

Tartalomjegyzék

Kivonat	3
Abstract	4
Auszug	5
1. Irodalmi áttekintés	6
1.1 Bevezetés, célkitűzés	6
1.2 Az aeroszol éghajlati kényszere	7
1.2.1 Az aeroszol közvetlen sugárzási hatása	9
1.2.2 Az aeroszol közvetett sugárzási hatása	15
1.3 Az üvegházhatás	18
2. Kísérleti rész	21
2.1 Aeroszol mintavétel és optikai adatgyűjtés	21
2.2 Aeroszol minták kémiai analízise	23
2.2.1 Kapilláris elektroforézis	23
2.2.2 Széntartalom mérés	24
2.3 Az üvegházhatású gázok mintavétele	24

3. Modellszámítás	26
3.1. Az aeroszol részecskék közvetlen éghajlati hatásának becslése	26
3.2 Az aeroszol részecskék közvetett éghajlati hatásának becslése	28
3.3 Az aeroszol éghajlati kényszerének számításához szükséges paraméterek értékei	30
3.4 Az üvegházhatás számítása	37
4. Eredmények, következtetések	39
4.1 Az aeroszol közvetlen éghajlati kényszere Magyarországon	39
4.2 A aeroszol közvetett éghajlati kényszere Magyarországon	43
4.3 Az üvegházhatású gázok éghajlati kényszere Magyarországon	45
4.4 Az ammónium-szulfát aeroszol és a szén-dioxid éghajlati kényszerének változása az utóbbi két évtizedben	46
5. Összefoglalás	49
Új tudományos eredmények	51
Major results	53
Irodalomjegyzék	55
<i>Köszönetnyilvánítás</i>	62

Kivonat

Szerző célja a finom aeroszol részecskéket felépítő legfontosabb alkotók Magyarország területére vonatkozó közvetlen éghajlati kényszerének meghatározása, továbbá az aeroszol közvetett éghajlati hatásának előzetes becslése volt. Ezenkívül, vizsgálta a szén-dioxid, a metán és a dinitrogén-oxid emberi tevékenységből származó üvegházhatását. Végül, összevetette az ammónium-szulfát aeroszol és a szén-dioxid antropogén éghajlati hatásában az utóbbi két évtizedben bekövetkezett változásokat.

A légkör nyomanyagainak éghajlatra gyakorolt hatását doboz modell segítségével számolta. A modellszámítás során számos forrásból származó paramétert vett figyelembe. Az aeroszol kémiai és optikai sajátságait felszíni mérésekkel vizsgálta, a légkör sugárzási és meteorológiai tulajdonságait műholdak adatainak és globális becslések felhasználásával határozta meg. Az üvegházhatású gázok koncentrációi szintén felszíni mérésekből származtak.

Szerző eredményei azt mutatják, hogy a Magyarország feletti levegőben a közvetlen sugárzásgyengítésben leginkább aktív aeroszol komponensek, az ammónium-szulfát és a széntartalmú vegyületek közül az előbbi fényszórási hatékonysága hozzávetőleg kétszer akkora, mint az utóbbié. Ennek, valamint az alkotók koncentráció eloszlásának eredményeképp az ammónium-szulfát hűtő éghajlati hatása jelentősen felülmúlja a széntartalmú aeroszol komponensek negatív éghajlati kényszerét. Ez fokozottan igaz, ha a modellben a szerző a széntartalmú alkotók fényelnyelés következtében fellépő melegítő hatását is számításba veszi. Az aeroszol részecskék közvetett éghajlati hatása az előzetes becslés szerint hasonló nagyságrendű a közvetlen sugárzási kényszerrel. Szerző végül megállapítja, hogy az ammónium-szulfát aeroszol és a szén-dioxid – a régió két legfontosabb éghajlat befolyásoló légköri nyomanyaga – koncentrációja az utóbbi két évtizedben olyan irányban változott, amellyel az éghajlat melegedéséhez járult hozzá.

Abstract

The title of this work is Climate effect of aerosol particles and greenhouse gases over Hungary. A simple box model has been applied to calculate regional direct climate forcing of main aerosol components seasonally and annually, to give a preliminary estimate for the indirect forcing of aerosol, and to determine the regional climate forcing of greenhouse gases, carbon dioxide, methane and nitrous oxide.

The chemical and optical properties of the aerosol and the mixing ratios of greenhouse gases have been examined in field measurements, whereas the radiative and meteorological parameters of the atmosphere have been retrieved from satellite data or taken as global estimates.

The calculations have revealed that ammonium sulfate in aerosol caused most significant direct forcing, though the effect of carbonaceous components was also substantial in Hungary. It has been established that ammonium sulfate aerosol and carbon dioxide – the most important anthropogenic factors in climate control – have contributed to the warming of local climate in our region for the last two decades.

Auszug

Der Titel dieser Arbeit ist „Der klimatische Effekt der Aerosol Partikeln und der Treibhausgase in Ungarn“. Ein einfaches Boxmodell wurde angewandt um den direkten und indirekten Einfluss der Aerosol Komponenten auf den Strahlungshaushalt der Atmosphäre sowohl im jahreszeitlich als auch jährlich Mittel zu bestimmen. Zusätzlich wurden regionale Strahlungseffekte der Treibhausgase (Kohlendioxyd, Methan, Dinitrogenoxyde) berücksichtigt.

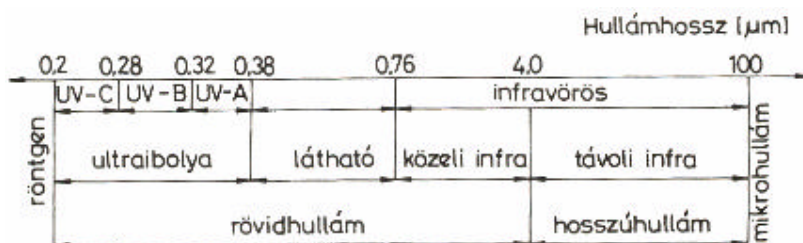
Die chemischen und optischen Eigenschaften des Aerosols und die Konzentrationen der Treibhausgase wurden mit Feldmessungen untersucht. Meteorologie und Strahlungsparameter der Atmosphäre wurden aus Satellitendaten abgeleitet oder wurden global abgeschätzt.

Die Rechnungen haben gezeigt, dass das Ammoniumsulfat in dem Aerosol den größten direkten klimatischen Effekt hat, obwohl der Effekt der kohlenhaltigen Komponenten in Ungarn auch sehr bedeutend war. Es wurde auch festgestellt, dass das Ammoniumsulfat Aerosol und das Kohlendioxyd – als die wichtigsten anthropogenen klimatischen Faktoren – zur lokalen Klimaerwärmung in unserer Region in den letzten zwei Jahrzehnten beigetragen haben.

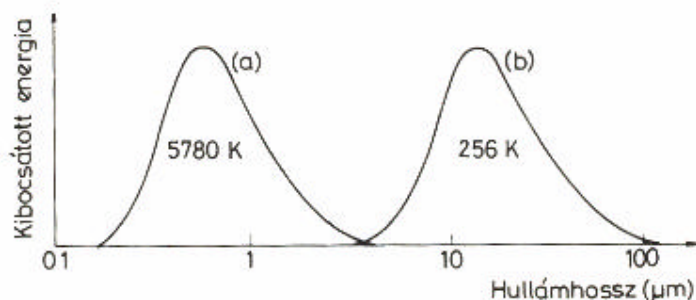
1. Irodalmi áttekintés

1.1 Bevezetés, célkitűzés

A légkörben található nyomanyagok jelentősen befolyásolják az elektromágneses sugárzásátviteli folyamatokat és ennek következményeként az éghajlatot. Mind az üvegházhatású gázok, mind az aeroszol részecskék légköri koncentrációja az emberi tevékenység miatt az utóbbi évtizedekben jelentős változáson ment keresztül. Az üvegházhatású gázok a Nap rövidhullámú ($\lambda < 4 \mu\text{m}$) sugárzását átengedik, a földfelszínről kibocsátott hosszúhullámú sugárzást ($\lambda > 4 \mu\text{m}$) elnyelik (1.1 és 1.2 ábra), ezáltal melegítik a légkört.



1.1 ábra: Az elektromágneses spektrum hullámhosszúság szerinti felosztása



1.2 ábra: A fekete test kisugárzásának spektruma a Nap (a rész) és a földi légkör (b rész) átlagos hőmérsékletén

Az üvegházhatás ismert és sokat tanulmányozott jelenség. A légköri aeroszol a levegőben szuszpendált szilárd és folyékony részecskékből álló kolloid diszperz rendszer, mely fontos szerepet játszik a légkörben végbemenő különböző fizikai és kémiai folyamatokban, valamint az elemek biogeokémiai körforgalmának szabályozásában. Az aeroszol részecskék a légköri optikai jelenségek fontos szereplői, a

Napból érkező rövidhullámú sugárzást szórják illetve elnyelik, továbbá a felhők szerkezetét befolyásolják, aminek eredményeképpen közvetve hatnak a sugárzásátviteli folyamatokra. Az aeroszol sugárzásgyengítő hatásának vizsgálata nagy lendületet kapott, miután a klímamodellekben előrejelzett melegedés túlzott mértékűnek bizonyult. A kutatás fontosságát erősítette az a tény, hogy a legnagyobb mértékű európai levegőszennyezés időszakában a regionális hőmérséklet tulajdonképpen nem növekedett, annak ellenére, hogy az üvegházhatású gázok koncentrációja fokozatosan emelkedett.

Az aeroszol egyik lényeges tulajdonsága a rövid (hózzávetőlegesen 5 nap) légköri tartózkodási idő. Ennek eredményeként éghajlatra gyakorolt hatása jelentősen eltér a több éves ill. évtizedes tartózkodási idővel rendelkező üvegházhatású gázokétól. A rövid tartózkodási idő miatt az aeroszol részecskék koncentrációja térben és időben rendkívül változékony, a kibocsátási helyek közelében jóval nagyobb, mint a forrásoktól távol. Éppen ezért számos tulajdonságuk, így a részecskék által okozott éghajlati kényszer vizsgálatát regionális léptékben célszerű és szükséges elvégezni.

Munkám célja a légköri sugárzásátvitelben legaktívabb finom ($d \leq 1,0 \mu\text{m}$) aeroszol részecskék regionális közvetlen éghajlati kényszerének becslése egyszerű doboz modell segítségével. Célul tűztem ki az aeroszol részecskék közvetett éghajlati hatásának előzetes becslését. További feladatom a három legjelentősebb üvegházhatású gáz – a szén-dioxid, a metán és a dinitrogén-oxid – emberi tevékenység eredményeképp bekövetkező éghajlat melegítő hatásának vizsgálata. Végül összevettem az ammónium-szulfát aeroszol és a szén-dioxid antropogén éghajlati hatásában az utóbbi két évtizedben bekövetkezett változásokat.

1.2 Az aeroszol éghajlati kényszere

A Föld a kívülről érkező energia túlnyomó részét a Nap rövidhullámú sugárzásából kapja. A napenergia áramsűrűsége a Föld esetén 1370 Wm^{-2} , ezt az értéket napállandónak nevezzük. Ez az áramsűrűség a Föld sugárzásra merőleges keresztmetszetét éri, a földgömb teljes felületére átszámítva az átlagos áramsűrűsége a napállandó negyede, azaz 343 Wm^{-2} adódik. Ez utóbbi energia mintegy 30 %-át, azaz 100 Wm^{-2} -t a Föld-légkör rendszer visszaveri (planetáris albedó), kb. fele eléri a felszínt, a többi része a légkörben a felhőkön és egyéb légköri komponenseken szóródik

és elnyelődik (Mészáros, 1997). A Föld felszíne hosszuhullámú sugárzást bocsát ki, melynek legnagyobb részét a légköri gázok (vízgőz, szén-dioxid, metán, stb.) elnyelik. A troposzférikus légoszlopban elnyelt energia mennyiségének megváltozása – mely a rövidhullámú sugárzás szórásának és elnyelésének, továbbá a hosszuhullámú sugárzás abszorpciójának eredménye – az éghajlati kényszer, mértékegysége a Wm^{-2} .

Az aeroszol komplex rendszer, összetettsége abban nyilvánul meg, hogy az aeroszol részecskék kémiai összetétele, mérete, alakja időben és térben változik, valamint keletkezése nagymértékben függ az emberi tevékenységtől (Schwartz, 1994). Az aeroszol részecskék a napsugárzás szórásában és elnyelésében közvetlenül is részt vesznek (közvetlen kényszer), ami által a planetáris albedó megváltozik. Ezenkívül az aeroszol részecskék felhő kondenzációs magként fontos szerepet játszanak a felhőképződésben. Koncentrációjuk változása befolyásolja a felhők szerkezetét és élettartamát, aminek következtében a felhők albedója megváltozik. Ezt a folyamatgyűttest az aeroszol részecskék közvetett éghajlati hatásának hívjuk. Az aeroszol részecskék időjárási és éghajlati hatása nem újkeletű felfedezés. Egyes váratlan események, mint a vulkán kitörések és a porviharok napsugárzás átviteli hatását az emberiség régóta felismerte. Ennek ellenére az aeroszol éghajlati kényszerét – a vulkán kitörésekből származó sztratoszférikus aeroszolt kivéve – a klíma modellekben sokáig nem vették figyelembe (Mészáros, 1999).

Becslések szerint a földfelszínre érkező napsugárzás gyengítésével az aeroszol részecskék az antropogén üvegházhatású gázok pozitív sugárzási kényszerével összehasonlítható nagyságú, de ellentétes előjelű hatást fejthetnek ki (Schwartz, 1996). Az emberi tevékenység közvetlenül befolyásolja üvegházhatású gázok koncentrációját, amelyek tartózkodási ideje több év, ill. évtized. Emiatt elegendő idő áll rendelkezésre, hogy koncentrációjuk a teljes troposzférában egyenletessé váljon, következésképpen az éghajlatra gyakorolt hatásuk a Földön csak kissé változékony. Ezzel szemben, az aeroszol részecskék tartózkodási ideje átlagosan 5 nap. Figyelembe véve, hogy az átlagos troposzférikus szélesség $7,5 \text{ m s}^{-1}$, kiszámítható, hogy a részecskék a keletkezési helyüktől átlagosan 3240 km-re jutnak. Ez azt jelenti, hogy az aeroszol részecskék éghajlati hatása a forrásrégiókra és azok környékére korlátozódik. Ismeretes, hogy a két félgömb közötti keveredés a troposzférában nagyon lassú. Így az antropogén aeroszol hatása főként az északi félgömbre korlátozódik, mivel a kontinensek nagy része, és így az emberi tevékenység is, ezen a féltekén koncentrálódik. Fontos megemlíteni, hogy regionális skálán nem a sugárzási kényszer az egyetlen tényező,

amely befolyásolja az éghajlat alakulását. A heterogén területi eloszlású éghajlati kényszer módosítja a cirkulációs viszonyokat, melyek alapvetően befolyásolják a helyi éghajlatot.

1.2.1 Az aeroszol közvetlen sugárzási hatása

Az aeroszol részecskék a fény terjedését közvetlenül kétféleképpen befolyásolják. A fényt szórják, azaz a rájuk érkező energiát változatlan hullámhosszon, de más-más intenzitással és a tér minden irányába kisugározzák. A fényelnyelés folyamán a sugárzási energia a részecskékben más energiafajtvává, pl. hővé vagy kémiai energiává alakul, majd a részecske az energiát az eredetitől eltérő hullámhosszon sugározza ki (Mészáros, 1997). A szórás és az elnyelés együttesét extinkciónak vagy sugárzásgyengülésnek hívjuk.

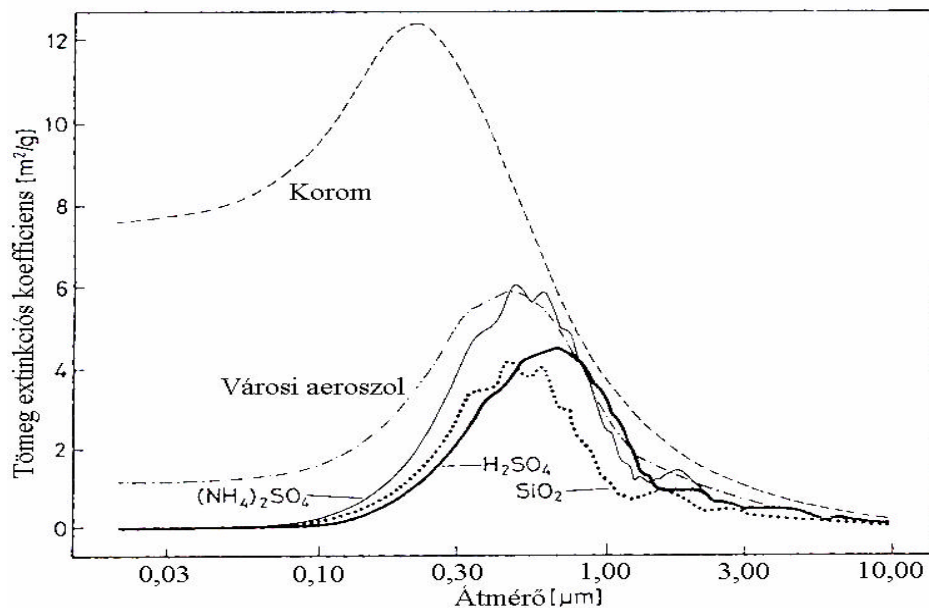
A légköri fényterjedés szempontjából kiemelkedő jelentőségű azoknak a részecskéknek a szórása, amelyeknek az átmérője összevethető a fény hullámhosszával. Ez az ún. optikailag aktív nagyságtartomány (0,1-1 μm), ahol egyébként a részecskék tartózkodási ideje a leghosszabb. A 0,1 μm -nél kisebb részecskék ugyanis koagulációval majd felhőfolyamatokban nagyobb részecskékké alakulnak, míg az 1 μm -nél nagyobbak gravitációs ülepedéssel hamar kihullanak a légkörből. Az aeroszol részecskeméret nagy mértékben függ a levegő relatív nedvességtartalmától a vízdoldható aeroszol alkotók, mint pl. a szulfát jelenléte esetén. Ugyanis a vízben oldódó komponensek vizet vehetnek fel, és így méretük megnövekszik.

