

Az ózon és a szén-dioxid áram mérése és modellezése kontinentális éghajlatú területen

BESZÁMOLÓ AZ F047242 SZÁMÚ OTKA PROGRAM KERETÉBEN VÉGZETT KUTATÁSRÓL

Témavezető: dr. Mészáros Róbert, ELTE Meteorológiai Tanszék

A kutatási munka résztvevői és a kutatási beszámolót készítették:

dr. Mészáros Róbert és dr. Barcza Zoltán

ELTE Meteorológiai Tanszék

1. BEVEZETÉS

Kutatásaink során a talaj–növényzet–légkör rendszer közötti kölcsönhatások elemzését végezzük. Jelen pályázat keretében – más kutatási pályázatokhoz is szervesen kapcsolódva – a felszín közeli légréteg két kiemelt fontosságú összetevője, az ózon és a szén-dioxid felszín és légkör közötti áramának meghatározását, valamint az eredmények értelmezését tűztük ki célul.

Az OTKA F047242 kutatási pályázat során az alábbi részfeladatokat hajtottuk végre: Kifejlesztettünk egy módszert a különböző felszíntípusokat érő, tényleges magyarországi ózonterhelés becslésére. A modellt magyarországi ózon fluxus mérés eredményeinek felhasználásával verifikáltuk. A pontbeli számítások után egy konkrét időpontra végeztünk számításokat egy Magyarországot lefedő szabályos rácson. Ezután az ülepedési modellt összekapcsoltuk egy terjedési modellel, ami az ózon koncentráció pontos térbeli eloszlását adja meg Magyarországra. Az ülepedési sebesség, valamint az ózon koncentráció mezők felhasználásával megkaptuk az ózon felszín közeli fluxusát. A modellfuttatások és részletes érzékenységi vizsgálatok tapasztalatai alapján folyamatosan végezzük az ülepedési modell pontosítását.

A pályázat másik nagy témakörében meghatároztuk a szén-dioxid regionális léptékű kicserélődését Hegyhátsálon az 1997–2005-ös időszakra eddy-kovariancia módszer alapján.

Az eddy-kovariancia módszerrel számított szén-dioxid kicserélődés térbeli reprezentativitását egy footprint-modell segítségével határoztuk meg. Légifotók, műholdképek illetve részletes földhasználati térképek segítségével pontosabb növénytakaró-térképet készítettünk a mérőhely környezetéről.

A határreteg CO₂ tartalmának vizsgálatához kidolgoztunk egy ún. „virtuális magas torony” mérleg modellt, ezáltal a nagy pontosságú, felszínközeli CO₂ koncentráció-mérések segítségével meghatározhatóvá vált a határreteg tetszőleges pontján a CO₂ koncentráció.

Az elméleti háttért, az alkalmazott módszereket, valamint a pályázat során megvalósult eredményeket a következőkben külön-külön mutatjuk be az ózon és a szén-dioxid esetére.

2. A FELSZÍNKÖZELI ÓZON ÜLEPEDÉSÉNEK MEGHATÁROZÁSA

2.1 Áttekintés

A troposzférikus ózon a felszín közeli légréteg egyik legfontosabb vegyülete. E háromatomos oxigén-molekula meghatározó szerepet játszik a kémiai reakciókban. Agresszív oxidáló hatása az élő szervezeteket és a tárgyakat egyaránt károsítja. A magas ózonkoncentráció

fékezi a növények fejlődését, gyengíti az ellenállóképességüket, a termés csökkenését okozza. Az emberi szervezetben is egészségi problémákat idézhet elő. Ezek a hatások egyre nagyobb odafigyelést kívánnak, mert az ózon létrejöttében szerepet játszó prekursor vegyületek növekvő emissziója miatt a felszín közeli ózonkoncentráció Európa nagy részén növekszik (*Hjellbrekke and Solberg, 2002*). E növekedés mértéke a szigorú kibocsátás-szabályozások hatására ugyan megtorpant, de az ózon koncentrációja még így is magas értékeket mutat Közép-Európában (*Jonson et al., 2006*). Az időjárási helyzettől függően hosszabb ideig tartó magas koncentrációjú időszakok és rövidebb epizódok egyaránt kimutathatóak Magyarország területére (*Debreczeni, 2006*).

A légköri ózonkoncentráció növekedése miatt pedig a felszínt, a különböző mesterséges és természetes környezetet is egyre nagyobb ózonterhelés éri.

