a GDP jóval kisebb mértékben csökken, mint arra a költségek figyelembevételével számítani lehet. A költségekből az egyes országok természetesen nem GDP-jük arányában részesülnek, a fosszilis energiahordozókat exportáló országok jelentős veszteségeket lesznek kénytelenek elkönyvelni, míg egyes országok (pl. a megújuló energiaforrásokban gazdagok) számottevő többletbe juthatnak. Ha a jelenlegi kibocsátás korlátozása helyett a fajlagos (egy főre vetített) kibocsátás mérséklése a cél, akkor a fejlődő országok az életminőség tekintetében kedvezőbb helyzetbe kerülnek, míg a fejlett országok életszínvonal csökkenése az elviselhető mértéken belül maradhat. A kibocsátás korlátozása önmagában a gazdasági növekedés gátja lehet.

Az ebből adódó hátrányok a további kibocsátáscsökkenést is érinthetik, amennyiben a gazdaságban nem képződik elegendő forrás a szükséges technológiai fejlesztések és a kutatás-fejlesztés finanszírozására. Fontos továbbá, hogy az egyes országok esetében a megfelelő szintű rugalmasság a csökkentés mikéntjének, időzítésének, helyének és formájának megállapításában biztosítható legyen. A Kiotói Egyezmény a kvótarendszer formájában biztosítja a rugalmasságot a kibocsátás helyét illetően. A kibocsátási kvóták forgalma 2005-ben elérte a 10 milliárd dollárt, a legfejlettebb kvótakereskedelem az Európai Unión belül működik, a nemzetközi kvótakereskedelem kiszélesítését számos tényező akadályozza.