Az éghajlati modellek alkalmazásához elvileg szükségszerű az egyes alkotók méreteloszlásának meghatározása. A sugárzásátviteli vizsgálatoknál azonban a méreteloszlást az ún. effektív sugár (az a részecske sugár, amelynek a sugárzásátviteli folyamatokban feltételezés szerint egyenértékű a viselkedése a méreteloszlás teljes tartományával) megadása helyettesítheti. Az aeroszol részecskék fényextinkciója a nagyság mellett az aeroszolt felépítő anyagok törésmutatójának is függvénye. A törésmutató komplex szám, valós és képzetes részből tevődik össze. A valós rész az aeroszol szórásának, míg a képzetes rész az elnyelésének a mértékét adja meg. A szárazföldi háttér finom aeroszol legfontosabb összetevői az ammónium-szulfát illetve széntartalmú (főként szerves) komponensek (Mészáros és mtsai, 1997; Molnár és mtsai, 1999). A napsugárzás szórásáért elsősorban az ammónium-szulfát és a szerves

vegyületek felelősek, míg a fényabszorpció főleg a koromnak, ill. a legújabb feltételezések szerint a humuszszerű anyagoknak (Gelencsér és mtsai, 2003) tulajdonítható.

Az aeroszol részecskék hatására bekövetkező sugárzásgyengülés jellemzésére az extinkciós együttható használatos, melynek összetevőit, a szórási és abszorpciós együtthatót optikai műszerekkel közvetlenül lehet mérni. Az egyszeres szórási albedó (ω , melyet a szórás és a teljes extinkció hányadosaként definiálnak) megmutatja, hogy az aeroszol sugárzásgyengítésének mekkora hányada tulajdonítható a szórásnak. Az aeroszol közvetlen sugárzási hatása erősen függ az egyszeres szórási albedótól a látható tartományban. Például ha ω 0,9-ről 0,8-re változik, a közvetlen hatás előjele is megváltozhat a földfelszín albedójától és az aeroszol réteg magasságától függően (Hansen és mtsai, 1997).

A fénygyengítési hatékonyság, másik nevén a tömegextinkciós koefficiens, az extinkciós együttható és a tömegkoncentráció hányadosa. Az 2. ábra különböző aeroszol komponensek tömegextinkciós együtthatóját ábrázolja a méreteloszlás függvényében (Horvath, 1992).



2. ábra: Különböző összetételű aeroszol részecskék tömegextinkciós együtthatója a részecskeméret függvényében 550 nm hullámhosszon (Horvath, 1992)

Látható, hogy a 0,2 és 1 μm közötti tartomány optikailag a legaktívabb. Mivel az ammónium-szulfát részecskék általában ebben a tartományban fordulnak elő legnagyobb mennyiségben, nagyon fontos szerepet játszanak a sugárzásgyengítés szabályozásában. A tömegextinkciós együttható légköri megfigyelések alapján becsülhető, amelyhez a szórási (és abszorpciós) együttható és a nagyság szerint elkülönített aeroszol kémiai összetételének egyidejű mérése szükséges.

A tömegextinkciós együttható sokszoros regressziós analízissel számítható, ami a komponensek extinkciós együtthatóját és tömegkoncentrációját állítja függvénykapcsolatba. Ilyen vizsgálatokat legkorábban az Egyesült Államokban végeztek, és azt találták, hogy jó korreláció van a szórási együttható ($\sigma_{\text{szór}}$) és a szulfát ill. az összes szén („total carbon”: TC) koncentrációja között (White, 1990). White által számolt regressziós egyenlet a következő:

$$\sigma_{\text{szór}} = (7,1 \pm 0,5)M_{\text{szulfát}} + (4,7 \pm 0,5)M_{\text{TC}} - 3,0$$

ahol M a finom részecskék megfelelő komponensének tömegkoncentrációja gm^{-3} -ben kifejezve, míg a szórási együttható mértékegysége m^{-1} . A zárójelben lévő számok a koncentrációk előtt a tömegszórási együtthatót adják meg m^2g^{-1} egységben. White megfigyelései azt is mutatják, hogy az Egyesült Államok keleti partján a finom részecskék szórása a teljes extinkció 91 %-át teszi ki. Hasonló vizsgálatok során Charlson és mtsai (1992) kis relatív nedvességtartalomnál végzett szárazföldi mérések alapján a szulfát tömegszórási együtthatójának $5 \text{ m}^2\text{g}^{-1}$ körüli értéket állapítottak meg.

Belátható, hogy az extinkciós hatékonyság a törésmutató mellett függ a részecskék méretétől és a nagyságot befolyásoló relatív nedvességtől is. A kénsav és a nátrium-klorid esetén pl. a nedvességtartalom 0-ról 85 %-ra történő növekedése esetén az extinkciós együttható több, mint ötszörösére emelkedik, 85 %-ról 95 %-ra való változás esetén további kétszörösére. Az ammónium-szulfát méretnövekedése a nedvességtartalom 85 %-ról 95 %-ra történő változása során kiugró, több mint négyszeres (Horvath, 1992).

Az aeroszol éghajlati kényszerét modellek segítségével becsülhetjük, amelyekben a legtöbb esetben számos fontos paramétert (a bejövő napsugárzás, a légkör sugárzásátbocsátó képessége, a felhőborítottság, a felszíni albedó, az aeroszol által visszaszóró sugárzás) állandóként vesznek figyelembe, változó paraméterként az optikai

mélység és a vertikális eloszlást jellemző ún. skálamagasság¹ szerepel. A skálamagasság alkalmazása leegyszerűsíti a modellszámítást, azonban ez az egyszerűsítés az aeroszol éghajlati kényszerének becslésében nagy bizonytalanságokat okoz.

Az aeroszol közvetlen éghajlati hatásának kutatásához Charlson és mtsai (1991) munkája nagy lendületet adott. Az említett szerzők az antropogén szulfát részecskék rövidhullámú sugárzásmérlegre gyakorolt hatását tanulmányozták. Ebben az alapműnek számító cikkben a szerzők az aeroszol troposzférikus éghajlati kényszerét doboz modell segítségével becsülték (lásd 2. fejezet), amelyben a Langner és Rodhe (1991) által számolt globális kén-eloszlást használták. Ezzel az egyszerű megközelítéssel azt az eredményt kapták, hogy az antropogén szulfát aeroszol részecskék globális hűtő hatása $-1,1 \text{ Wm}^{-2}$, ami ellentétes előjellel majdnem fele akkora, mint az üvegházhatású gázok éghajlati kényszere ($+2,5 \text{ Wm}^{-2}$). Továbbá azt is megállapítják, hogy az antropogén hatások a kén-dioxid kibocsátás „hot spot” területein koncentrálódnak: Észak-Amerikában, Európában és Japánban, ill. Kínában. Az európai maximumot -4 Wm^{-2} körülnek találták, ami meghaladja az üvegház gázok melegítő hatását.

A doboz modelleken kívül megjelentek a kémiai transzportmodellek (angolul: Chemical Transport Model, rövid: CTM), melyek segítségével adott kémiai anyag háromdimenziós koncentráció-eloszlása határozható meg. A kémiai transzportmodellek olyan ún. általános cirkulációs modellek (angolul: General Circulation Model, rövid: GCM), amelyeket a kémiai folyamatokat is figyelembe véve a nyomanyagok térbeli és időbeli eloszlásának leírására dolgoznak ki. A GCM-eket – a sugárzásátviteli paramétereket is figyelembe véve – a légköri nyomgázok ill. aeroszol sugárzási kényszerének számításánál elterjedten alkalmazzák (pl. Boucher és Anderson, 1995; Haywood és mtsai, 1997). A szulfát aeroszol globális sugárzási kényszerének eredményeit az IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change², 2001) kiadvány foglalja össze. Különböző szerzők szerint a közvetlen éghajlati kényszer globális értéke a $-0,26$ – $-0,82 \text{ Wm}^{-2}$ tartományban található. A globális éghajlati kényszer értékek az aeroszol nagy térbeli és időbeli változékonysága miatt regionálisan nem reprezentatívak. Az aeroszol koncentráció a nagy szennyező források környékén a

¹ A skálamagasság az a magasság, amelyet valamely vizsgálandó komponens felszíni koncentrációjával megszorozva, az adott alkotó oszlopkoncentrációját kapjuk meg a teljes légkörre.

² Időszakosan üléselő nemzetközi szakmai bizottság, mely az éghajlatváltozást elemzi, és az ahhoz kapcsolódó legújabb tudományos eredményeket kiadványban rögzíti

legnagyobb. Továbbá az aeroszol extinkciós hatása nyáron a legerősebb, mert a beérkező sugárzás áramsűrűsége ebben az évszakban a legnagyobb, illetve az aeroszol képződésében kulcsszerepet játszó fotokémiai reakciók ekkor a legintenzívebbek. Langmann és mtsai (1998) szerint Európában nyáron – $3,6 \text{ Wm}^{-2}$ nagyságú éghajlati kényszerrel kell számolni szulfát részecskék esetén. Eredményeik szerint Magyarország területén a szulfát hűtő éghajlati hatása nyáron abszolút értékben nagyobb, mint – 4 Wm^{-2} .

Szárazföldi körülmények között az ammónium-szulfát mellett a finom aeroszol legfontosabb összetevői a széntartalmú anyagok. Az antropogén széntartalmú aeroszol legismertebb keletkezési formája a fosszilis tüzelőanyagok és a biomassza égetése. A széntartalmú aeroszol kibocsátása aeroszolként, vagy gáznemű formában illékony szerves anyagként történik, melyek a légkörben főleg oxidációs és fotokémiai folyamatok során alakulnak részecskékké (Penner, 1995). A biomassza égetésből származó részecskék által előidézett éghajlat változás tanulmányozása a 90-es években került az érdeklődés középpontjába. Bár ezek fő forrásai Afrikában, Közép- és Dél-Amerikában és Délnyugat-Ázsiában vannak, szerepük feltehetően Európában sem elhanyagolható. A biomassza égetés során keletkező aeroszol részecskék éghajlati hatását Penner és mtsai (1992) majd Penner (1995) vizsgálták, elemi szénből (koromból) illetve szerves anyagokból álló részecskéket feltételezve. A modellszámításokban Penner (1995) a korom tömegabszorpciós együtthatójának $10 \text{ m}^2\text{g}^{-1}$, míg tömegszórási együtthatójának $2 \text{ m}^2\text{g}^{-1}$ értéket alkalmazott. A szerves szén tömegszórási hatékonyságát $5 \text{ m}^2\text{g}^{-1}$ -nak, a korom és a szerves szén tartózkodási idejét 5 napnak feltételezte. Charlson egyszerű doboz modelljével számolva azt az eredményt kapta, hogy a szerves szén figyelembe vétele megduplázza a szulfát részecskék okozta hűlést. Továbbá Penner (1995) a visszavert napsugárzás változását a szerves szén és a korom kibocsátásának függvényében tanulmányozta. Ebben az esetben a szerves szén szórási hatékonyságát $8,5 \text{ m}^2\text{g}^{-1}$ -nak feltételezte. Az aeroszol kibocsátás korom/szerves szén aránya 0 és 0,2 között változott. Megállapította, hogy a szerves szén koncentrációjának növekedésével, nő a hűtő hatás is, illetve a nagyobb korom keverési arány kisebb hűtő hatáshoz vezet, hiszen a korom nagy abszorpciója a levegőréteg melegedését okozza.

Hobbs és mtsai (1997) repülőgépes megfigyeléseket végeztek azzal a céllal, hogy Brazíliában a biomassza égetésből származó füst részecskék optikai tulajdonságait közvetlenül tanulmányozzák. A Penner (1995) által alkalmazott értéknél kisebb

tömegszórási együtthatót kaptak (550 nm-nél $3 \text{ m}^2\text{g}^{-1}$ értéket), míg az abszorpciós hatékonyság a teljes széntartalomra nézve 0,6 és $0,8 \text{ m}^2\text{g}^{-1}$ között változott. Eredményeiket általánosítva a biomasza égetéséből származó aeroszol éghajlati kényszere globálisan $-0,3 \text{ Wm}^{-2}$, szemben Penner (1995) $-0,5 - -1 \text{ Wm}^{-2}$ -es tartományával.

A 90-es évek második felében a fosszilis tüzelőanyagokból származó szerves szén éghajlati hatása is a tudományos vizsgálat tárgya lett. Penner és mtsai (1998) valamint Grant és mtsai (1999) szerint a fosszilis tüzelőanyagok elégetéséből eredő szerves aeroszol az éves globális sugárzási kényszere $-0,04 - -0,24 \text{ Wm}^{-2}$ tartományba esik, feltételezve, hogy 1 m^2 alapterületű légoszlopban $0,7 \text{ mg}$ (fosszilis eredetű) szerves szén található (oszlopkoncentráció). A kényszer értéke az aeroszol keveredési állapotának függvényében változott. Ha a szerves szén a modellben a korommal külső keveréket³ képezett, és ha a relatív nedvesség hatását is figyelembe vették, a sugárzási kényszerre a legnagyobb hűtő hatás ($-0,24 \text{ Wm}^{-2}$) adódott. Az abszorpció kb. kétszeresére növekedett, ha a szerves szenet és a kormot belső keverékként modellezték. Cooke és mtsai (1999) a külsőleg kevert szerves szén sugárzási kényszerének számítását általános cirkulációs modellel végezték, és $0,34 \text{ mg m}^{-2}$ globális oszlopkoncentráció mellett $-0,02 \text{ Wm}^{-2}$ éghajlati hatást számoltak. Myhre és mtsai (2001), a relatív nedvességet is figyelembe véve, a fosszilis tüzelőanyagokból származó szerves szén éghajlati kényszerét $-0,09 \text{ Wm}^{-2}$ -nek becsülték. Hansen és mtsai (1998) háromdimenziós általános cirkulációs modell segítségével a fosszilis tüzelőanyagokból és biomasza forrásokból származó sugárzási kényszert $-0,41 \text{ Wm}^{-2}$ -nek becsülték. Liou és mtsai (1996) azt a következtetést vonták le, hogy az aeroszol teljes szerves széntartalmának 38 %-a fosszilis tüzelőanyagokból származik. Eszerint a fosszilis tüzelőanyagok elégetéséből származó szerves szén sugárzási kényszere kb. $-0,16 \text{ Wm}^{-2}$.

A sugárzási kényszer meghatározásakor a felhővel való borítottság mértéke különösen fontos paraméter. A közvetlen éghajlati kényszer becslését általában felhőmentes időszakra végzik, mivel az aeroszol részecskék sugárzásgyengítése ekkor jelentős. Azonban nem elhanyagolható a felhőtakaró alatti aeroszol hozzájárulása a közvetlen sugárzási kényszerhez felhős időszak esetén sem. Az irodalomban számos becslés látott napvilágot a szulfát aeroszol felhőtakaró alatti közvetlen sugárzási

³ Az aeroszol külső keveréket alkot, ha az egyes komponensei különböző részecskékben találhatók meg, míg belső keverékről akkor beszélünk, ha egy részecskét több alkotó épít fel.

hatására, melyet a tiszta égboltnál számított kényszer százalék értékében adnak meg: 4 % (Haywood és mtsai, 1997), 11 % (Haywood és Ramaswamy, 1998), 22 % (Boucher és Anderson, 1995), 27 % (Myhre és mtsai, 1998b). Lényegesen jelentősebb hatása lehet a korom okozta elnyelésnek felhős égbolt esetén, Haywood és Ramaswamy (1998) szerint elérheti a tiszta égboltnál tapasztalható kényszer 60 %-át. Haywood és mtsai (1997) a légkörbe a Napból érkező látható hullámhossz tartomány mellett a Föld felszíne által kibocsátott hosszuhullámú sugárzás aeroszol által okozott kényszerét is megbecsülték. Becslésük szerint a globális hosszuhullámú sugárzási kényszer kisebb, mint $+ 0,01 \text{ Wm}^{-2}$, tehát jelentéktelen a rövidhullámú kényszer negatív értékéhez képest.

A közvetlen éghajlati kényszer térbeli eloszlásának jellege a tanulmányokban különböző: legnagyobb az értéke az északi félgömb ipari régióiban, míg az északi és déli félgömb közepes szélességein a becsült értékek aránya (északi/déli) 2,0-tól (Graf és mtsai, 1997) 6,9-ig (Myhre és mtsai, 1998b) változik. Az éves közepes szárazföldi és óceáni arány 1,3 (Kiehl és mtsai, 2000) és 3,4 (Boucher és Anderson, 1995) között ingadozik. A közvetlen sugárzási kényszer az északi félgömbön nyáron a legnagyobb, amikor a besugárzás a legerősebb. A nyári és téli sugárzási kényszer aránya a becslések szerint <2 -től (van Dorland és mtsai, 1997) >5 -ig (Grant és mtsai, 1999) változik, 3,3 középpértékkel.