Korábbi feltételezések szerint az ózonkoncentráció csak egy küszöbérték (pl. 40 ppb vagy 60 ppb) felett károsítja a növényeket és a növénykárosodások összeadódnak. A növénykárosító hatás egyik lehetséges mérőszámaként definiálták az *AOT* (Accumulated exposure Over a Threshold) értéket, amely a 40 ppb (*AOT40*), illetve 60 ppb (*AOT60*) feletti integrált ózommennyiséget jelenti (*Fuhrer et al., 1997*). Ezeket a mennyiségeket az év egy adott időszakára, általában áprilistól szeptemberig számítják. Az *AOT40* a következő egyenlettel adható meg:

$$AOT40 = \int_{t_1}^{t_2} c_{O_3} \Theta(c_{O_3} - 40 \text{ ppb}) dt, \quad (1)$$

ahol Θ az ún. Heaviside lépcsőfüggvény és c_{O_3} az ózon koncentrációja ppb egységben a felszín közeli rétegben. Az *AOT* mérőszámok egyszerűen meghatározhatók, ugyanakkor az integrált ózommennyiségekkel nem lehet egyértelműen jellemezni az ózonnak a növényekre gyakorolt hatását (*Fuhrer et al., 1997*). Az ózon a sztómákon (légzőnyílásokon) keresztül jut be a növényzet sejtjeibe és fejt ki ott roncsoló hatását. Ezért a tényleges ózonterhelés sokkal inkább az ülepedés, mint pusztán a koncentráció határozza meg. Az ülepedés mértéke függ növény fajtájától és fiziológiai tulajdonságaitól, az időjárási helyzettől, a talajnedvességtől és a talajféleségtől, ezért az ülepedés meghatározása összetett vizsgálatot igényel. Ennek érdekében kutatásaink során egy részletes ülepedési modell (*Mészáros, 2002*) fejlesztését, kalibrálását, érzékenységi vizsgálatát végeztük.

2.2 Az ülepedési modell

Az ózon felszínre irányuló fluxusának becslésére egy operatív felhasználásra is alkalmas, egydimenziós big-leaf típusú modellt fejlesztettünk ki. A modell az ózon ülepedését a meteorológiai elemek, a vizsgált nyomanyag mennyisége, fizikai és kémiai tulajdonságai, valamint a felszín és talaj függvényében számítja. Az ülepedési fluxust ($\mu\text{g m}^{-2} \text{s}^{-1}$) az ülepedési sebesség (m s^{-1}) és a referencia szintre (a modellben az aktív felszín felett 10 m-re) meghatározott ózonkoncentráció ($\mu\text{g m}^{-2}$) szorzataként számítjuk:

$$F_t = v_d c_r, \quad (2)$$

ahol F_t az ózonfluxus, v_d az ülepedési sebesség, c_r az ózonkoncentráció a referencia szinten. Az ülepedési sebességet az ülepedést akadályozó ellenállások eredőjének reciprokaként állítjuk elő:

$$F_t = c_r (R_a + R_b + R_c)^{-1}. \quad (3)$$

Ezek az ellenállások az aerodinamikai ellenállás (R_a), a kvázi-lamináris határreteg ellenállása (R_b), valamint a felszíni ellenállás (R_c). Az aerodinamikai ellenállás a turbulencia és a molekuláris diffúzió által végzett szállítást gátolja az állomány feletti légtérben. A kvázi-lamináris határreteg ellenállás, a felszín feletti vékony réteg ellenállása a momentum és a szennyezőanyag transzportjának különbségét fejezi ki. A felszíni ellenállás a következő formában írható:

$$R_c = \frac{l}{(R_{st} + R_{mes})^{-l} + (R_s)^{-l} + (R_{cut})^{-l}}, \quad (4)$$

ahol R_{st} a sztóma ellenállás ($s\ m^{-1}$), R_{mes} a mezofill réteg ellenállása ($s\ m^{-1}$), R_s a talaj ellenállása, R_{cut} pedig a kutikula ellenállása ($s\ m^{-1}$).

A felfogó felszín (az állomány teteje) és a referencia szint között állandó fluxust feltételezve a fluxus fölírható a következő formában is:

$$F_t = c_c R_c^{-1}, \quad (5)$$

ahol c_c az ózonkoncentráció az állomány tetején.

A teljes fluxusból meghatározható az a rész, ami a sztómákon keresztül lép kapcsolatba a növényekkel:

$$F_{st} = c_c R_{st}^{-1}, \quad (6)$$

illetve:

$$F_{st} = F_t R_c R_{st}^{-1}, \quad (7)$$

A modellt úgy fejlesztettük, hogy megfeleljen a Magyarországon hozzáférhető meteorológiai adatbázisnak, illetve a helyi éghajlati adottságoknak. Az ellenállások számításánál használt felszín-, talaj- és növényzetfüggő paramétereket a rendelkezésre álló hazai mérések alapján kalibráltuk, illetve szakirodalmi hivatkozásokból vettük.