1.2.2 Az aeroszol közvetett sugárzási hatása

Az aeroszol közvetett éghajlati kényszere azoknak a folyamatoknak az összessége, amelyek során az aeroszol a Föld-légkör rendszer sugárzási mérlegét befolyásolja, megváltoztatva a felhők albedóját és mennyiségét. Ugyanis a felhőkondenzációs magvak (angolul: Cloud Condensation Nuclei, rövid: CCN) számkoncentrációjának növekedésével (állandó víztartalmat feltételezve a felhőben) a felhőcseppek számkoncentrációja növekszik, és a felhőcseppek átlagos mérete csökken (Twomey, 1974). A felhőcsepp méretcsökkenésének két következménye van: a kisebb cseppekből álló felhők több napsugárzást vernek vissza; ez az első közvetett hatás, melyet „albedó” (vagy Twomey-) hatásnak is hívnak. Ezenkívül, a felhőcsepp méretének csökkenése befolyásolja a felhők csapadékképződési hatékonyságát is. Kisebb cseppekből álló felhőben a csapadék kialakulásának valószínűsége csökken, ami

azt eredményezi, hogy a felhő élettartama nő. Ezt nevezzük második közvetett hatásnak vagy „élettartam” hatásnak.

Az aeroszol részecskék részvétele a vízgőz kondenzációjában (felhő kondenzáció) azok méretétől és vízzel való kölcsönhatásától függ. Az aeroszol részecskék lehetnek hidrofóbok (azaz nem aktiválódnak a felhőkben); vagy vízben oldhatatlanok, de rendelkeznek hidrofil helyekkel, melyek lehetővé teszik a részecskék nedvesedését és aktiválódását nagy túltelítettség mellett; vagy tartalmazhatnak valamilyen vízdoldható vegyületet, és alacsonyabb túltelítettségen fognak aktiválódni. Csak azok a részecskék jelentősek a közvetett kényszerben, amelyek tartalmaznak vízdoldható anyagokat. A szulfát, a nátrium-klorid és más vízdoldható sók gyakoriak a légköri aeroszolban és a felhőkondenzációs magvakban.

A szerves alkotók vízdoldható hányada az aeroszolban nagyon nagy lehet, és ezek esetleg fontos forrásai a felhőkondenzációs magvaknak, legalábbis bizonyos körülmények között (Novakov és Penner, 1993). Leitch és mtsai (1996) vizsgálatai alapján biomassza égetésből származó részecskék elsődlegesen szerves anyagokból állnak, és felhőkondenzációs magvakat alkothatnak, aktivitásuk azonban eredhet a hozzájuk kapcsolódó szerves komponensektől is. A terpének oxidációs termékei, illetve az illékony szerves savak (hangyasav, ecetsav, oxálsav) is hozzájárulhatnak a felhőkondenzációs magvak keletkezéséhez azokon a területeken, amelyek növényzettel borítottak, ill. ahol biomassza égetés folyik (Yu, 2000).

A felhőcseppek és az aeroszol részecskék koncentrációi közötti összefüggés vizsgálatára két általános módszert használnak. Az egyszerűbb megközelítésben empirikus összefüggéseket alkalmaznak, amelyek valamely aeroszol mennyiséget közvetlenül a felhőcseppek számával (angolul: Cloud Droplet Number Concentration, rövid.: CDNC) kötik össze. Jones és mtsai (1994) a CDNC és egy bizonyos méret feletti aeroszol számkoncentrációja közötti összefüggést használták. Ez a módszer megfelelő a stratus felhőkben bekövetkező kondenzációs folyamatok leírására, de bizonytalan a cumulus felhőknél a kis részecskék aktiválódása miatt. Boucher és Lohmann (1995) a CDNC és CCN megfigyeléseket az aeroszol részecskékben található szulfát mennyiségének függvényében vizsgálta abból a célból, hogy összefüggést állapítson meg a CDNC és a szulfát részecske koncentrációja között. A megközelítés előnye, hogy megkerüli azokat a feltételezéseket, melyek a szulfát tömegeből az aeroszol számkoncentrációjának meghatározásához szükségesek.

A másik módszer, mely a CDNC és az aeroszol koncentráció változásait kapcsolja össze, a felhőcsepp képződési folyamat előrejelzésén alapul (IPCC, 2001). Ez a megközelítés a részecskék CCN aktivitásának, továbbá a felhő dinamikai és termodinamikai tulajdonságainak figyelembe vételét igényli. Jelenleg azonban e megközelítés alkalmazásakor a CCN koncentráció leírásához szükséges aeroszol tulajdonságok némelyikét becsléssel kell meghatározni.

Az aeroszol felhőkre gyakorolt közvetett hatását nemcsak a cseppkoncentráció változása határozza meg, mivel az függ a felhő víztartalmának változásától, az egyes felhők élettartamától és a felhőzet geográfiai kiterjedésétől is. Sajnos a felhő kiterjedésének változásait, melyeket a felhőcsepp koncentráció változása vált ki, nehéz számszerűen megadni. Felhőtípustól függően, a visszacsatolások jelentősen csökkenthetik vagy növelhetik a cseppkoncentráció hatására bekövetkező felhőalbedó változásokat. Az aeroszol által befolyásolt mechanizmus a következő: az aeroszol részecskék nagyobb számú aktivációja esetén kisebb cseppek keletkeznek ugyanakkora hőmérsékleten. Így csökken azoknak a cseppeknek a száma, melyek elég nagyra nőnek ahhoz, hogy az összeütközési-koaleszcenciás folyamatot elindítsák, és emiatt a csapadékképződés esélye kisebb lesz. Liou és Cheng (1989) becsülte meg először ennek a folyamatnak a lehetséges globális jelentőségét. Végül fontos megemlíteni, hogy az antropogén aeroszol hatása a csapadék változására mind a természetes, mind az antropogén aeroszol részecskék méreteloszlásától is függ.

Az aeroszol közvetett éghajlati hatását több megfigyelés is alátámasztja. Jelentős kén-dioxid kibocsátási helyek környékén végzett műholdas vizsgálatok azt mutatták, hogy a szennyezett területek felhőinek átlagosan nagyobb a fényvisszaverő képességük, mint a háttér levegőszennyezettségű régiók felhőinek (Kuang és Yung, 2000). Han és mtsai (1998) azt találták, hogy az alacsony szintű felhőkben a felhőcsepp koncentráció jelentősen nő a tengeri felhőktől a szárazföldi felhőkig, valamint a trópusi területeken, ahol a biomassa égetés elterjedt, szintén nagy a felhők cseppkoncentrációja.

Különböző számítások alapján a szulfát aeroszol okozta első közvetett hatás globálisan a $0,3-1,8 \text{ Wm}^{-2}$ tartományba tehető (Chuang és mtsai, 1994, 2000; Jones és mtsai, 1994; Boucher és Lohmann, 1995). Az északi és déli féltekén tapasztalható éghajlati kényszer aránya 1,4 és 4 között változik a modellektől függően.

A második közvetett hatást két független modell szimulációval határozzák meg, az egyik az iparosodás előtti, a másik a jelenlegi aeroszollal számol. A két szimuláció közötti sugárzási kényszer különbséget használják a második és a kombinált (1. és 2.

együttesen) indirekt hatás helyettesítésére. A második közvetett hatást Jones és mtsai (1999) a $-0,53 - -2,29 \text{ Wm}^{-2}$, és Rotstajn (1999) a $-0,4 - -1 \text{ Wm}^{-2}$ tartományba becsülték. Az említett kutatók számításai szerint a teljes közvetett hatás $-1,18 - -2,1 \text{ Wm}^{-2}$.

A széntartalmú aeroszol részecskék esetében Penner és mtsai (1996) $-2,5$ és $-4,5 \text{ Wm}^{-2}$ közötti indirekt kényszert állapítottak meg, ami valószínűleg felülbecsüli a tényleges értéket. Chuang és mtsai (2000) a széntartalmú aeroszol első közvetett hatását $-1,51 \text{ Wm}^{-2}$ -re becsülte. Ezen belül $-0,52 \text{ Wm}^{-2}$ a fosszilis tüzelőanyagokból, míg $-1,16 \text{ Wm}^{-2}$ a biomassza égetésből származó aeroszol éghajlati kényszere. Ez a becslés a felhőcseppekben a korom abszorpciójából származó kényszert is tartalmazza.

Lohmann és mtsai (2000) a szulfát és a széntartalmú aeroszol sugárzási hatásának ($-1,5 \text{ Wm}^{-2}$ külső és $-1,1 \text{ Wm}^{-2}$ belső keveréknél) egyidejű vizsgálata során arra a következtetésre jutottak, hogy az összehasonlítható külön a szulfát és a szerves aeroszolra kiszámolt sugárzási hatás összegével. Chuang és mtsai (2000) hasonló eredményre jutottak, a teljes közvetett kényszert $-1,85 \text{ Wm}^{-2}$ -re becsülték. Valójában a legtöbb közvetett hatást számoló GCM vizsgálat a szulfátot az aeroszol teljes antropogén frakciójának helyettesítőjeként használja (Boucher és Lohmann, 1995; Lohmann és Feichter, 1997). Ebben az esetben a számolt kényszer magában foglalja azoknak az aeroszoltípusoknak hatását is, melyeknek a szulfáthoz hasonló a térbeli eloszlása, mint pl. a nitrát, vagy a fosszilis tüzelőanyag kibocsátásból származó széntartalmú aeroszol.

1.3 Az üvegházhatás

Az éghajlati rendszerünk tipikus globális energiamérlege azt mutatja, hogy a beérkező napsugárzásnak kb. fele a föld felszínén nyelődik el. Másrészt a Föld felszíne hosszuhullámú (infravörös) sugárzást bocsát ki, melyet a légkör egyes alkotói elnyelnek, majd a bolygóközi tér, illetve a felszín felé kisugározzák. A felszín felé kibocsátott sugárzás melegíti az alsó légkört. Ezt a jelenséget hívjuk közismerten üvegházhatásnak. A legfontosabb üvegházhatású komponensek légköri gázok, így a szén-dioxid, metán, dinitrogén-oxid és nem utolsósorban a vízgőz. Ugyanakkor a felhők és az aeroszol részecskék is elnyelik és kibocsátják az infravörös sugárzást, de ez elhanyagolható mértékű hűtő hatásukhoz képest. A légköri gázok közül a domináns üvegházhatású gáz a vízgőz. Ha a víz egyetlen üvegházhatású gázként lenne jelen,

akkor a közepes szélességeken felhőmentes légkörben az üvegházhatás kb. 60-70 %-a lenne a jelenleginek, míg csak szén-dioxid esetén a megfelelő érték 25 % lenne (IPCC, 1990). Figyelembe kell venni, hogy az elnyelési spektrumok átfedése miatt ezek a százaléértékek nem additívak.

A különböző üvegházhatású gázok bizonyos kulcsparaméterei befolyásolják éghajlati rendszert módosító képességüket. Az üvegházhatás szempontjából legfontosabb tényezők az infravörös abszorpció erőssége és az elnyelés hullámhossza. Az éghajlati kényszert befolyásolja a gáz légköri mennyisége, illetve az abszorpciós sávjai, valamint az, hogy a légkörben jelen lévő egyéb gázok elnyelési sávjai között van-e átfedés, és ha igen, milyen mértékű. A gázok mennyisége és eloszlása nemcsak a kibocsátástól függ, hanem a légköri tartózkodási idejüktől is. Adott gáz légköri koncentrációja meghatározza, hogy a koncentráció további növekedése milyen mértékű üvegházhatást hoz létre. A halogénezett szénhidrogének legtöbbször a természetes légköri szintje gyakorlatilag nulla. Az emberi tevékenység folytán a légkörbe került CFC-k (klórozott-fluorozott szénhidrogének) éghajlati kényszere lineáris a koncentrációjukkal. A metán és a dinitrogén-oxid természetes eredettel is jelen vannak a légkörben, esetükben a kényszerük hozzávetőleg koncentrációjuk négyzetgyökével arányos. Ugyanakkor jelentős átfedés van a metán és a dinitrogén-oxid abszorpciós sávjai között, amit a számításoknál figyelembe kell venni. A szén-dioxid elnyelési spektruma annyira lefedett, hogy további szén-dioxid molekulák sokkal kevésbé hatékonyak; a kényszer logaritmikus függvénye a koncentrációnak. Ezek a hatások visszatükröződnek a sugárzási kényszer számításához használt empirikus képletekben (lásd 3. fejezet).

A hosszú légköri tartózkodási idejű gázok viszonylag homogén eloszlásban vannak jelen a troposzférában. Ezeknek a hosszúhullámú sugárzásra gyakorolt hatása könnyebben meghatározható, és az emberi tevékenységből származó üvegházhatás döntő része hozzájuk kapcsolható. Kutatómunkám során az üvegházhatás antropogén hozzájárulását vizsgáltam, melynek nagy részét három, a természetben eredendően is előforduló gáz okozza: a szén-dioxid, a metán és a dinitrogén-oxid. Shine és Forster (1999) szerint az említett gázok sugárzási kényszere és százalékos hozzájárulása az emberi tevékenység miatt fellépő üvegházhatáshoz (csak a hosszú légköri tartózkodási idejű gázokat figyelembe véve) a következő:

szén-dioxid	: 1,45 Wm ⁻² (60 %)
metán	: 0,48 Wm ⁻² (20 %)
dinitrogén-oxid	: 0,14 Wm ⁻² (6 %).

Az üvegházhatású gázok éghajlati kényszerének becslése szűk határok között mozog. Az IPCC (1996) becslése szerint a szén-dioxid éghajlati kényszere $1,56 \text{ Wm}^{-2}$, míg a legújabb IPCC kiadvány (2001) alapján $1,46 \text{ Wm}^{-2}$ a megfelelő érték. Metán esetén más modellekkel 10 %-kal (Myhre és mtsai, 1998a) sőt 20 %-kal (Jain és mtsai, 2000) nagyobb éghajlati kényszer értéket is kaptak. Bizonyos ingadozás megfigyelhető a dinitrogén-oxid hatásának becslésénél is: $0,12$ (Jain és mtsai, 2000) és $0,15 \text{ Wm}^{-2}$ (IPCC, 2001) közötti értékek találhatók a forrásmunkákban, amely eltérés elsősorban a figyelembe vett ipari forradalom előtti és jelenlegi koncentrációszintek különbözőségéből adódik.

Az üvegházhatású gázok éghajlati kényszerét az aeroszol részecskéivel egyidejűleg figyelembe vevő számításokat Kiehl és Briegleb (1993) illetve Taylor és Penner (1994) végezték. A várakozásoknak megfelelően az üvegházhatás térbeli eloszlása sokkal homogénebb az aeroszol éghajlati kényszerénél. A térbeli változatosság a felszíni hőmérséklet, a vízgőz és a felhőborítottság változásából adódik (Kiehl és Rodhe, 1995). Végül megemlíthető, hogy Taylor és Penner (1994) 10 évre vonatkozó számításai szerint az északi félgömb nagy népsűrűségű területein az aeroszol részecskék és üvegházhatású gázok eredő hatása hűtő. Ezzel szemben a déli félgömb túlnyomó részén pozitív az eredő kényszer.

2. Kísérleti rész

2.1 Aeroszol mintavétel és optikai adatgyűjtés

Az aeroszol mintákat 1998-2003 időszakban az Országos Meteorológiai Szolgálat k-pusztai háttér levegőszennyezettség-mérő állomásán gyűjtöttük. K-puszta (3. ábra) Magyarországon az Alföldön található, Budapeستől délkeletre 70, Kecskeméttől északnyugatra 15 km-re, 130 m tengerszint feletti magasságban (46° 58' É, 19° 33' K).



3. ábra: K-puszta elhelyezkedése Magyarországon

Az állomás egy elegyes erdő tisztásán helyezkedik el, közvetlen szennyező forrás nincs a közelében, így a levegőben található gáznemű és szilárd anyagok regionális háttér koncentrációinak mérésére alkalmas. Az Országos Meteorológiai Szolgálat az 1970-es évek vége óta végez itt méréseket. Az állomás tagja a Meteorológiai Világszervezetnek („Global Atmosphere Watch”), valamint az Európai Gazdasági Bizottság „Cooperative Programme for Monitoring and Evaluation of the

Long-range Transmission of Air Pollutants in Europe (EMEP)” elnevezésű megfigyelő hálózatának.

A mintavétel a talajközeli hatások elkerülése érdekében egy 10 m magas bevezető csövön keresztül történik. A $<1 \mu\text{m}$ (optikailag leginkább aktív) aeroszol részecskék elkülönítése kaszkádimpaktorokkal történt. A kaszkádimpaktor olyan mintavevő készülék, mely a levegőben található aeroszol részecskéket méret szerint osztályozza. Az impaktorba beszívott levegő réseken áramlik át, és az aeroszol részecskék aerodinamikai átmérőjük szerint, tehetetlenségük folytán, a rések mögött található tányérokra kiülepednek. A levegő útjában fokozatosan csökkenő átmérőjű rések helyezkednek el, így az egymást követő tányérokra egyre kisebb részecskék foghatók fel.

Mivelhogy az aeroszol sugárzásgyengítése nappal nyilvánul meg, ezért a mintavétel napkeltétől napnyugtáig zajlott. Méréseink folyamán a kémiai és az optikai sajátságok egyidejű vizsgálatára volt szükség, ezen oknál fogva két, egyazon levegő-bevezetőcsőre kötött háromfokozatú impaktort alkalmaztunk: az egyik az $1 \mu\text{m}$ -nél kisebb finom aeroszol részecskéket a légáramlás útjába, az impaktor mögé helyezett (backup) kvarc szűrőn gyűjtötte kémiai elemzés céljára, a másik az $1 \mu\text{m}$ -nél kisebb finom részecskéket tartalmazó levegőáramot vezette az optikai készülékekre. A nedvesség következtében fellépő részecske növekedés hatásának elkerülése érdekében a levegő melegítve (kis relatív nedvességen) jut be az optikai műszerekbe. A sugárzásgyengítés kimutatására két készülék áll rendelkezésre. A szórási együtthatót nefelométerrel, az elnyelési együtthatót abszorpciós fotométerrel (PSAP-Particle Soot Absorption Photometer) mértem. Az alkalmazott nefelométer (típusa: M903) általános környezeti monitorozást tesz lehetővé azáltal, hogy az aeroszol részecskék fényszórási együtthatóját kb. 180° -os (7° – 174°) szögterületben méri 545 nm -es hullámhosszon. Nyomás és hőmérséklet szenzorok segítségével korigálja a levegő Rayleigh szórásának (σ_{sp}) változásait. Nyomon követi és rögzíti a relatív nedvességet. A készülék optikai és elektromos háttérzaja alacsony, méréstartománya a levegő Rayleigh szórásának kevesebb, mint 10% -ától ($\sigma_{\text{sp}} < 0,001 \text{ km}^{-1}$) a $\sigma_{\text{sp}} = 1 \text{ km}^{-1}$ -ig terjed. A műszer elektronikája számítógép vezérelt, az adatokat tárolja, azok bármikor elérhetők. A PSAP két kvarc szűrő segítségével a fénytávítást gyengülésének mértékét méri 565 nm hullámhosszon. A levegő minta először az elsődleges szűrőn áramlik keresztül, amely eltávolítja az aeroszol részecskéket, majd a „tisztá” levegőáram a referencia szűrőn

halad át. A kiülepedett részecskék fényelnyelési együtthatóját a szűrő sugárzásátvitel változásával a Beer-törvény hozza összefüggésbe. Az elnyelési együttható számolása egy adott térfogatú levegő minta esetén a szűrő transzmittanciájának változásán alapul. Mindkét optikai készülék (nefelométer, PSAP) programja 1 perces átlagokat készít, és számítógép rögzíti az adatokat.

2.2 Aeroszol minták kémiai analízise

A minták analízise két lépcsőben történt. A szerves ionok elemzéséhez kapilláris elektroforézist, az összes széntartalom meghatározásához katalitikus égetési eljárást alkalmaztam. A szerves ionok (ammónium-, kálium-, kalcium-, nátrium-, magnézium-, klorid-, szulfát-, nitrátion) analíziséhez a szűrőkből kivágott darabot 1 ml nagytisztaságú desztillált vízben áztatva, fél óráig rázattam ultrahangos extraktorban. A kapott vizes oldatokat 0,22 µm pórusméretű membránszűrőn szűrtem át a kapilláris elszennyeződésének elkerülése érdekében. A széntartalom meghatározása a TOC műszer szilárd anyagot közvetlenül mérő üzemmódjában történt, így a kivágott szűrődarabok előkezelésére nem volt szükség.

2.2.1 Kapilláris elektroforézis

Az elektroforézis ionok elektromos erőterben történő elválasztása az ionok különböző mozgékonyasága alapján. A kapilláris elektroforézis esetében az elválasztás általában 25-100 µm belső átmérőjű, kvarcból készült kapilláris csőben történik. Legegyszerűbb változata a zóna kapilláris elektroforézis, ahol az ionok szabadon mozognak a puffertöltött elektrolitban, miközben térben egymástól elkülönülő zónákba tömörülnek. Az egyes zónák a detektálás során válnak számunkra láthatóvá. Leggyakrabban alkalmazott módszer az UV-látható tartományban történő fotometriás detektálás, amely a kapillárisban közvetlenül megvalósítható (Grossman és Colburn, 1992; Heiger, 1992).

A minták szerves ion komponenseinek analízisét Waters Quanta 4000 kapilláris elektroforézis készülékkel végeztem. A poliimid védőréteggel bevont kvarc kapilláris az alábbi méretekkel jellemezhető: belső átmérő: 75 µm, külső átmérő: 360 µm, teljes hossz: 58 cm, effektív hossz (a kapilláris hossza a detektorig): 50 cm. A

kapilláris mérések előtti kondicionálása anionok esetén 0,5 M nátrium-hidroxiddal, kationok esetén 0,1 M sósavval, majd az alkalmazott pufferrel történt. A készülék anionok (klorid, szulfát, nitrát) és kationok (ammónium, kálium, kalcium, nátrium, magnézium) minőségi és mennyiségi analizésére kiválóan alkalmas. Az analitikai mérőgörbét 1 g/l-es törzsoldatokból hígított 1, 2, 5, 16 ppm-es oldatokkal vettem fel. A detektálás UV tartományban közvetett módon zajlott, az anionok mérése esetén 254 nm-en, kationoknál 185 nm-en.

2.2.2 Széntartalom mérés

A széntartalom meghatározásához a mintákat EGA (Evolved Gas Analysis) módszerrel mértem. Az elemzés során használt készülék a Zellweger Analytics TOC 2100, mely a mintában található szénvegyületeket a beállított hőmérsékleten réz(I)-oxid katalizátor segítségével szén-dioxiddá oxidálja, és a keletkező szén-dioxidot egy NDIR (nem-diszperzív infravörös) detektorral méri. A katalizátor működésének optimális hőmérséklete 680°C, ezért a mérések során a kemence hőmérséklete erre a hőfokra van beállítva. Az oxidáció oxigénatmoszférában történik. A mintában jelenlevő szén mennyiségére az égetés során keletkezett szén-dioxid mennyiségéből lehet következtetni.

A kalibráció kálium-hidrogén-ftalát vizes oldatával történt. Szénre nézve 1g/l-es oldatot készítettem, és ebből az oldatból ismert térfogatú részt (10µl -90µl) injektáltam a készülék csónakjába. A termogramok értékelése során a LabCalc nevű programot is igénybe vettem.

2.3 Az üvegházhatású gázok mintavétele

Munkám során a három legjelentősebb (hosszú légköri tartózkodási idejű) üvegházhatású gáz éghajlati hatásának becslését végeztem. A szén-dioxid és a metán üvegházhatását magyarországi és NOAA CMDL (National Oceanic and Atmospheric Administration, Climate Monitoring and Diagnostics Laboratory, Boulder, Colorado, USA) koncentráció mérések alapján számoltam, míg a dinitrogén-oxid esetében kizárólag NOAA CMDL által a világ egyéb területein mért átlagértékekre támaszkodhattam. Ez a számításaimnál elhanyagolható hibát okoz, ugyanis a

dinitrogén-oxid koncentráció kis térbeli változékonysága csekély mértékben befolyásolja a számított éghajlati kényszert. Hazánkban a légköri nyomgázok koncentrációját az Országos Meteorológiai Szolgálat méri. A szén-dioxid légköri keverési arányát Hegyhátsálon és K-pusztán is mérik. A vertikális koncentrációprofil folyamatos meghatározása a hegyhátsáli TV-toronyban négy különböző magasságban zajlik. Hegyhátsál Nyugat-Magyarországon (46° 57' N, 16° 39' E, tengerszint feletti magasság: 248 m) mezőgazdasági és erdős területekkel határolva egy kis falu közelében fekszik, háttér levegőszennyezettsgű mintavételi helynek tekinthető. A négy különböző magassági szinten elhelyezett, állandóan szellőztetett mintavevő csövek Li-Cor 6251 infravörös CO₂ elemző készülékhez csatlakoznak számítógépes irányítás mellett. Az eszköz kalibrálása rendszeresen a NOAA CMDL-től kapott négy CO₂-levegő standarddal történik. (A mérőrendszer részletesebb leírását lásd Haszpra és mtsai, 2001). Az Országos Meteorológia Szolgálat K-pusztán egy Siemens Ultramat 3 CO₂ analízáló berendezést üzemeltet 1981 óta. A mintavétel 10 m magasságból történik. 1993 előtt a készüléket a Scripp Institution for Oceanography (USA) által használt CO₂-nitrogén standarddal kalibrálták, 1993 óta négy CO₂-levegő NOAA standarddal (a mérésről lásd még Haszpra, 1999a). A szén-dioxid koncentráció jellemzéséhez csak a kora délutáni órákban (12-16 óra) mért keverési arányokat vettem figyelembe, amikor a légkör vertikális keveredése a legintenzívebb (Haszpra, 1999b).

A légköri metán koncentrációt Magyarországon Hegyhátsálon mérik. A mintavétel üvegpalackos rendszerrel kétféleképpen történhet: vagy előre vákuumozott palackokkal, vagy a levegőmintát a légkörinél nagyobb nyomáson juttatják a mintavevő edénybe. Ezt követően a mintákat a NOAA CMDL laboratóriumában (Boulder, Colorado) elemzik GC-FID (gázkromatográf- lángionizációs detektor) módszerrel. A dinitrogén-oxid koncentrációjának mérését a NOAA hálózat több állomásán mérik a világon, az adatok a NOAA CMDL honlapján megtalálhatók. A metán mintavételéhez hasonlóan üvegpalackban gyűjtik a mintát, melyet nyomás alatt vesznek (280-300 kPa), továbbá kémiai vízgőz csapdát alkalmaznak az infravörös detektálás zavaró tényezőjének kiküszöbölésére. A koncentráció meghatározására általában HP5890 gázkromatográfot alkalmaznak (lásd még <http://www.cmdl.noaa.gov/index.html>).

3. Modellszámítás

Az aeroszol részecskék és az üvegházhatású gázok éghajlati kényszerének becslését modellszámítás segítségével végeztem. Az alkalmazott doboz modell vizsgálati területe a Magyarország feletti troposzférikus légtömeg, amelyet feltételezésem szerint jól reprezentálnak a K-pusztára vonatkoztatott mérési adatok (aeroszol kémiai és optikai jellemzői, műholdas paraméterek). Ez a modell a rendszer bonyolultságának csökkentése végett néhány egyszerűsítő feltételezéssel él: egyensúlyi állapotból indul ki, ami azt jelenti, hogy a vizsgált komponensek nettó horizontális transzportja nulla, azaz az alkotók koncentrációja a vizsgált dobozba beérkező és onnan kimenő levegőben azonos. Feltételeztem továbbá, hogy a vizsgálati térfogatban a légtömeg jól kevert. Bár ez a modell nem alkalmas a kényszert szabályozó változók közötti összefüggések jellemzésére, első közelítésként mégis jól használható a regionális éghajlati kényszer becslésére.

3.1 Az aeroszol részecskék közvetlen éghajlati hatásának becslése

A finom aeroszol részecskék közvetlen éghajlati hatásának becsléséhez Charlson és mtsai (1991) doboz modelljét alkalmaztam. Ez a modell akkor használható, ha a sugárzási kényszer egyenesen arányos az aeroszol terheléssel, amely kitétel akkor igaz, ha a levegőrétegben a sugárzásgyengítési folyamatok közül az egyszeres szórás dominál, továbbá ha ez utóbbi paraméter az aeroszol légköri eloszlásától függetlennek tekinthető (Schwartz, 1996). Az aeroszol részecskék közvetlen éghajlati hatása a napsugárzás szórása és elnyelése miatt kétirányú: a szórás révén hűtő, az elnyelés következtében melegítő hatást fejtenek ki a légkörre.

A regionális közvetlen szórási kényszer számításához a Charlson által javasolt egyenletet adaptáltam. Az általam használt összefüggés az eredetitől annyiban tér el, hogy a paraméterek globális átlagértékei helyett – amennyiben azok rendelkezésre álltak – regionális mérési értékeket használtam. A Charlson formula:

$$\Delta F_i^s = - F_0' T_a^2 (1-A_c) (1-R_s)^2 \beta \tau_i^s \quad (1)$$

ahol: ΔF_i^s a légoszlopba érkező napsugárzás energiájának megváltozása (éghajlati kényszer) az aeroszolbeli „i” komponens szórásának következtében (a negatív előjel a hűtő hatásra utal);

F_0' az atmoszféra tetejére érkező sugárzási energia áramsűrűsége (Wm^{-2});

T_a a légkörnek az aeroszol réteg feletti átbecsátóképessége;

A_c a földfelszín felhőkkel borított hányada. A képletben az $(1 - A_c)$ tényező szerepel, ami arra utal, hogy az aeroszol hatása felhőmentes időszakban érvényesül;

R_s a földfelszín albedója. Az $(1 - R_s)^2$ faktor figyelembe veszi a felszín és az aeroszol réteg közötti sokszoros visszaverődést;

β az aeroszol által visszazórt sugárzás hányada.

τ_i^s az aeroszol i komponensének szórás optikai mélysége. Tovább bontva:

$$\tau_i^s = \alpha_i^s m_i', \text{ ahol } \alpha_i^s = \alpha_i^{s,RH} \times f(RH) \text{ és } m_i' = m_i H \quad (1 \text{ a,b,c})$$

ahol m_i' az „ i ” aeroszolbeli komponens oszlopkoncentrációja, míg α_i^s a tömegszórás együttható. Mivel a tömegszórás együttható erősen függ a környező relatív nedvességtől, ezért azt a gyakorlatban egy meghatározott alacsony relatív nedvességnél (ami általában 30 %-os) szokták meghatározni, és ezt $\alpha_i^{s,RH}$ -val jelölik. A tényleges tömegszórás együttható úgy kapható, hogy ezt az értéket megszorozzuk a vizsgált ill. az alacsony relatív nedvességnél mért szórás keresztmetszet hányadosával [$f(RH)$]. Az adott aeroszol összetevő oszlopkoncentrációja a felszíni tömegkoncentráció (m_i) és a megfelelő skálamagasság (jele: H) szorzataként definiálható.

Az aeroszol közvetlen éghajlati hatása a Haywood és Shine (1995) által kidolgozott összefüggéssel számolható:

$$\Delta F_i = - F_0' T_a^2 (1-A_c) \omega \beta \tau_i [(1-R_s)^2 - 2R_s/\beta (\omega^{-1}-1)] \quad (2)$$

ahol τ_i az aeroszol i komponensének extinkciós (szórás és elnyelési) optikai mélysége, ω az egyszeres szórás albedó, a többi paraméter megegyezik a korábban használtakkal. Továbbá $\tau_i = \alpha_i m_i'$ ahol α_i az i komponens tömegextinkciós együtthatója. A (2) annyiban tér el az (1) egyenlettől, hogy nemcsak a szórás, hanem az elnyelési sugárzási kényszer is figyelembe veszi. A fényelnyelésben a széntartalmú aeroszol alkotók játszanak szerepet, ezért azok esetében az éghajlati hatást mindkét összefüggéssel kiszámoltam, majd a különbségükből következtettem az elnyelési sugárzási kényszer nagyságára.

3.2 Az aeroszol részecskék közvetett éghajlati hatásának becslése

A közvetett éghajlati kényszer előzetes becsléséhez a szulfát koncentráció és a felhőcsepp számkoncentráció közötti empirikus összefüggést használtam. Az alkalmazott számítás az északi féltekére érvényes, mivel az empirikus összefüggés kidolgozásához ennek az adatait vették figyelembe. Továbbá, ezzel a számítási módszerrel a közvetett sugárzási kényszer számítását általában óceáni felhőkre végzik (IPCC, 2001), azonban más doboz modellt alkalmazó megközelítés híján szárazföldi felhők esetén is használják (Chuang et al., 1994), bár megbízhatósága rendkívül kicsi. Ez utóbbi állítás a GCM-ekre (General Circulation Model) is igaz, amint azok számszerűsíteni próbálják a bizonyítottan létező közvetett éghajlati hatást. Ismerve ennek a számításnak a korlátozott alkalmazhatóságát, legelső közelítésben az első közvetett kényszer a következő összefüggéssel becsülhető:

$$\Delta F = -F_0' T_a^2 A_c \Delta A_p \quad (3)$$

ahol F_0' , T_a és A_c a már korábban előfordult paramétereknek felelnek meg, míg ΔA_p a planetáris albedó megváltozása a felhőcsepp számkoncentráció (CDNC) növekedésének hatására. A felhőréteg és a felszín közötti többszörös visszaverődést Liou (1980) egyenlete segítségével vesszük figyelembe, amely feltételezi, hogy a felhőn belül nincs elnyelés. Ez a feltételezés a bejövő napsugárzás 0,3-0,7 μm tartománya esetén indokolt. Eszerint a planetáris albedó:

$$A_p = f_c + R_s [(1-f_c)^2 / (1-R_s f_c)] \quad (4)$$

ahol f_c a felhő-, R_s a felszíni albedó. A ΔA_p úgy számítható, hogy a fenti egyenletbe először a háttér felhőalbedót, majd az antropogén hatásra kialakuló albedót helyettesítjük, és a két eredményt kivonjuk egymásból. A felhő albedó számítása horizontálisan homogén, nem abszorbeáló felhőre (Lacis és Hansen, 1974):

$$f_c = \tau_c / (\tau_c + 7,7) \quad (5)$$

ahol τ_c a felhő optikai mélység, melyet Twomey (1977) a következőképpen definiált:

$$\tau_c = h(9\pi LWC^2 N_d / 2\rho^2)^{1/3} \quad (6)$$

ahol h a felhőréteg vastagság, LWC a felhő átlagos víztartalma, N_d a felhőcsepp számkoncentráció, és ρ a víz sűrűsége. A felhőcsepp számkoncentráció a szulfát

részecskék koncentrációjának függvénye, mely összefüggést először Boucher és Lohmann (1995) írták le, szárazföldi réteg- és gomolyfelhőre a következőképpen:

$$CDNC^{St} = 10^{2,24+0,257\log(mSO4)} \quad (7)$$

$$CDNC^{Cu} = 10^{2,54+0,186\log(mSO4)} \quad (8)$$

ahol St rétegfelhőt, Cu gomolyfelhőt jelöl, mSO4 a szulfát részecskék tömegkoncentrációját adja meg.

Végül fontos megemlíteni, hogy a közvetett éghajlati kényszer számítási bizonytalanságának legnagyobb hányada a planetáris albedó, illetve ezen keresztül a felhő optikai mélység bizonytalanságából ered. A felhő albedó bizonytalansága pedig kiváltképp a felhő víztartalom és a felhő vastagság, továbbá a felhőcsepp számkoncentráció bizonytalanságának eredménye.