A pontbeli számítások (*Mészáros, 2002; Mészáros et al., 2004*) után egy konkrét időpontra végeztünk számításokat egy Magyarországot lefedő szabályos rácson (*Lagzi et al., 2004*). A rácsfelbontás megfelel az Országos Meteorológiai Szolgálat Aladin előrejelzési modell rácshálózatának, így a meteorológiai állapothatározók bemenő adatmezőit az Aladin modellből nyertük. Minden egyes rácsnégyzetre meghatároztuk a domináns felszintípust, illetve fizikai talajféleséget. Számításaink eredményeként megadtuk az ózon ülepedési sebességének térbeli eloszlását Magyarország területére, egy nyári napra. Ezután az ülepedési modellt összekapcsoltuk egy terjedési modellel (*Lagzi, 2004*), ami az ózonkoncentráció pontos térbeli eloszlását adja meg Magyarországra. Az ülepedési sebesség, valamint az ózon koncentráció mezők felhasználásával megkaptuk az ózon felszín közeli fluxusát.

Az ellenállás modell alapján számítottuk az ózon fluxusának azon részét, ami a sztómákon keresztül lép kapcsolatba a növényzettel. A sztómafluxust a modellben a hőstressz, a légnedvességi- valamint a talajnedvességi stressz alapján parametrizáltuk (*Lagzi et al., 2004*).

Vizsgálataink során első lépésként három fiktív talajnedvességi állapotot vettük alapul; egy jó, egy rossz és közepes vízellátottsági helyzetet. Egy talajnedvesség-becslő modell fejlesztésével (*Mészáros et al., 2006a*) lehetőségünk nyílt arra is, hogy a vizsgált időszakra becsült talajnedvesség felhasználásával pontosabban megadjuk az ózonfluxust. Ehhez egy vízháztartáson alapuló, ún. csöbör-modellt használtunk, ami egy prognosztikus egyenletrendszer segítségével, napi bontásban becsli a talajnedvességet. E modellt két

magyarországi adatsoron teszteltük, és elvégeztük az érzékenységi vizsgálatát is (Szinyei és Vincze, 2005).

A kutatások keretében részletes modell érzékenységi vizsgálatot végeztünk (Mészáros *et al.*, 2006b). Megvizsgáltuk, hogy melyek azok a modellparaméterek és input adatok, amelyek erősen befolyásolják a kapott eredményt. Az ózon ülepedés becslésében számos bizonytalan tényező okoz nehézséget. Az elsődleges modellszámítások tapasztalatai alapján ezeket a bizonytalan bemenő paramétereket kívántuk pontosítani.

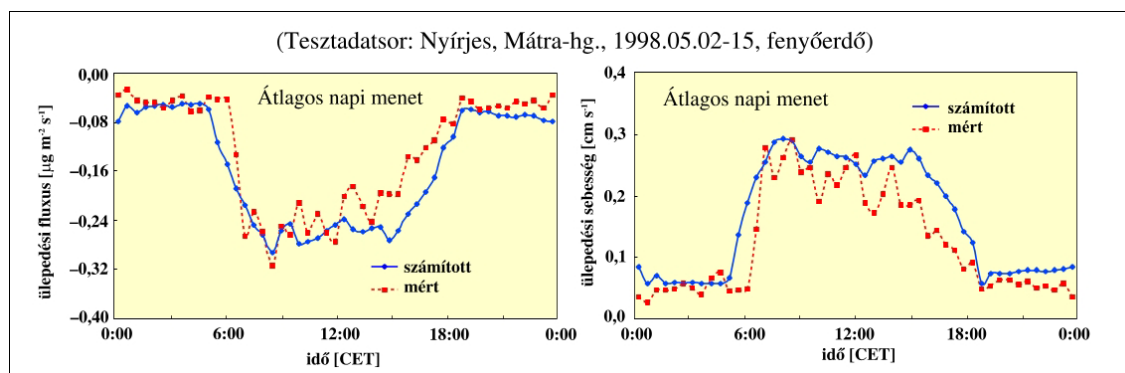
Különböző felszíntípusok (Nyírjes – fenyőerdő, Hegyhátsál – fűfelszín) felett végzett mikrometeorológiai mérések felhasználásával inverz módon számítottunk néhány modellparamétert. Megadtuk a modell energiaháztartási almoduljában használt vegetációfüggő paraméterek, valamint a minimális sztómaellenállás értékét (Szinyei, 2006).

A térbeli modellezés időbeli kiterjesztésének vizsgálata céljából összehasonlítottuk egy éves adatsoron a koncentráció és fluxus menetét mérési eredmények felhasználásával és elemeztük az évszakos eltéréseket.