3.3 Az aeroszol éghajlati kényszerének számításához szükséges paraméterek értékei

A légoszlop tetejére beérkező napsugárzás áramsűrűségét műholdas mérések segítségével határoztam meg. A következő két műhold adatait használtam fel: az ERBE (Earth Radiation Budget Experiment) műholdét, mely 1985. februártól 1990. februárig működött; és a ScaRaB-ét (Scanner for Radiation Budget), mely 1994. márciustól 1995. februárig folytatta az adatgyűjtést. A ScaRaB az ERBE utódja volt, hasonló mérőeszközökkel felszerelve. A ScaRaB kb. 1200 km magasságban, a nappal aszinkron pályán keringett, a készülék hozzávetőleg 60x60 km²-es területet pásztázott, ami némileg nagyobb, mint az ERBE 50x50 km²-es látványtere (Dammann és mtsai, 2000).

Bár a számításba vett műholdak működési ideje nem esett egybe az aeroszol paraméterek mérési időszakával, a műholdak által meghatározott bejövő napsugárzás áramsűrűsége jó közelítéssel állandónak tekinthető egy adott hónapban, évről-évre 1 %-os változékonyságot mutatott, ami számításomban elhanyagolható hibát okoz. A megfelelő adatokat tartalmazó műholdas pixel magában foglalta a k-pusztai állomást, ahol az aeroszol mérések (mintavétel, szórási és elnyelési együttható mérése) zajlottak.

A vizsgált területre érkező napsugárzás áramsűrűségére (F_0') a fent említett műholdak által mért adatok megfelelő havi átlagértékeit alkalmaztam (1. táblázat).

Hónap	Jan.	Febr.	Márc.	Ápr.	Máj.	Jún.	Júl.	Aug.	Szept.	Okt.	Nov.	Dec.
F_0	132	194	284	379	436	482	467	410	325	231	153	116

1. táblázat

A troposzféra tetejére beérkező napsugárzás fluxusa (Wm^{-2}) az egyes hónapokban

A légkör aeroszol réteg feletti transzmittanciájára (T_a) sajnos nincs regionális adatunk, ezért az általánosan használt, első ízben S. G. Warren és W. J. Wiscombe (lásd Charlson és mtsai, 1991) által javasolt, a sarkvidéken kívül 60 °-os zenit szög esetén globálisan átlagolt 0,76 értéket alkalmaztam.

A nyári magyarországi felhőborítottságot (A_c) METEOSAT megfigyelésekből nyertem. E vizsgálatok szerint az átlagos felhővel való borítottság tavasszal, nyáron,

ősszel és télen: 75 %, 50 %, 62,5 % és 87,5 % a felsorolás sorrendjében (Mersich és mtsai, 2001).

A *felszíni albedót* (R_s) Dávid és mtsai (1990) határozták meg az Országos Meteorológiai Szolgálat adatai alapján. Figyelembe véve a természetes és a mezőgazdasági növényzet, továbbá a csapadék aktuális évszakos állapotát, a szerzők Magyarország több vidékére megadták az albedó havi átlagértékeit (2. táblázat), a megfelelő adatokból az albedó évszakos átlagértékei tavasszal 17,7 %, nyáron 21,3 %, ősszel 19 %, télen 26,7 %.

Hónap	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	10.	11.	12.
Sopron	30	25	19	16	15	17	22	20	21	16	14	22
Budapest	16	15	14	17	15	14	14	14	15	17	15	16
Kecskemét	31	27	19	17	17	20	23	21	21	18	18	22

2. táblázat

Az albedó százalékos értékei 3 nagyváros környékén havi felbontásban (Dávid és mtsai, 1990)

A *napsugárzás aeroszol részecskék hatására történő visszaszórása* (β) Magyarország területén pontosan nem ismert. Éppen ezért a számítások során a napsugárzás spektrumára globálisan átlagolt, a szakirodalomban (Wiscombe and Grams, 1976; Charlson és mtsai, 1991; Schwartz, 1996) általánosan használt értéket (0,29) vettem figyelembe.

Az egyenlet további paramétereit közvetlen felszíni aeroszol mérésekkel határoztam meg, melyeket 1998. június és 2003. január között hajtottunk végre a k-pusztai állomáson. A sugárzási kényszer számítását az optikai folyamatokat szabályozó finom aeroszol két fő alkotójára, az ammónium-szulfátra és a széntartalmú anyagokra végeztem el.

Az *ammónium-szulfát mennyiségét* az ammónium- és a szulfácion koncentrációjából számoltam, melyek a vizsgált aeroszolban jó közelítéssel az $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$ vegyületben szereplő sztöchiometriai arányban vannak jelen. Az *aeroszol részecskék széntartalma* a vidéki aeroszolban elsősorban szerves vegyületek formájában van jelen, melyek főleg a fényszórás folyamatát befolyásolják. Az aeroszol

szervesanyag tartalmának széntartalomtól való számítására a szakirodalomban különböző faktorokat használnak. A sugárzási mérleg számítását azonban kizárólag az összes széntartalom figyelembe vételével végeztem el.

Az ammónium-szulfát aeroszolbeli koncentrációja 1 és 17 μgm^{-3} között változott, az évszakos átlagértékeket a 3. táblázat tartalmazza. A vártnak megfelelően, tavasszal és nyáron nagyobb az ammónium-szulfát koncentráció, mint ősszel és télen. Ennek oka az, hogy az említett vegyület elsősorban fotokémiai folyamatokban keletkezik. Hasonló koncentráció tartományban (2-17 μgm^{-3}) ingadozott az összes szén koncentrációja.

	Összes szén konc. (μgm^{-3})	$(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$ konc. (μgm^{-3})
Tavas	5,8	6,3
Nyár	5,2	6,8
Ősz	13,6	4,4
Tél	4,5	3,6

3. táblázat

A finom aeroszol fő komponenseinek évszakos átlagkoncentrációi

Az évszakos átlagkoncentrációkat (3. táblázat) tanulmányozva megállapítható, hogy az év folyamán a széntartalmú aeroszol vegyületek keletkezése tavasszal, nyáron ill. télen nem tér el lényegesen, míg ősszel a koncentrációjuk kiugróan magas. Ennek az a valószínű magyarázata, hogy ősszel a fűtés és a mezőgazdasági munkákkal kapcsolatos biomasszaégetés eredményeképp megnő az aeroszol részecskék és a prekursor gázok kibocsátása. Tény, hogy a fűtés télen a legintenzívebb, azonban a fotokémiai folyamatok lejátszódásának ősszel kedvezőbbek a feltételei. Ugyanakkor meg kell jegyezni, hogy az őszi koncentráció mérések főleg októberben zajlottak, ezért a magyarázat megerősítéséhez a többi hónapban is szükséges méréseket végezni.

A fő aeroszol komponensek tömegextinkciós együtthatójának becsléséhez a kémiai összetétel mellett a finom aeroszol részecskék fényszórási és elnyelési együtthatójának mérésére volt szükség. Az elnyelési és a szórási együttható nagyfokú változékonyságot mutatott, átlagos értékük rendre 6 Mm^{-1} és 50 Mm^{-1} volt, ami jó egyezést mutat K-pusztán korábban mért adatokkal (Mészáros és mtsai, 1998; Molnár

és Mészáros, 2001). Az eredmények arra utalnak, hogy a finom aeroszol sugárzásgyengítési folyamataiban a szórás jóval nagyobb befolyással bír, mint az elnyelés. Az *egyszeres szórási albedó* (ω) évszakos átlagértékei a 4. táblázatban láthatók.

	Tavaszi	Nyári	Őszi	Téli
Egyszeres szórási albedó	0,8	0,9	0,8	0,85

4. táblázat

Az egyszeres szórási albedó évszakok szerinti átlagértékei

Az ammónium-szulfát és az aeroszolban mért összes szén száraz (kis relatív nedvességtartalomnál tapasztalható) *tömegszórási együtthatóját és a tömegelnyelési együtthatóját* sokszoros regressziós analízissel számoltam. A sokszoros regressziós analízis egy statisztikai módszer, mely a vizsgált komponensek tömegkoncentrációinak adatsorait a mért extinkciós (szórási vagy elnyelési) együtthatók adatsorával veti össze. A művelet eredménye a tömegextinkciós együttható, mely azt adja meg, hogy a sugárzásgyengítés folyamatában mekkora súllyal vesz részt valamely aeroszol alkotó. Az ily módon előállított tömegextinkciós együttható számszerű értéke nem egyezik meg az adott kémiai vegyület tömegextinkciós együtthatójával, viszont jól jellemzi a komponens sugárzásgyengítésben betöltött szerepét a vizsgált aeroszolban. Ez a statisztikai módszer azt is eredményezi, hogy számításaim függetlenek attól, hogy a vizsgált aeroszolban a vegyületek ténylegesen külső vagy belső keverékként vannak jelen. A kapott eredményeket az 5. táblázat foglalja össze.

	Tömegszórási együttható (α_i^s) ($\text{m}^2 \text{g}^{-1}$)	Tömegelnyelési együttható (α_i^a) ($\text{m}^2 \text{g}^{-1}$)
Ammónium-szulfát	$6,1 \pm 0,7$	-
Összes szén	$3,2 \pm 0,9$	$1,0 \pm 0,2$

5. táblázat

A finom aeroszol fő komponenseinek tömegszórási és -elnyelési együtthatója

Az 5. táblázatból látható, hogy az ammónium-szulfát tömegszórási együtthatója ($6,1 \text{ m}^2\text{g}^{-1}$) hasonló az irodalomban előforduló értékekhez (Horvath, 1992). Ezzel szemben az összes szénnek ugyanez a paramétere kisebb annál, amit White (1990; $4,7 \text{ m}^2\text{g}^{-1}$) ill. Sloane és mtsai (1991; $5 \text{ m}^2\text{g}^{-1}$) állapítottak meg. Az ammónium-szulfát tömegszórási együtthatója, azaz szórási hatékonysága kb. kétszerese az összes szén hasonló paraméterének. A széntartalomhoz rendelt tömegelnyelési együttható értéke $1 \text{ m}^2\text{g}^{-1}$ körüli. A szakirodalom az elnyelési hatékonyságot általában az aeroszol korom tartalmára adja meg, melynek átlagos együtthatója $10 \text{ m}^2\text{g}^{-1}$ (Penner, 1995; Twohy és mtsai, 1989). Figyelembe véve, hogy a k-pusztai finom aeroszol széntartalmának hozzávetőlegesen 10 % a koromtartalma, a megállapított tömegelnyelési együttható ($1 \text{ m}^2\text{g}^{-1}$) reális érték.

A tömegszórási együttható relatív nedvességtől való függésének figyelembe vétele céljából szükség volt az aeroszol részecskék növekedési tényezőjének ($f(RH)$) becslésére. Az egyedi részecskéknek a *relatív nedvesség függvényében lejátszódó növekedését* korábbi munkában (Mészáros Á., 1971) elektronmikroszkóppal tanulmányozták hazai aeroszolminták segítségével. Mint említettem a sugárzásgyengítést reprezentáló paraméterek mérését száraz levegőben végeztem (30 % relatív nedvességnél). A külső levegőben az egyes évszakokra átlagolt relatív nedvesség a vizsgálati területen 50 és 70 % között változik. Mészáros Á. (1971) adatai szerint az optikailag aktív mérettartomány átlagos növekedési faktora a relatív nedvességnek 30 %-ról 50-70 %-ra történő változása esetén 1,2. Ezt a faktort újabb vizsgálatok is megerősítették (Imre, 2002), melyek során az aeroszol részecskéket méret szerinti elkülönítették, és a tömeg változást nedvességkamrában kísérték figyelemmel.

A szulfát aeroszol *oszlopkoncentrációjának* becslése a Várhelyi (1978) által mért skálamagasság felhasználásával történt. Repülőgépes mintavétel segítségével a szulfát részecskék skálamagasságát Magyarország fölött hozzávetőleg 2000 m-nek mérte. Ennek az eredménynek és az ammónium-szulfát felszíni koncentrációjának figyelembe vételével, ennek az aeroszol alkotónak az oszlopkoncentrációja számítható (6. táblázat). Mivel a széntartalmú aeroszol részecskékre hasonló méréseket nem végeztek, az összes szén oszlopkoncentrációjának megközelítéséhez az ammónium-szulfátnál alkalmazott skálamagasságot ($H=2000 \text{ m}$) vettem figyelembe. Természetesen ez az extrapoláció fenntartásokkal kezelendő, helyességének megállapításához további vizsgálatok szükségesek. A feltételezett skálamagassággal számolt oszlopkoncentrációk értékeit a 6.

táblázat tartalmazza. Végeredményben az ammónium-szulfát és az összes szén oszlopkoncentrációja az egymástól nem túlságosan eltérő felszíni koncentrációk következtében nagyon hasonló. Ezeknek az oszlopkoncentrációknak a segítségével az ammónium-szulfát és az összes szén optikai mélysége (6. táblázat) is kiszámítható (lásd 1 a egyenlet).

	Tavaszi	Nyári	Őszi	Téli
$m'_{\text{ammónium-szulfát}} \text{ (g m}^{-2}\text{)}$	0,013	0,014	0,009	0,007
$m'_{\text{összes szén}} \text{ (g m}^{-2}\text{)}$	0,012	0,010	0,027	0,009
$\tau^s_{\text{ammónium-szulfát}}$	0,077	0,083	0,053	0,044
$\tau^s_{\text{összes szén}}$	0,037	0,033	0,087	0,029
$\tau^a_{\text{összes szén}}$	0,011	0,010	0,026	0,009

6. táblázat

Az aeroszol alkotóinak oszlopkoncentrációi (m_i') és optikai mélységei ($\tau_i^{s,a}$)

Az eddigiekben tárgyalt paraméterek nagyrészt a közvetlen sugárzási kényszer számításához szükségesek. Ugyanakkor a fentiek közül bizonyos paraméterek (lásd 3.2 fejezet) a közvetett kényszer becslésénél is szerepelnek. Az aeroszol közvetett éghajlati hatásának becslése során kizárólag előzetes közelítő számításokat végeztem, mivel a vizsgált régióban a felhőzet minőségi és mennyiségi tulajdonságai megfelelő részletességgel nem álltak rendelkezésre, illetve az itt alkalmazott modell megbízhatósága sem megfelelő. Éppen ezért, az előzetes számítások során számos egyszerűsítő feltételezéssel kellett élni: először is kizárólag a tavaszi és nyári gomolyfelhőzetet, illetve az őszi és téli rétegfelhőzetet vettem figyelembe. Továbbá gomolyfelhő esetén a felhőréteg átlagos vastagságát (h) 1000-m-nek becsültem, víztartalmát (LWC) pedig 1 gm^{-3} -nek. Rétegfelhő esetén az említett tulajdonságok: $h=200 \text{ m}$, $LWC = 0,05 \text{ gm}^{-3}$.

A felhőcsepp számkoncentráció számításához az aeroszol szulfáttartalmának tömegkoncentrációját kell meghatározni. Az alkalmazott modell szerint a szulfát koncentrációból számított közvetett éghajlati kényszer a teljes antropogén aeroszol kényszernek felel meg. A közvetett éghajlati kényszer számítási elve az, hogy

alapállapotnak a természetes szulfát koncentráció szintnél számolt felhőcsepp koncentrációt tekinti, és megvizsgálja, ehhez képest milyen változások következtek be az emberi tevékenység által megnövelt szulfát koncentráció hatására. Mészáros és Várhelyi (1982) kén-mérleg számítás során azt a következtetést vonták le, hogy 1982-ben a szulfát részecskék hozzávetőleg 10 %-a természetes forrásokból kibocsátott kén-gázokból keletkezik. Feltételeztem, hogy a természetes eredetű szulfát részecskék koncentrációja az elmúlt évtizedekben lényegében nem változott, és ez alapján a szulfát koncentráció természetes hányadát, illetve az általam mért évszakos átlagkoncentrációkat a 7. táblázat foglalja össze, továbbá tartalmazza a Boucher és Lohmann (1995) képletével számított felhőcsepp számkoncentrációkat.

	Szulfát koncentráció ($\mu\text{g m}^{-3}$)	CDNC (db m^{-3})
1982 (Mészáros és Várhelyi, 1982)	8,2	*
Természetes	0,82	334 (gomolyfelhő)
Tavaszi	4,58	460 (gomolyfelhő)
Nyári	4,96	467 (gomolyfelhő)
Természetes	0,82	165 (rétegfelhő)
Őszi	3,18	234 (rétegfelhő)
Téli	2,64	223 (rétegfelhő)

7. táblázat

*A közvetett éghajlati kényszer számításánál figyelembe vett szulfát koncentráció értékek és a belőlük számolt felhőcsepp számkoncentrációk (*nem számolt)*

3.4 Az üvegházhatás számítása

A légkörben jól kevert üvegházhatású gázok éghajlati hatását sugárzásátviteli modellekkel lehet becsülni. Ezek a modellek a vizsgált üvegházhatású gáz éghajlati kényszerének meghatározásakor hasonlítási alapul az ipari forradalom előtti koncentrációsíntet veszik figyelembe. A szén-dioxid, a metán és a dinitrogén-oxid sugárzási kényszerét Hansen és mtsai (1988) egyszerűsített összefüggéseivel számoltam:

– a szén-dioxid éghajlati kényszerere:

$$\Delta F = \alpha(g(C) - g(C_0)), \quad (9)$$

ahol:

$$g(C) = \ln(1 + 1.2C + 0.005C^2 + 1.4 \cdot 10^{-6}C^3) \quad (9a)$$

C_0 az ipari forradalom előtti, míg C az aktuális CO_2 koncentráció (mértékegység: ppm), $\alpha = 3,35$ (konstans)

A metán és a dinitrogén-oxid éghajlati kényszerere az elnyelési sávjaik nagymértékű átfedése miatt egymással szoros összefüggésben van, ami a sugárzási kényszer-számítási képletben is megmutatkozik.