2.3 Eredmények

Az ülepedési modellel első lépésben egy fenyőerdővel borított területre végeztünk számításokat. Először egy kéthetes, részletes mérési adatsor segítségével kalibráltuk a modellparamétereket. A számított ülepedési sebesség és fluxus értékeket közvetlen eddy-kovariancia mérések eredményeivel hasonlítottuk össze. A mérések a nyírjesi mérőállomáson ($\varphi = 47^{\circ}57'$, $\lambda = 19^{\circ}54'$, $h = 560$ m). 1998. május 2. és 15. közötti időszakban folytak (Mészáros *et al.*, 2004).

Mind az ülepedési sebesség, mind pedig az ózonfluxus számított értékei jó egyezést mutattak a mért adatokkal (1. ábra). A maximum értékek a kora délelőtti órákban alakulnak ki. Ezután a déli, kora délutáni órákban egy kisebb csökkenés mutatható ki mind a mérés, mind a modellszámítások alapján. Ez a telítési hiány déli maximumával magyarázható, ami gátolja az ülepedést.



1. ábra: Az ózon ülepedési modellel számított és az eddy-kovariancia méréssel kapott ózon ülepedési fluxus és ülepedési sebesség összehasonlítása fenyőerdő felett

Éjszaka a modellezett fluxus megközelítően állandó. Ez annak köszönhető, hogy ilyenkor a sztómán keresztüli ülepedés gyakorlatilag nem játszik szerepet. Az ózon ilyenkor a kutikulán keresztül ülepedik. A kutikula ellenállást a modellben állandónak vettük. A modellezett fluxus éjszakai értékében tapasztalható kisebb ingadozásokat a légkör állapotától függő aerodinamikai-, és határréteg ellenállások változásai okozzák.

Az éjszakai fluxusok egy nagyságrenddel kisebbnek adódtak a nappalinnál. Az ózonfluxus az éjszakai $-0,06 - -0,08 \mu\text{g m}^{-2} \text{s}^{-1}$ -ről nappal $-0,30 \mu\text{g m}^{-2} \text{s}^{-1}$ -ra nőtt. (A negatív előjel az

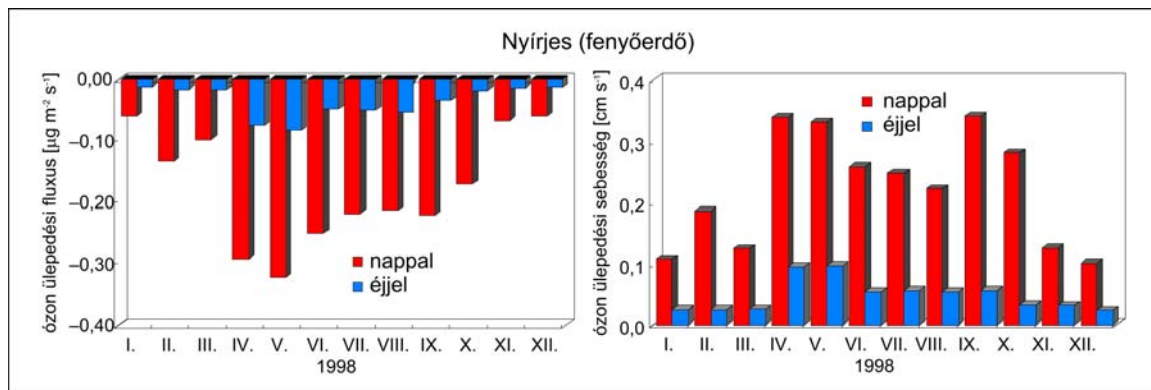
ülepedésre utal.) Az ülepedési sebességre hasonló megállapítások tehetők. Eszerint átlagos értéke éjjel 0,05–0,08 cm s⁻¹ körülnek adódott, míg a nappali átlagos maximum 0,3 cm s⁻¹ volt.

A modellezett és a mért értékek között a nappali órákban az átlagos eltérés 33%, míg éjszaka 46% volt. Az éjszakai fluxusok azonban jóval kisebbek, ezért ez a nagyobb eltérés a számításokban végső soron nem okoz akkora hibát, mint a nappali időszakban tapasztalható bizonytalanságok.

A modell tesztelése után a nyírjesi mérőhelyen egy teljes évre (1998) számítottuk az ózon ülepedését. A modellszámítások eredményeit a 2. ábrán mutatjuk be. Azért választottuk ezt az évet, mert Nyírjesen ekkor álltak rendelkezésre a legrészletesebb mérések.

Az ülepedési sebesség téli legalacsonyabb napi átlagértékei 0,05 cm s⁻¹-nél kisebbnek adódtak. A legmagasabb értékeket áprilisban és májusban kaptuk. Ekkor a napi átlagérték többször is 0,2 cm s⁻¹ fölötti volt. A talajnedvességi stressz a magas növényállomány esetén csak kisebb mértékben érvényesül. Ugyanakkor jól látszik a hőmérséklet és a nedvesség ülepedést befolyásoló hatása. Az ülepedési sebesség februári növekedése márciusban megtorpan, sőt, ekkor kisebb értékeket kaptunk. Ez azzal magyarázható, hogy a március ebben az évben hidegebb volt, mint a február, s a hőmérsékleti stressz gátolta az ülepedést.

Az ülepedés számára a legoptimálisabb feltételek áprilisban és májusban valósultak meg. Nyár derekán, a megnövekedett telítési hiány miatt már alacsonyabb ülepedést kaptunk. Augusztusban és szeptemberben – a tavaszihoz hasonló körülmények miatt – kis mértékben növekedtek az ülepedési sebesség napi átlagértékei. Szeptember végétől, a besugárzás csökkenésével együtt az ülepedés is fokozatosan csökkent, elérve a téli minimumot.



2. ábra: Az ózon ülepedési fluxusának és sebességének átlagos havi értékei fenyőerdő felett a nappali és éjszakai órákban

A legmagasabb értékek a tavaszi hónapokra estek. Ekkor mind a hőmérséklet, mind a talajnedvesség, mind a légköri nedvesség értékei a növényzet számára közel optimálisak, ezért ekkor maximális az anyagcsere a növényzet és a légkör között.

A nappali ülepedés mindig felülmúlja az éjszakai. Ilyenkor a termikus hatások miatt intenzívebb a növényzet anyagcséréje és a turbulens átkeveredés is. Éjjel, a besugárzás megszűntével a sztómákon keresztüli anyagcsere minimális, a turbulencia intenzitása csökken, és az ózon koncentrációja is kisebb. Ez végeredményben a nappalinál kisebb ülepedési sebességet és ózonfluxust eredményez.

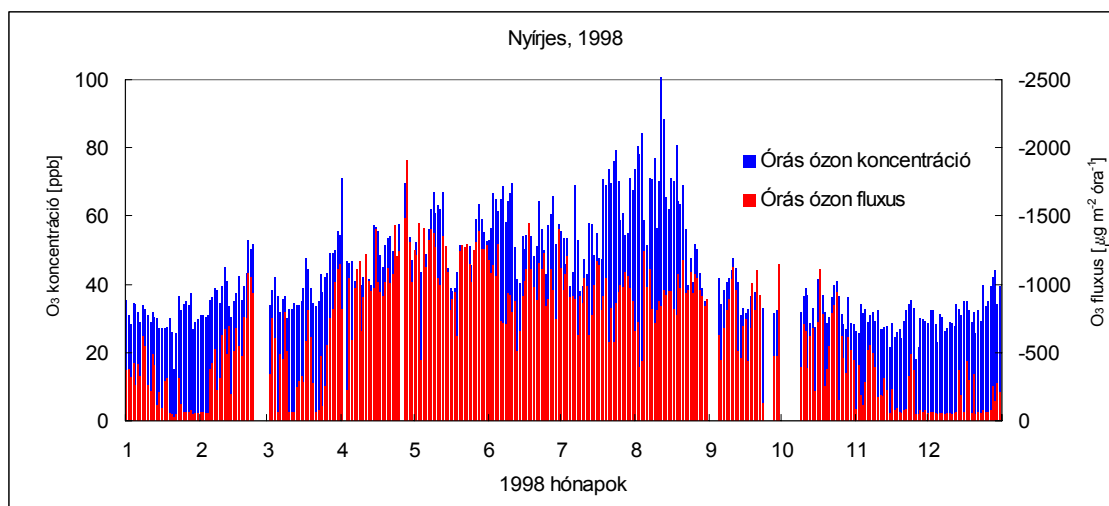
Az ózonfluxus éves menetével összevetettük az ózon koncentráció évi menetét is (3. ábra). A koncentráció és a fluxus skálája nem feleltethető meg egymásnak, mert a fluxus a koncentráción kívül az időjárási helyzettől, a felszín, a növényzet és a talaj állapotától egyaránt függ. Az időbeli változások mértéke és iránya azonban szembeötlő. A két, éves

menet összehasonlításából jól látszik, hogy a magas ózon koncentrációhoz nem feltétlenül társul nagy fluxus és fordítva, alacsonyabb légköri ózon koncentráció mellett is fennállhat nagy mértékű kiülepedés.