– A metán éghajlati kényszerere:

$$\Delta F = \alpha(\sqrt{M} - \sqrt{M_0}) - (f(M, N_0) - f(M_0, N_0)) \quad (10)$$

ahol M_0 az ipari forradalom előtti, míg M az aktuális CH_4 koncentráció, továbbá N_0 az ipari forradalom előtti N_2O koncentráció (mértékegység: ppb), $\alpha = 0,036$ (konstans).

– A dinitrogén-oxid éghajlati kényszerere:

$$\Delta F = \alpha(\sqrt{N} - \sqrt{N_0}) - (f(M_0, N) - f(M_0, N_0)) \quad (11)$$

ahol N_0 az ipari forradalom előtti, míg N az aktuális N_2O koncentráció (mértékegység: ppb), $\alpha = 0,12$ (konstans). A (8) és (9) egyenletben szereplő függvények jelentése:

$$f(M, N) = 0.47 \ln(1 + 2.01 \cdot 10^{-5} (M \cdot N)^{0.75} + 5.31 \cdot 10^{-15} M (M \cdot N)^{1.52}) \quad (12)$$

Meg kell jegyezni, hogy a kifejezésekben szereplő állandók globális meteorológiai körülményekre utalnak. A (7)-(9) egyenletekben az ipari forradalom előtti gázkoncentrációk értelemszerűen globális becsült értékekből származnak (IPCC, 2001), míg az aktuális koncentrációkat az Országos Meteorológiai Szolgálat, illetve a

dinitrogén-oxid esetében a NOAA hálózat mérte. A számításnál alkalmazott gázkoncentrációkat a 8. táblázat tartalmazza.

Gáz	Koncentráció (1750) ^a	Koncentráció (1982) ^b	Koncentráció (2000) ^b
CO ₂	278	340	373
CH ₄	700	*	1873
N ₂ O	270	*	315

8. táblázat

*Az üvegházhatású gázok légköri keverési aránya az ipari forradalom előtt, 1982-ben és 2000-ben (^a globális átlag, ^b magyarországi mérések alapján, * nem áll rendelkezésre)*

4. Eredmények, következtetések

4.1 Az aeroszol közvetlen éghajlati kényszere Magyarországon

A 3.1 fejezetben bemutatott egyenletek és paraméterek segítségével magyarországi háttéraeroszol ammónium-szulfát- és összes széntartalmának közvetlen éghajlati hatását számítottam. Az ammónium-szulfát a legnagyobb közvetlen sugárzási kényszert nyáron fejt ki (9. táblázat), ami annak a következménye, hogy a koncentrációja ebben az évszakban maximális, és a meteorológiai paraméterek ekkor a legkedvezőbbek a fényszórás szempontjából. Tudniillik a légoszlopba érkező napsugárzás intenzitása nyáron a legerősebb, a felhőborítottság pedig a legkisebb. Az ammónium-szulfát éghajlati hatása tavasszal a nyári értéknek hozzávetőlegesen 45 %-a, ősszel 25 %-a, ugyanakkor télen gyakorlatilag elhanyagolhatóan kicsi (<5 %). Az éghajlati kényszer sugárzási áramsűrűségben (Wm^{-2}) kifejezett értékeit a 9. táblázat foglalja össze.

	Tavaszi	Nyár	Ősz	Tél
Ammónium-szulfát	-1,0	-2,3	-0,6	-0,1

9. táblázat

Az ammónium-szulfát éghajlati kényszere (Wm^{-2}) a különböző évszakokban Magyarországon

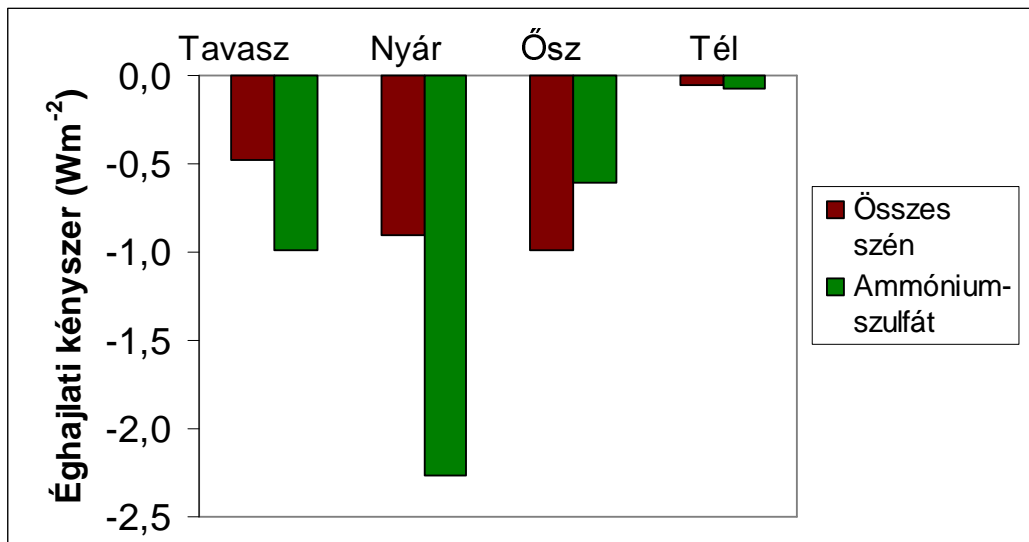
Az aeroszol széntartalmának közvetlen éghajlati hatását szintén évszakosan becsültem. A széntartalmú részecskék természetüknél fogva (lásd 3.3 fejezet) mind a fény szórásában, mind elnyelésében szerepet játszanak. A szén szórási éghajlati kényszerének a legnagyobb értékét – az ammónium-szulfáttól eltérően – ősszel tapasztaltam. Bár a sugárzásgyengítés szempontjából a meteorológiai tényezők (bejövő napsugárzás, felhőborítottság) ősszel kedvezőtlenebbek, mint nyáron. Azonban az aeroszol széntartalma ősszel több, mint kétszerese a nyárinak, ami azt eredményezi, hogy az őszi kényszer eléri, sőt valamelyest (~ 10 %-kal) meghaladja a nyárit (10. táblázat). A tavaszi 50 %-kal kisebb az őszinél, míg a téli hatás – az ammónium-szulfáthoz hasonlóan – elhanyagolható (5 %).

	Tavaszi	Nyár	Ősz	Tél
Szórás	-0,5	-0,9	-1,0	-0,05
Elnyelés	0,05	0,16	0,50	0,04

10. táblázat

Az összes szén szórás és elnyelési éghajlati kényszere (Wm^{-2}) a különböző évszakokban Magyarországon

Összehasonlítva a két finom aeroszol alkotó szórás éghajlati kényszerét, azt mondhatjuk, hogy az összes szén maximális értéke (ősszel) csupán 45 %-a az ammónium-szulfát nyári csúcsának (4. ábra). Tehát az említett komponensek hatásainak összevetése arra enged következtetni, hogy az ammónium-szulfát nagyobb szerepet játszik az éghajlat szabályozásában, mint a széntartalmú alkotók.

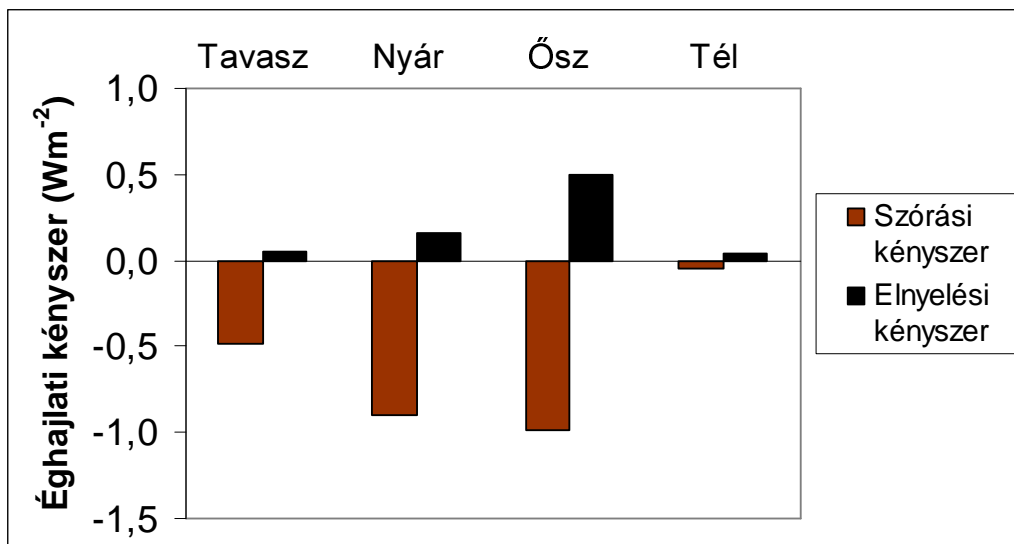


4. ábra

Az összes szén és az ammónium-szulfát szórás éghajlati kényszerének évszakos eloszlása

A széntartalmú aeroszolalkotók sugárzáselnyelési kényszerét az aeroszol összes széntartalmára becsültem, eltérően az irodalomban végzett számításoktól, melyek általában azt a koromhoz rendelik. Az összes szén melegítő hatása (elnyelés következtében) az adott évszakbeli aeroszol szórás kényszerét tavasszal 10 %-kal,

nyáron 17 %-kal, ősszel 50 %-kal, télen pedig 85 %-kal módosítja (10. táblázat és 5. ábra). Az őszi és téli meglehetősen erős fényelnyelés minden bizonnyal az égési folyamatokból származó jelentős koromtartalomnak tudható be.



5. ábra

Az összes szén szórási és elnyelési éghajlati kényszerének évszakos eloszlása

Meg kell jegyezni, hogy az aeroszol alkotók szórási és elnyelési kényszere esetünkben additívnak tekintendő. Ez a kijelentés azért állja meg a helyét, mivel az egyes komponensek tömegszórási és elnyelési együtthatóját olyan statisztikai módszer segítségével származtattam, amely additív tömegextinkciós együtthatókat eredményez, következésképpen az azokból számolt éghajlati kényszer értékek is additívak.

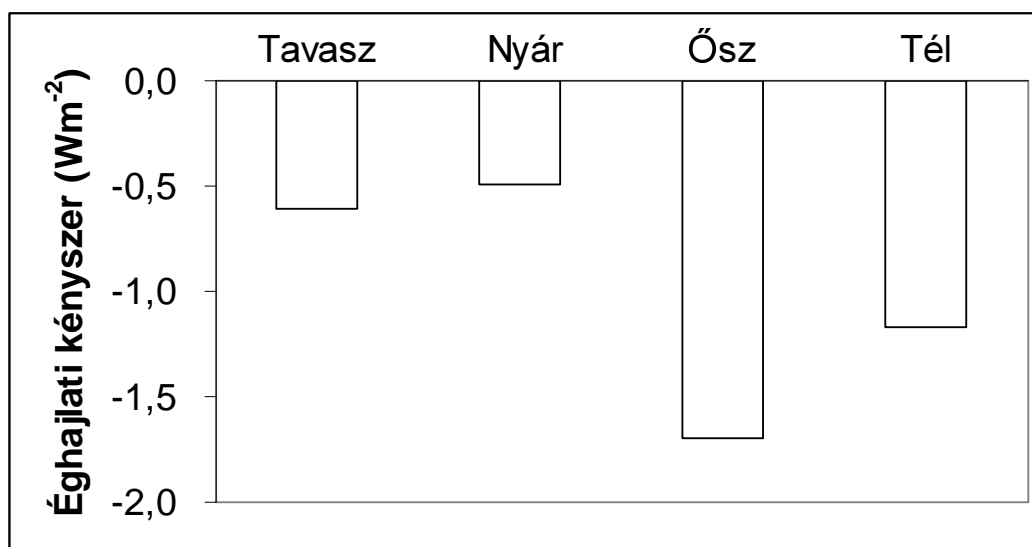
Az aeroszol közvetlen éghajlati kényszerének becslésekor figyelembe kell venni, hogy számos tényezőtől tevődik össze, és ezek számítása bizonytalansággal jár. A közvetlen éghajlati hatás teljes bizonytalanságát Penner és mtsai (1994) majd Schwartz (1996) becslései alapján egy 2,5-es faktossal lehet jellemezni. Ez a bizonytalanság magában foglalja a közvetlen éghajlati hatást meghatározó aeroszol tulajdonságok és meteorológiai paraméterek szórását.

A bizonytalanság ellenére megállapítható, hogy az ammónium-szulfát részecskék lényeges közvetlen éghajlati hatást fejtenek ki magyarországi környezetben, melynek évi átlagértéke számításaim szerint $-0,95 \text{ Wm}^{-2}$ 2000-ben. Az ammónium-

szulfát aeroszol antropogén hányadának becslése a közvetett kényszerrel is alkalmazott kénmérleg számítás (Mészáros és Várhelyi, 1982) segítségével történt. Ez alapján 1982-ben a szulfát részecskék kb. 10 %-a természetes eredetű. Feltételezve, hogy a természetes forrásokból származó szulfát részecskék koncentrációja az utóbbi két évtizedben lényegében nem változott, az antropogén éghajlati kényszerre 2000-ben – $0,8 \text{ Wm}^{-2}$ értéket számoltam. Az aeroszol teljes széntartalmának összes (természetes és emberi eredetű) közvetlen szórás sugárzási kényszere éves átlagban – $0,6 \text{ Wm}^{-2}$ 2000-ben, mely az elnyelés következtében abszolút értékben $0,2 \text{ Wm}^{-2}$ -rel csökken. Sajnos a széntartalmú aeroszol antropogén hányadáról megbízható adat nem áll rendelkezésünkre.

4.2 Az aeroszol közvetett éghajlati kényszere Magyarországon

Az aeroszol közvetett éghajlati kényszerének becslése a felhőfolyamatok kevésbé ismert volta miatt a közvetlen hatásénál még bizonytalanabb. Nagyobb megbízhatósági fokú eredményekhez további kutatásokra van szükség a felhőtípusok eloszlása, a felhőkondenzációs magvak illetve a felhők fizikai tulajdonságai (átlagos víztartalom, vastagság) terén. A 3.3 fejezetben említett feltételezéseket szem előtt tartva előzetes becsléseim alapján a közvetett sugárzási kényszer ősszel bizonyult a legerősebbnek, nyáron pedig a leggyengébbnek (6. ábra).



6. ábra

Az aeroszol közvetett éghajlati kényszerének évszakos eloszlása

Az évszakos eloszlás ilyen jellegű alakulása több tényező együttes következménye. Ezek közül a legfontosabb az, hogy a rétegfelhő sugárzásgyengítő képessége érzékenyebben változik a szulfát koncentráció növekedésére, mint a gomolyfelhőé (lásd (7)-(8) egyenletek). Továbbá a meteorológiai paraméterek közül fontos szerepe van a napsugárzás intenzitásának és a felhőborítottságnak.

A k-pusztai aeroszol közvetett éghajlati kényszerének évi átlagértéke 1 Wm^{-2} . Ez hasonló ahhoz, amit Boucher és Lohmann (1995) majd Lohmann és mtsai (2000) becsültek ($1,6 \text{ Wm}^{-2}$) az északi féltekére. Az általam számolt érték szinte megegyező nagyságú az ammónium-szulfát közvetlen sugárzási kényszerével ($0,95 \text{ Wm}^{-2}$), azonban

az értékelésekor szem előtt kell tartani a közvetett hatás becslésének a közvetlennél is lényegesen nagyobb bizonytalanságát.

Ki kell hangsúlyozni, hogy a közvetett éghajlati kényszer számításánál alkalmazott modell az aeroszol komponensei közül potenciális felhő kondenzációs mag képzőként kizárólag a szulfátot veszi figyelembe. Ebben a modellben feltételezés szerint a szulfát a felhőcsepp képződés folyamatában helyettesíti az aeroszol más anyagait is, de csak azokban az esetekben, amelyek tekintetbe veszik az aeroszol eloszlásának lehetséges regionális és évszakos különbségeit. Ez az egyszerűsítés a széntartalmú aeroszol alkotók felhőképződésben játszott szerepét figyelmen kívül hagyja, ami a modell hibáját tovább növeli.

4.3 Az üvegházhatású gázok éghajlati kényszere Magyarországon

A szén-dioxid, a metán és a dinitrogén-oxid pozitív éghajlati kényszerének becslését szintén modellszámítás alapján végeztem a 3.4 fejezetben leírtak szerint. Ezek a légköri alkotók – melyek természetes és antropogén forrásai is jelentősek – a legfontosabb (hosszú légköri tartózkodási idejű) üvegházhatású gázok, a teljes emberi eredetű infravörös sugárzási kényszer kb. 85 %-át adják (IPCC, 2001). Ezen légköri alkotók sugárzási kényszerének becslése sokkal nagyobb megbízhatósággal végezhető, mint az aeroszol komponenseké. Mint azt korábban említettem az utóbbiak számítási bizonytalansága egy 2,5-es faktorral jellemezhető, addig ez a szám az üvegházhatású gázoknál 1,2 (IPCC, 2001). Számításaim szerint a CO₂, CH₄ és N₂O éghajlati kényszere 2000-ben rendre 1,6; 0,5 és 0,14 Wm⁻² az iparosodás előtti szinthez viszonyítva. Az üvegházhatás évi ingadozása, a nagyjából egyenletes koncentrációeloszlás következtében kismértékű, az egyes évszakok között legfeljebb 15 %-os eltérés tapasztalható.

A szén-dioxid koncentrációja és következésképp az éghajlati kényszere az utóbbi két évtizedben jelentősen megváltozott, míg a másik két vizsgált üvegházhatású gáz koncentrációváltozása nem okozott lényeges hatásmódosulást. A szén-dioxid antropogén éghajlati kényszere a '80-as évek elején számításaim szerint 1 Wm⁻² volt.

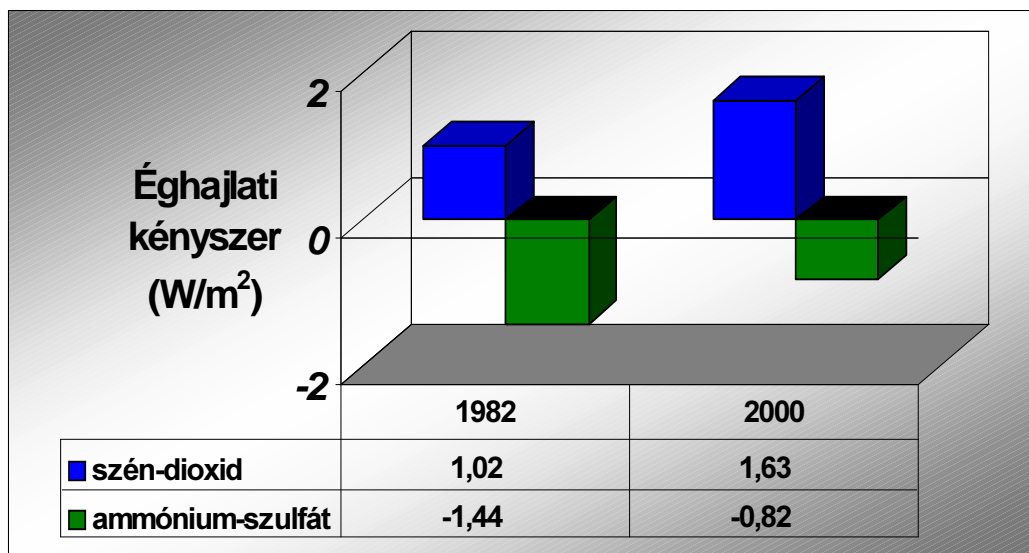
4.4 Az ammónium-szulfát aeroszol és a szén-dioxid éghajlati kényszerének változása az utóbbi két évtizedben

A jelenleg használatos éghajlati modellek egyik fő problémája az, hogy az üvegházhatású gázok koncentrációjának szüntelen növekedése ellenére az átlagos hőmérséklet nem nőtt folyamatosan. Ebből arra lehet következtetni, hogy a hőmérséklet változásra más tényezők is befolyással bírnak, mint pl. az aeroszol koncentráció, amely a 20. század második felében az emberi tevékenység következtében nagyon nagy volt. Myhre és mtsai (2001) szerint az 1945 és 1970 közötti sugárzási kényszer csökkenését az antropogén aeroszol részecskék megnövekedett kibocsátása okozta. Magyarországon az 1950-90 időintervallumban az átlagos hőmérséklet gyakorlatilag nem változott (Szalay és Szentimrei, 1998) a nagy ingadozás (8,5 °C és 10,5 °C között) ellenére. Ugyanebben az időszakban a kén-dioxid (és más szennyezők) kibocsátása nagyon erős volt a környező országokéhoz hasonlóan. Ennek következtében a kén-dioxid emisszió Magyarországon 1980-ban 0,82 TgSév⁻¹ volt, míg a gazdasági és légszennyezettségi intézkedések következtében a megfelelő érték 1996-ig 0,38 TgSév⁻¹-re csökkent (Bozó, 1998). Ennek eredményeként az ammónium-szulfát koncentráció 1982-83-as években a k-pusztai mintavételi helyen 11,3 µgm⁻³ (Mészáros és Horváth, 1984), míg 2000-ben 5,3 µgm⁻³ volt.

A szulfát részecskék közvetlen éghajlati kényszerének a '80-as évek első felében tapasztalható mértékének becsléséhez feltételeznünk kell, hogy a többi sugárzási paraméter (lásd. 3.3. fejezet) a maihoz hasonló volt. Ezzel a közelítő számítással arra az eredményre jutunk, hogy az ammónium-szulfát részecskék antropogén közvetlen sugárzási kényszere az említett időszakban 1,45 Wm⁻²-re tehető. Sajnos korábbi szénkoncentráció mérés hiányában a teljes szén '80-as évek elején fellépő éghajlati kényszerét nem áll módunkban becsülni.

Érdekes tény, hogy hozzávetőleg 1990 után a magyarországi átlagos hőmérséklet a kén-dioxid kibocsátás nagymértékű csökkenésével párhuzamosan elkezdett növekedni (lásd. Szalay és Szentimrei, 1998, és Országos Meteorológiai Szolgálat). Ez természetesen még nem nyújt megcáfolhatatlan bizonyítékot az aeroszol éghajlati hatására, csak azt jelenti, hogy Magyarországon a hőmérséklet tendencia nem mond ellent annak a feltételezésnek, hogy az aeroszol részecskék szerepet játszanak az éghajlat szabályozásában.

Következtetésképp elmondható, hogy az ammónium-szulfát aeroszol és a szén-dioxid éghajlati hatásának változása különösen jelentős volt az elmúlt két évtizedben Magyarországon. Az 1982 és 2000 közötti időszakban a szén-dioxid antropogén éghajlati (melegítő) kényszere, koncentrációjának folyamatos emelkedése eredményeként, 1,6-szeresére nőtt, addig az ammónium-szulfát közvetlen hűtő hatása – a nagyfokú koncentrációcsökkenés következtében – hozzávetőleg 45 %-kal csökkent (7. ábra). Ez azt jelenti, hogy a régióban a két legfontosabb emberi eredetű éghajlati kényszert okozó légköri alkotó az utóbbi két évtizedben a helyi klíma melegedésének irányába hatott.



7. ábra

A szén-dioxid és az ammónium-szulfát éghajlati kényszerének változása

Eredményeim arra utalnak, hogy az aeroszol hatása összehasonlítható mértékű volt az üvegházhatású gázok éghajlati kényszerével a 80-as években, és valószínűleg a korábbi évtizedekben is. Másrészt az aeroszol hatása jelentősen csökkent az utóbbi években, ugyanakkor a közeljövőben az üvegházhatású gázok növekvő melegítő hatása várható. Ez nem jelenti azt, hogy a korábbi nagy szulfát koncentráció kívánatos lenne, hogy ellensúlyozza az üvegházhatású gázok éghajlati hatását. Hiszen a kénkibocsátás egyéb hatásai, mint pl. a savas eső és az egészségkárosítás, hasonlóan súlyos problémákat okoztak az emberiségnek. Így az egyetlen megoldást az üvegházhatású gázok antropogén kibocsátásának mérséklése jelentené.

Végül megemlítendő, hogy a légköri alkotók éghajlati kényszere az éghajlati érzékenység figyelembevételével átszámolható az átlagos hőmérséklet megváltozására. Ez a tényező a különböző komponensek esetén más és más, értéke a számításba vett visszacsatolási folyamatoktól függ. Abban az esetben, ha ezektől eltekintünk, az éghajlati érzékenység $0,3 \text{ K} \cdot \text{W}^{-1} \text{m}^2$ mind az aeroszol mind az üvegházhatású gázok esetén (Hansen és mtsai., 1981; Charlson és mtsai, 1991), ami azt jelenti, hogy 1 Wm^{-2} éghajlati kényszer változás az átlagos hőmérsékletet $0,3 \text{ K}$ -nel módosítja.

5. Összefoglalás

Az üvegházhatású gázok és az aeroszol részecskék jelentős szerepet játszanak a légköri sugárzásátviteli folyamatokban. Az aeroszol részecskék a Napból érkező rövidhullámú sugárzással a fényszórás és –elnyelés során közvetlenül, a felhőfolyamatok szabályozása révén pedig közvetetten lépnek kölcsönhatásba. Az aeroszol sugárzásgyengítő hatásának következtében általában hűti az éghajlatot, szemben az üvegházhatású gázokkal, melyek a hosszuhullámú sugárzást csapdázzák, és melegedést okoznak. Az aeroszol részecskék és üvegházhatású gázok éghajlati hatását regionális léptékben modellszámítások segítségével becsültem. Az aeroszol részecskék rövid légköri tartózkodási idejük miatt nem egyenletes eloszlásúak, ennek következtében éghajlat befolyásoló képességüket lényegesen nagyobb bizonytalansággal lehet becsülni, mint az üvegházhatású gázokét.

Az optikailag aktív légköri finom aeroszol részecskék ammónium-szulfát vegyülete a leghatékonyabb sugárzásgyengítő komponens, e mellett a széntartalmú vegyületek is fontosak az éghajlat közvetlen szabályozásában. Az ammónium-szulfát koncentrációjának és a meteorológiai paramétereknek következményeként a legnagyobb közvetlen sugárzási kényszert nyáron fejt ki, míg éghajlati hatása tavasszal és ősszel lényegesen kisebb, télen pedig elhanyagolható.

Az aeroszol széntartalmának közvetlen éghajlati hatása hűtő (szórási) és melegítő (elnyelési) tényezőkből tevődik össze. A szén szórási éghajlati kényszere – az ammónium-szulfáttól eltérően – ősszel maximális. Ebben az évszakban valamelyest meghaladja az ammónium-szulfát őszi hatását, de annak legnagyobb (nyári) értékének felét se éri el. Ősz kivételével az ammónium-szulfát közvetlen éghajlati kényszere évszakonként hozzávetőleg kétszeresen meghaladja a szénét az aeroszolban. A szén elnyelési éghajlati kényszere jelentősen csökkenti az aeroszol szórása miatt létrejövő hűtő hatást.

Az aeroszol közvetett éghajlati hatása lényegesen nagyobb bizonytalansággal becsülhető a közvetlen sugárzási kényszernél. Továbbá a felhőparaméterek kevésbé ismert volta miatt ezen a téren előzetes számításokat végeztem, melyek egy további alaposabb kutatás legelső lépcsőfokának tekinthetők. Ezen becslések alapján a finom aeroszol közvetett éghajlati hatásának évi átlagos értéke hasonló nagyságú, mint az ammónium-szulfát aeroszol közvetlen éghajlati kényszere.

Tanulmányoztam a 3 legfontosabb, természetes forrásokkal is rendelkező üvegházhatású gáz, a szén-dioxid, a metán és a dinitrogén-oxid éghajlati kényszerét és összevettem a közvetlen aeroszol kényszerrel. Globális sugárzási számítások alapján ez a három gáz az antropogén üvegházhatás kb. 85 %-áért felelős. Az aeroszol részecskék éghajlati kényszere ellentétes előjelű, ugyanakkor hasonló nagyságrendű, mint az üvegházhatású gázoké, és az év egyes szakaszaiban az előbbiek hűtő hatása meghaladhatja az utóbbiak melegítő hatását. Az emberi tevékenységből származó ammónium-szulfát, és a szén-dioxid éghajlati hatásának változását két évtizedes léptékben is megvizsgáltam, mivel régiókban az antropogén változása ezeknek a komponenseknek volt a legnagyobb mértékű. A '80-as évek elejéhez képest napjainkra az ammónium-szulfát koncentráció jelentős csökkenése, és a szén-dioxid koncentráció folyamatos növekedése következtében a szén-dioxid antropogén éghajlati (melegítő) hatása 1,5-szeresére nőtt, míg az ammónium-szulfát antropogén közvetlen hűtő hatása majdnem 50 %-kal csökkent. Tehát a régióban a két legfontosabb emberi eredetű éghajlati kényszert okozó légköri alkotó az utóbbi két évtizedben a helyi klíma melegedésének irányába hatott.

Új tudományos eredmények

1. Megállapítottam, hogy Magyarországon az éghajlat közvetlen szabályozásában az optikailag aktív légköri finom aeroszol részecskék ammónium-szulfát és széntartalmú vegyületei játsszák a legfontosabb szerepet. Az ammónium-szulfát fényszórási hatékonysága közelítőleg kétszer akkora, mint az aeroszol szén tartalmáé.
2. Meghatároztam a finom aeroszol ammónium-szulfát tartalmának a napsugárzás szórása miatt bekövetkező (negatív előjelű) regionális közvetlen éghajlati kényszerét minden évszakra. Az ammónium-szulfát koncentrációjának és a meteorológiai paramétereknek következményeként a legnagyobb közvetlen sugárzási kényszert nyáron fejt ki, míg éghajlati hatása tavasszal hozzávetőlegesen 45 %-a, ősszel 25 %-a a nyári értéknek, ugyanakkor télen gyakorlatilag elhanyagolhatóan kicsi (<5 %).
3. Az aeroszol széntartalmának közvetlen éghajlati hatását szintén évszakosan becsültem. A szén szórási éghajlati kényszerének a legnagyobb értékét – az ammónium-szulfáttól eltérően – ősszel tapasztaltam. Ez az érték 45 %-a az ammónium-szulfát nyári csúcsának. A szén őszi maximumához képest a nyári szórási kényszer 10 %-kal, a tavaszi 50 %-kal kisebb, míg a téli hatás – az ammónium-szulfáthoz hasonlóan – elhanyagolható (5 %). Az aeroszol részecskék fénynyelése következtében fellépő melegítő éghajlati hatást az aeroszol széntartalmához rendelve számoltam. A szén pozitív éghajlati kényszere jelentős mértékben csökkenti az aeroszol szórása miatt létrejövő hűtő hatást, az adott évszak szórási kényszeréhez viszonyítva tavasszal 10 %-kal, nyáron 17 %-kal, ősszel 50 %-kal, míg télen 85 %-kal.
4. Előzetes becslést végeztem az aeroszol közvetett éghajlati hatására. E szerint az évi átlagos értéke hasonló nagyságú, mint az ammónium-szulfát aeroszol közvetlen éghajlati kényszere (1 Wm^{-2}) szem előtt tartva, hogy a közvetett hatás becslésének sokkal nagyobb a bizonytalansága, mint a közvetlennek.

5. Tanulmányoztam a 3 legfontosabb, természetes forrásokkal is rendelkező üvegházhatású gáz, a szén-dioxid, a metán és a dinitrogén-oxid éghajlati kényszerét, és összevettem a közvetlen aeroszol kényszerrel. Az aeroszol részecskék éghajlati kényszere hasonló nagyságrendű, mint az üvegházhatású gázoké, és az év egyes szakaszaiban az előbbiek hűtő hatása meghaladhatja a melegítő hatást.

6. Az ammónium-szulfát, és a szén-dioxid éghajlati hatásának változását két évtizedes léptékben is megvizsgáltam. A '80-as évek elejéhez képest 2000-re az ammónium-szulfát koncentráció jelentős csökkenése, és a szén-dioxid koncentráció folyamatos növekedése következtében a szén-dioxid antropogén éghajlati (melegítő) hatása 1,5-szeresére nőtt, míg az ammónium-szulfát antropogén közvetlen hűtő hatása majdnem 50 %-kal csökkent. Ez azt jelenti, hogy a régióban a két legfontosabb emberi eredetű éghajlati kényszert okozó légköri alkotó az utóbbi két évtizedben a helyi klíma melegedésének irányába hatott.

Major results

1. In optically active fine aerosol particles, ammonium sulfate and carbonaceous compounds play the most important role in the direct control of climate. The scattering efficiency of ammonium sulfate is approximately twice as large as that of particulate carbon in the aerosol over Hungary.
2. Regional direct climate forcing of ammonium sulfate in aerosol due to scattering of solar radiation was determined for every season. As a consequence of meteorological parameters and its concentration, it causes the highest direct radiative forcing in summer, while its climate forcing in spring and autumn relative to summer are 45 % and 25 %, respectively. On the other hand its forcing is negligible in winter (<5 %).
3. The direct climate effect of aerosol carbon was estimated seasonally, too. The maximum of scattering radiative forcing of carbon was found in autumn, in contrast to ammonium sulfate. This value is 45 % of the summer peak of ammonium sulfate. The scattering forcing of carbon in summer and spring are lower by 10 and 50 %, respectively, than the maximum value found in autumn. The winter effect, like that of ammonium sulfate, is negligible (5 %). The warming effect of aerosol particles due to light absorption was calculated for the carbon content of aerosol. Positive climate forcing of carbon reduces significantly the cooling effect owing to scattering, it was found to be 10 % in spring, 17 % in summer, 50 % in autumn, and 85 % in winter related to the scattering forcing of the corresponding season.
4. A preliminary estimate was made for the indirect forcing of aerosol. According to my estimation its yearly average value is similar to that of direct effect of ammonium sulfate (1 Wm^{-2}) considering the much higher uncertainty in case of estimation of indirect forcing.
5. Anthropogenic climate forcing of the most important greenhouse gases (carbon dioxide, methane and nitrous oxide) was studied, and it was compared with aerosol direct forcing. Value of aerosol forcing is the same order of magnitude than the

greenhouse effect, and it can exceed the forcing of greenhouse gases in some period of the year.

6. Variation of direct climate forcing of ammonium sulfate and carbon dioxide was studied during the last two decades. The change of climatic effect of these components was the highest in our region. Due to the significant decrease of ammonium sulfate and the continuous increase of carbon dioxide in the atmosphere, between 1982 and 2000 anthropogenic warming effect of carbon dioxide increased by 50 %, while the cooling effect of ammonium sulfate reduced nearly by 50 %. This means that in the last two decades the change of two atmospheric species, which produce the most important anthropogenic climate forcing, promoted the warming of local climate in this region.