Az ózon koncentrációja januártól augusztusig emelkedő trendet mutatott. Az év elején általában 20 és 40 ppb között változott a napi átlagos koncentráció, míg júliusban és augusztusban több alkalommal meghaladta a 60 ppb-t. Az augusztus végi gyors csökkenés után a koncentráció az év hátralévő részében legtöbbször 15 és 30 ppb között ingadozott.

A fluxus éves menete ezzel szemben a fentiekben már leírt módon alakult.

Ebből az következik, hogy pusztán az ózon koncentráció értéke nem ad pontos információt a tényleges nyomgázterhelés mértékéről. Arról sokkal pontosabb képet kapunk, ha az ülepedési fluxust határozzuk meg.



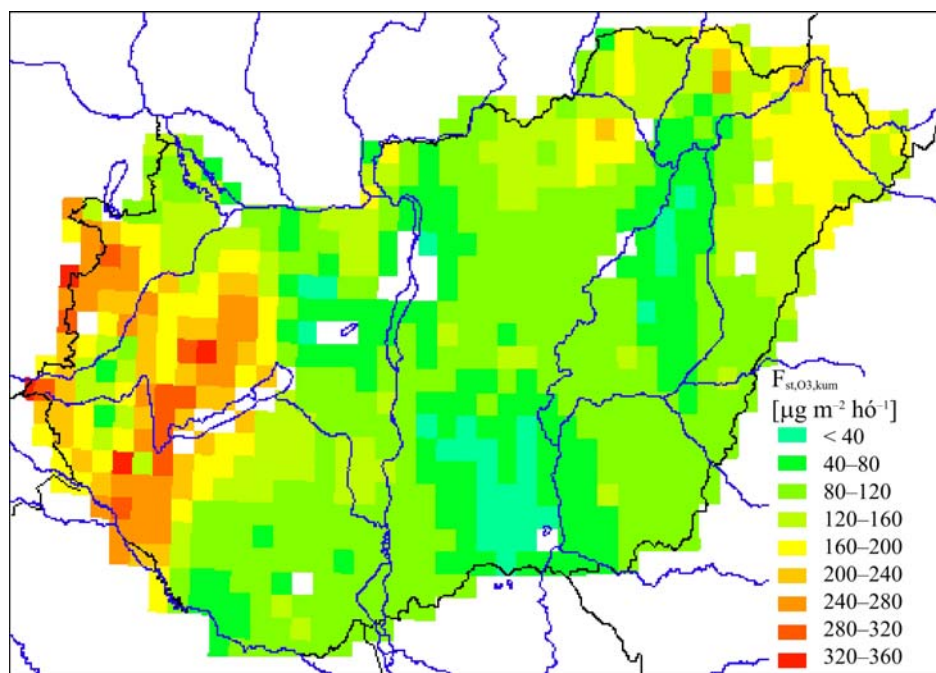
3. ábra: Az ózon koncentráció és fluxus évi menete Nyírjesen, 1998-ban

A pontbeli modellszámítások tapasztalatai és az adatbázisépítés után modellünket térben kiterjesztve szabályos rácson végeztünk becsléseket. A rendelkezésre álló adatbázis alapján 1998 júliusára becsültük az ózonkoncentráció térbeli eloszlását Magyarország területére. Meghatároztuk a kumulatív AOT40 és a tényleges terhelés jobban leíró sztómafluxus értékeit is. A 4. ábrán a kumulatív sztómafluxus térbeli eloszlása látható a vizsgált hónapra. Az 5. ábrán az ózonterhelés becslésére használt küszöbérték, az AOT40, ugyanezen időszakra vonatkozó értékeit tüntettük föl. Ez a mérőszám az óras 40 ppb koncentráció fölötti értékeket összegzi egy megadott időszakra. Minkét ábrán a vizsgált hónap azon óras értékeit vettük figyelembe, amikor a globálsugárzás meghaladta az 50 W m^{-2} -t, mert ez az az időszak, amikor a növényzet anyagcsere folyamata a legaktívabb.