Irodalomjegyzék

- Boucher, O., T. L. Anderson, 1995. GCM assessment of the sensitivity of direct climate forcing by anthropogenic sulfate aerosols to aerosol size and chemistry. *J Geophys. Res.*, 100, 26117-26134.
- Boucher, O., U. Lohmann, 1995. The sulfate-CCN-cloud albedo effect. A sensitivity study with two general circulation models. *Tellus*, 47B, 281-300.
- Bozó, L., 1998. Temporal variation of the atmospheric sulfur budget over Hungary during 1980-1996. *Időjárás* 102, 141-147.
- Charlson, R. J., J. Langner, H. Rodhe, C. B. Leovy, S. G. Warren, 1991. Perturbation of the northern hemisphere radiative balance by backscattering from anthropogenic sulfate aerosols. *Tellus*, 43AB, 152-163.
- Charlson, R. J., S. E. Schwartz, J. M. Hales, R. D. Cess, J. A. Coakley, J. E. Hansen and D. J. Hofmann, 1992. Climate forcing by anthropogenic aerosols. *Science*, 255, 423-430.
- Chuang, C. C., J. E. Penner, K. E. Taylor, J. J. Walton, 1994. Climate effects of anthropogenic sulfate: Simulations from a coupled chemistry/climate model. In: *Preprints of the Conference on Atmospheric Chemistry*, Nashville, Tennessee, January 1994. American Meteorological Society, Boston, USA, 170-174.
- Chuang, C. C., J. E. Penner, J. M. Prospero, K. E. Grant, G. H. Rau, 2000. Effects of anthropogenic aerosols on cloud susceptibility: a sensitivity study of radiative forcing to aerosol characteristics and global concentration. *Lawrence Livermore National Laboratory Internal Report*, No. UCRL-JC-139097 Rev. 1., CA, USA.
- Cooke, W. F., C. Liousse, H. Cachier, J. Feichter, 1999. Construction of a 1°x1° fossil-fuel emission dataset for carbonaceous aerosol and implementation and radiative impact in the ECHAM-4 model. *J. Geophys. Res.* 104, 22137-22162.
- Dammann, K. W., R. Hollmann, R. Stuhlmann, 2000. Aerosol impact on the Earth radiation budget with satellite data, *Nucleation and Atmospheric Aerosols 2000: 15th Int. 'l Conf.*, edited by B. N. Hale and M. Kulmala, American Institute of Physics, 577-580.
- Dávid, A., O. Takács, Cs. Tiringér, 1990. A sugárzási egyenleg eloszlása Magyarországon. *OMSZ Kisebb Kiadványai* 66, Budapest

- van Dorland, R., F. J. Dentener, J. Lelieveld, 1997. Radiative forcing due to tropospheric ozone and sulfate aerosols. *J. Geophys. Res.* 102, 28079-28100.
- Gelencsér, A., Hoffer, A., Kiss, G., Tombácz, E., Kurdi, R., Bencze, L. (2003) In-situ Formation of Light-Absorbing Organic Matter in Cloud Water. *Journal of Atmospheric Chemistry*, 45, 25-33.
- Graf, H.-F., J. Feichter, B. Langmann, 1997. Volcanic sulfur emissions: Estimates of source strength and its contribution to the global sulfate distribution. *J. Geophys. Res.*, 102, 10727-10738.
- Grant, K. E., C. C. Chuang, A. S. Grossman, J. E. Penner, 1999. Modeling the spectral optical properties of ammonium sulfate and biomass aerosols: Parameterization of relative humidity effects and model results. *Atmos. Env.*, 33, 2603-2620.
- Grossmann, P. D.; J. C. Colburn, 1992. *Capillary electrophoresis. Theory and practice.* Academic Press, Inc.
- Han, Q., W. B. Rossow, J Chou, R. M. Welch, 1998. Global variation of column droplet concentration in low-level clouds. *Geophys. Res. Lett.*, 25, 1419-1422.
- Hansen, J., I. Fung, A. Lacis, D. Rind, S. Lebedeff, R. Ruedy, G. Russell, P. Stone, 1988. Global climate changes as forecast by Goddard Institute for Space Studies 3-dimensional model. *J. Geophys. Res.*, 93, 9341-9364.
- Hansen, J. E., M. Sato, R. Ruedy, 1997. Radiative forcing and climate response. *J. Geophys. Res.*, 102, 6831-6864.
- Hansen, J., M. Sato, A. Lacis, R. Ruedy, I. Tegen, E Matthews, 1998. Climate forcings in the Industrial Era. *Proc. Natl. Acad. Sci.*, 95, 12753-12758.
- Haszpra, L., 1999a. Measurements of atmospheric carbon dioxide at a low elevation rural site in Central Europe. *Időjárás*, 103, 93-105.
- Haszpra, L., 1999b. On the representativeness of carbon dioxide measurements. *J. Geophys. Res.*, 104, 26953-26960.
- Haszpra, L., Z. Barcza, P. S. Bakwin, B. W. Berger, K. J. Davis, T. Weidinger, 2001. Measuring system for the long-term monitoring of biosphere/atmosphere exchange of carbon dioxide. *J. Geophys. Res.*, 106, 3057-3069.
- Haywood, J M., K. P. Shine, 1995. The effect of anthropogenic sulfate and soot aerosol on the clear sky planetary radiation budget. *Geophys. Res. Lett.*, 22, 603-606.
- Haywood, J. M., D. L. Roberts, A. Silingo, J. M. Edwards, K. P. Shine, 1997. General circulation model calculations of the direct radiative forcing by anthropogenic sulphate and fossil-fuel soot aerosol. *J. Clim.*, 10, 1562-1577.

- Haywood, J. M., V. Ramaswamy, 1998. Global sensitivity studies of the direct radiative forcing due to anthropogenic sulfate and black carbon aerosols. *J. Geophys. Res.*, 103, 6043-6058.
- Heiger, D. N., 1992. *High Performance Capillary Electrophoresis. An Introduction.* Hewlett-Packard GmbH.
- Hobbs, P. V., J. S. Reid, R. A. Kotchenruther, R. J. Ferek, R. Weiss, 1997. Direct radiative forcing by smoke from biomass burning. *Science*, 275, 1776-1778.
- Horvath, H., 1992. Effects on visibility, weather and climate. *Atmospheric Acidity. Sources, Consequences and Abatement* (Edited by Radojevic, M and Harrison, R.M.), 435-466. *Elsevier Applied Science.* London and New York.
- Imre, K., 2002. A légköri aeroszol higroszkópos tulajdonságának vizsgálata. *Diplomamunka*, Veszprémi Egyetem.
- IPCC 1990. Climate change 1990. *The Intergovernmental Panel on Climate Change Scientific Assessment.* Eds: Houghton, J. T., G. J. Jenkins, J. J. Ephreums. Cambridge University Press, Cambridge, UK.
- IPCC 1996. Climate change 1995: The Science of Climate Change. *Contribution of Working Group I to the Second Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.* Eds: Houghton, J. T., L G. Meira Filho, B. A. Callander, N. Harris, A. Kattenberg, K. Maskell. Cambridge University Press, Cambridge, UK.
- IPCC 2001. Aerosols, their Direct and Indirect Effects. 289-348. Radiative Forcing of Climate Change. 349-416. *Climate Change 2001. The Scientific Basis.* Eds: Houghton, J. T., Y. Ding, D. J. Griggs, M. Nougier, P. J. van der Linden, X. Dai, K. Maskell, C. A. Johnson, 2001.. Cambridge University Press, Cambridge, UK
- Jain, A. K., B. P. Briegleb, K. Minschwaner, D. J. Wuebbles, 2000. Radiative forcings and global warming potentials of 39 greenhouse gases. *J. Geophys. Res.* 105. 20773-20790.
- Jones, A., D. L. Roberts, A. Slingo, 1994. A climate model study of indirect radiative forcing by anthropogenic aerosols. *Nature*, 370, 450-453.
- Jones, A., D. L. Roberts, M. J. Woodage, 1999. The indirect effects of anthropogenic sulphate aerosol simulated using a climate model with an interactive sulphur cycle. *Hadley Centre Technical Note* no. 14, 38. pp. Available from: Hadley Centre for Climate Prediction and Research, The Met Office, London Road, Bracknell, Berks, RG12 2SY, UK

- Kiehl, J. T., T. L. Schneider, P. J. Rasch, M. C. Barth, J. Wong, 2000. Radiative forcing due to sulfate aerosols from simulations with the National Center for Atmospheric Research Community Climate Model, Version 3. *J. Geophys. Res.*, 105, 1441-1457.
- Kiehl, J. T., B. P. Briegleb, 1993. The relative role of sulfate aerosol and greenhouse gases in climate forcing, *Science*, 260, 311-314.
- Kiehl, J. T., H. Rodhe, 1995. Modelling geographical and seasonal forcing due to aerosols. In: *Aerosol Forcing of Climate* (eds: Charlson R. J., J. Heintzenberg). J. Wiley and Sons Ltd, pp. 281-296.
- Kuang, Z., Y. L. Yung, 2000. Reflectivity variations off the Peru coast: Evidence for indirect effect of anthropogenic sulphate aerosols on clouds. *Geophys. Res. Lett.*, 16, 2501-2504.
- Lacis, A. A., J. E. Hansen, 1974. A parametrization for the absorption of solar radiation in the Earth's atmosphere. *J. Atmos. Sci.*, 31, 118-133.
- Langmann, B., M. Herzog, H.-F. Graf, 1998. Radiative forcing of climate by sulfate aerosols as determined by a regional circulation chemistry transport model. *Atmos. Env.*, 32, 2757-2768.
- Langner, J., H. Rodhe, 1991. A global three-dimensional model of the tropospheric sulphur cycle. *J. Atmos. Chem.*, 13, 225-263.
- Leaith, W. R., S.-M. Li, P. S. K. Liu, C. M. Banic, A. M. Macdonald, G. A. Isaac, M. D. Couture, J. W. Strapp, 1996. Relationships among CCN, aerosol size distribution and ion chemistry from airborne measurements over the Bay of Fundy in August-September, 1995. In *Nucleation and Atmospheric Aerosols*, (eds: M. Kulmala, P. Wagner). Elsevier Science Inc., 840-843.
- Liou, K.-N., 1980. *An Introduction to Atmospheric Radiation*. Academic Press, New York.
- Liou, K.-N., S.-C. Cheng, 1989. Role of cloud microphysical processes in climate: an assessment from a one-dimensional perspective. *J. Geophys. Res.*, 94, 8599-9607.
- Liousse, C., J. E. Penner, C. Chuang, J. J. Walton, H. Eddleman, H. Cachier, 1996. A global three-dimensional model study of carbonaceous aerosols. *J. Geophys. Res.* 101, 19411-19432.

- Lohmann, U., J. Feichter, 1997. Impact of sulfate aerosols on albedo and lifetime of clouds: A sensitivity study with the ECHAM GCM. *J. Geophys. Res.* 102, 13685-13700.
- Lohmann, U., J. Feichter, J. E. Penner, R. Leaitch, 2000. Indirect effect of sulfate and carbonaceous aerosols: A mechanistic treatment. *J. Geophys. Res.*, 105, 12193-12206.
- Mersich, I., T. Práger, P. Ambrózy, M. Hunkár, Z. Dunkel, 2001. *Magyarország éghajlati atlasza*. Országos Meteorológiai Szolgálat.
- Mészáros, Á., 1971. On the variation of the size distribution of large and giant atmospheric particles as a function of the relative humidity. *Tellus* 23, 436-440.
- Mészáros, E., 1997. Légköri sugárzásátvitel. A légköri aeroszol. *Levegőkémia*. 9-16, 81-110. Veszprémi Egyetemi Kiadó. Veszprém.
- Mészáros, E. 1999. *Fundamentals of Atmospheric Aerosol Chemistry*. 217-238. Akadémiai Kiadó, Budapest.
- Mészáros, E., Várhelyi, G., 1982. An evaluation of possible effect of anthropogenic sulfate particles on the precipitation ability of clouds over Europe. *Időjárás* 86, 76-81.
- Mészáros, E., L. Horvath, 1984. Concentration and dry deposition of atmospheric sulfur and nitrogen compounds in Hungary. *Atmos. Env.* 18, 1725-1730.
- Mészáros, E., T. Barcza, A. Gelencsér, J. Hlavay, Gy. Kiss, Z. Krivácsy, A. Molnár, K. Polyák, 1997. Size distributions of inorganic and organic species in the atmospheric aerosol in Hungary, *J. Aerosol Sci.*, 28, 1163-1175.
- Mészáros E., A. Molnár, J. Ogren, 1998. Scattering and absorption coefficients vs. chemical composition of fine atmospheric aerosol particles under regional conditions in Hungary. *J. Aerosol Sci.*, 29, 1171-1178.
- Molnár, A., E. Mészáros, H. C. Hansson, H. Karlsson, A. Gelencsér, Gy. Kiss, Z. Krivácsy, 1999. The importance of organic and elemental carbon in the fine atmospheric aerosol particles. *Atmos. Env.*, 33, 2745-2750.
- Molnár, A., E. Mészáros, 2001. On the relation between the size and chemical composition of aerosol particles and their optical properties. *Atmos. Env.* 35, 5053-5058.
- Myhre, G., E. J. Highwood, K. P. Shine és F. Stordal, 1998a. New estimates of radiative forcing due to well mixed greenhouse gases. *Geophys. Res. Lett.* 25, 2715-2718.

- Myhre, G., F. Stordal, K. Restad, I. Isaksen, 1998b. Estimates of the direct radiative forcing due to sulfate and soot aerosols. *Tellus*, 50B, 463-477.
- Myhre G., A. Myhre, F. Stordal, 2001. Historical evolution of radiative forcing of climate. *Atmos. Env.*, 35, 2361-2373.
- Novakov, T., J. E. Penner, 1993. Large contribution of organic aerosols to cloud-condensation-nuclei concentrations. *Nature*, 365, 823-826.
- Penner J. E., 1995. Carbonaceous aerosols influencing atmospheric radiation: black and organic carbon, in *Aerosol Forcing of Climate*, eds: R. J. Charlson and J. Heintzenberg, John Wiley and Sons, Chichester, 91-108.
- Penner J. E., R. Dickinson, C. O'Neill, 1992. Effects of aerosol from biomass burning on the global radiation budget, *Science*, 256, 1432-1434.
- Penner J. E., R. J. Charlson, J. M. Hales, N. Laulainen, R. Leifer, T. Novakov, J. Ogren, L. F. Radke, S. E. Schwartz, L. Travis, 1994. Quantifying and minimizing uncertainty of climate forcing by anthropogenic aerosols, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 75, 375-400.
- Penner, J. E., C. C. Chuang, C. Liousse, 1996. The contribution of carbonaceous aerosols to climate change. In: *Nucleation and Atmospheric Aerosols* (eds: Kumala, M., P. E. Wagner). Elsevier Science, 759-769.
- Penner, J. E., C. C. Chuang, K. Grant, 1998. Climate forcing by carbonaceous and sulfate aerosols, *Clim. Dyn.*, 14, 839-851
- Rotstayn, L. D., 1999. Indirect forcing by anthropogenic aerosols: A GCM calculation of the effective-radius and cloud lifetime effects. *J. Geophys. Res.*, 104, 9369-9380.
- Schwartz, S E., 1994. Group Report: Connections between Aerosol Properties and Forcing of Climate. In: *Aerosol Forcing of Climate*, Eds: Charlson, R. J., J. Heintzenberg, 251-280. John Wiley and Sons Ltd., Chichester, England
- Schwartz S. E., 1996. The whitehouse effect – shortwave radiative forcing of climate by anthropogenic aerosols: an overview, *J. Aerosol Sci.*, 27, 359-382.
- Shine, K. P., Forster, P. M. F., 1999. The effect of human activity on radiative forcing of climate change: a review of recent developments. *Global and Planetary Change* 20. 205-225.
- Sloane, C. S., J. Watson, J. Chow, L. Pritchett, 1991. Size-segregated fine particle measurements by chemical species and their impact on visibility impairment in Denver. *Atmos. Env.* 25A. 1013-1024.

- Szalay, S., T. Szentimrei, , 1998. *Meteorológiai Tudományos Napok 97.* Éghajlatváltozási vizsgálatok, éghajlati adatsorok, statisztikai módszerek. OMSz kiadvány Budapest, 89-98.
- Taylor K. E., J. E. Penner, 1994. Response of the climate system to atmospheric aerosols and greenhouse gases, *Nature*, 396, 734-737.
- Twohy, C. H., A. D. Clarke, S. G. Warren, L. F. Radke, R. J. Charlson, 1989. Light-Absorbing Material Extracted From Cloud Droplets and Its Effect on Cloud Albedo, *J. Geophys. Res.*, 94, 8623-8631.
- Twomey, S., 1974. Pollution and the planetary albedo. *Atmos. Env.*, 8, 1251-1256.
- Twomey, S., 1977. Influence of pollution on the short-wave albedo of clouds. *J. Atmos. Sci.*, 34, 1149-1152.
- Várhelyi, G., 1978. On the vertical distribution of sulphur compounds in the lower troposphere. *Tellus* 30, 542-545.
- White W. H., 1990. The contribution of fine particle scattering to total extinction. Section 4.1-4.4 Visibility and Historical Conditions-Causes and Effects, 85-102. Acid Deposition State. *Technology Report 24, National Acid deposition program, Government Printing Office, Washington D.C., USA*
- Wiscombe, W. J., G. W. Grams, 1976. The backscattered fraction in two-stream approximations. *J. atmos. Sci.* 33, 2440-2451.
- Yu, S., 2000. Role of organic acids (formic, acetic, pyruvic and oxalic) in the formation of cloud condensation nuclei (CCN): A review. *Atmos. Res.*, 53, 185-217.

<http://www.cmdl.noaa.gov/index.html>

Köszönetnyilvánítás

Köszönetet mondok témavezetőmnek, **Dr. Molnár Ágnesnek**, hogy PhD tanulmányaim során mindvégig támogatott és értékes szakmai tanácsaival ellátott. Hálámat fejezem ki **Dr. Mészáros Ernőnek** és **Dr. Gelencsér Andrásnak** szakmai segítségéért.

Köszönöm a Föld- és Környezettudományi Tanszék dolgozóinak az együttműködését, kiemelten **Temesi Dórának** a mérések során, **Hoffer Andrásnak** a fordításban nyújtott segítségét. Köszönettel tartozom **Dr. Hlavay Józsefnek** a kiváló feltételek biztosításáért.

Köszönöm **Feleségemnek** és **Édesanyámnak** a kiegyensúlyozott háttér biztosítását.