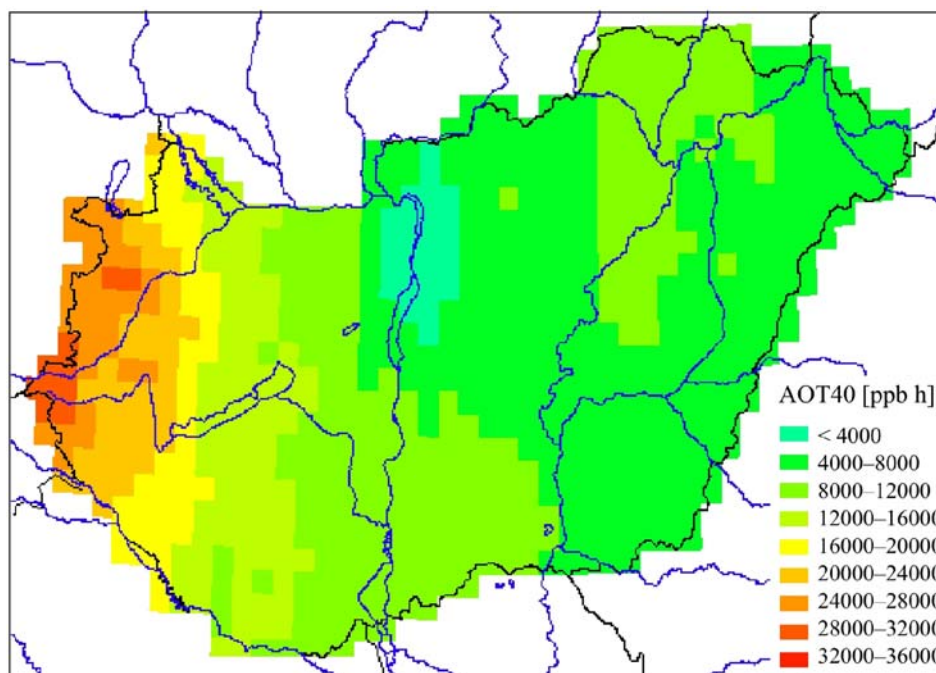
A 4. és az 5. ábra közti különbség rávilágít arra, hogy a korábban elterjedten használt AOT40 és a sztómafluxus – vagyis a ténylegesen a növénybe jutó károsító ózon mennyisége – eltérhet. A tényleges terhelést az az ózommennyiség fejtí ki a növényre, amely a légcserenyílasokon keresztül bejutva károsítja a sejteket.

Az AOT40 térkép alapján az Alpokalján, a Kemenesháton, és különösen a Vasi-Hegyháton magas a növényzetet érő ózondózis ($20\,000\text{--}32\,000 \text{ ppb h hónap}^{-1}$). A kísérleti tapasztalatok szerint 3000 ppb h-s AOT40 érték a májustól júliusig tartó intenzív növekedés idején már kb. 5%-os csökkenést okoz a búzatermésben (Debreczeni, 2006). Az adott hónapban tapasztalt értékek ezt az egész ország területén meghaladták. A kumulatív sztómafluxus legmagasabb értékei az Alpokalja, a Zalai-dombság és a Bakony egyes területeire estek, ($240\text{--}360 \text{ µg m}^{-2} \text{ hó}^{-1}$), ezekben a régiókban a vályog, homokos vályog

dominál, vagyis azok a talajfélések, melyek kevésbé érzékenyek a nyári hónapban gyakori alacsonyabb talajnedvességre, ezáltal a ülepedés intenzívebb lehet. Másrészt ezekben a régiókban az ülepedési sebesség és az ózonkoncentráció is magasabb értékeket mutatott.

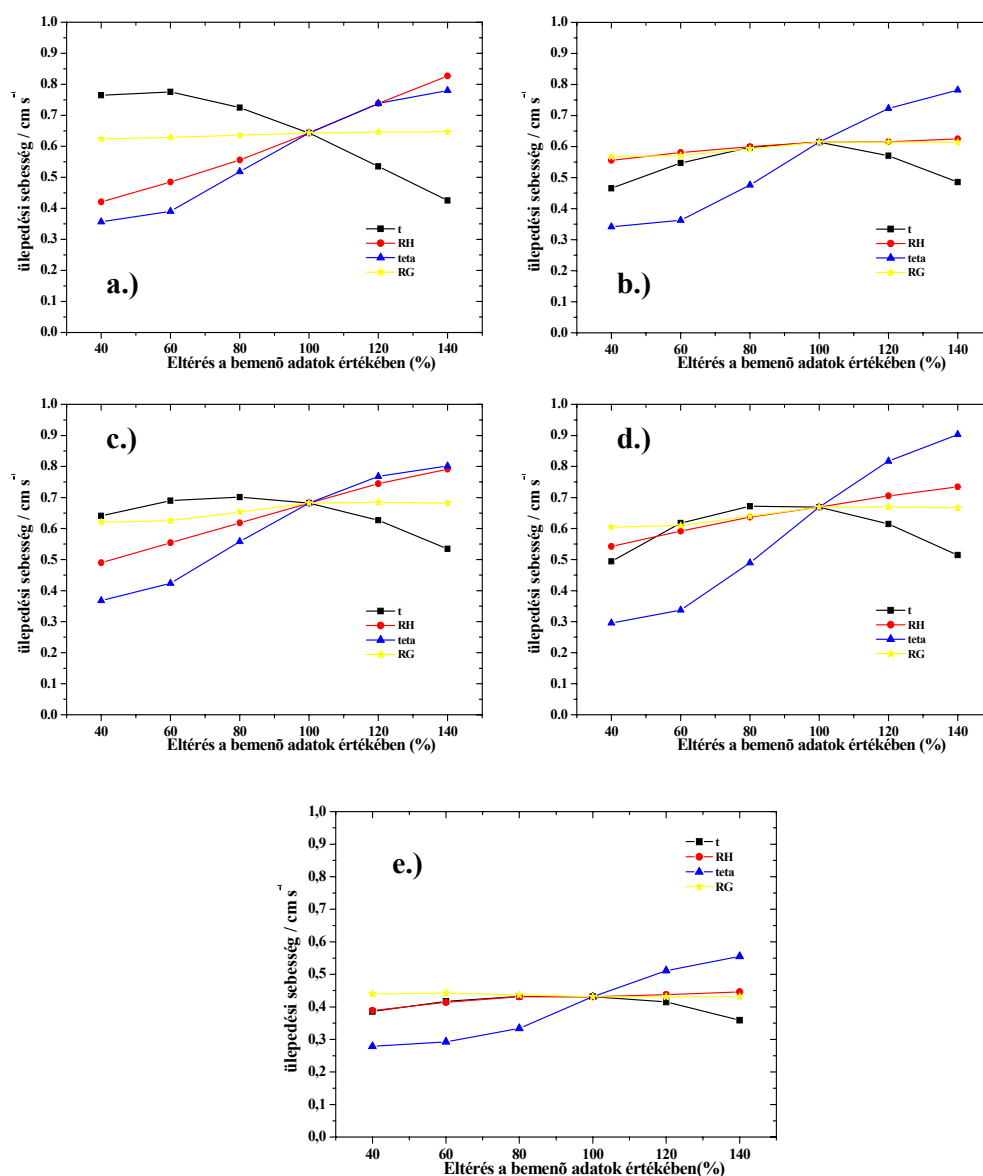


4. ábra. A kumulatív sztómafluxus eloszlása Magyarország területére 1998. július (amikor a globálsugárzás, nagyobb, mint 50 W m^{-2})



5. ábra. Az AOT40 eloszlása Magyarország területére 1998. júliusában (amikor a globálsugárzás, nagyobb, mint 50 W m^{-2})

A kétféle mérőszám eltérésére az ország északkeleti részén, a Hajdúság és Nyírség területén látjuk a legszembeötlőbb példát. Itt az AOT40 térkép alapján nem következettünk nagy terhelésre, de a sztómafluxus térképe már jelentős ózonüledést mutat ($160\text{--}200\ \mu\text{g m}^{-2}\ \text{h}^{-1}$). Ez esetben az alacsonyabb koncentráció mellé magas üledési sebesség járult. A sztómafluxus legalacsonyabb értékeit a Hortobágy és a Kiskunság területein kaptuk. Előbbi esetben az alacsony növényzet (fű) az utóbbiban pedig a talajtípus (homok) miatt kapott alacsony üledési sebességgel magyarázható a kis mértékű ózonerhelés. Ugyanakkor meg kell jegyeznünk, hogy hasonló körülmények mellett eltérő értékek is adódhatnak (pl. homoktalaj esetén nagyobb mértékű is lehet az üledés, mint a vizsgált időszakra a Nyírségben). A talaj- és felszín típus, az időjárási körülmények együttesen egy bonyolult kapcsolatrendszeren keresztül hatnak egymásra és az üledésre. Az egyes tényezők hatásainak mértéke ezért térben és időben változhat és azok pontosabb meghatározása további kutatásokat igényel.



6. ábra. Az üledési sebesség változása a bemenő adatok változtatásának hatására (a.): vegyes erdő, b): mezőgazdasági terület, (c.): lombhullató erdő, (d.): gyümölcsös, (e.): fűfelszín esetén

A vizsgált periódusra, 1998. júliusára elvégeztük a modellben alkalmazott ötféle növényállományra az érzékenységi vizsgálatokat (6. ábra). Elemeztük, hogy a hőmérséklet (t), a légnedvesség (RH), a talajnedvesség ($teta$) és a globálsugárzás (RG) értékeinek megváltoztatásával milyen mértékben változik az ózon ülepedési sebessége a különböző növényállományok felett. A vizsgálatok során a 12 UTC-s adatok átlagait használtuk. Az állapothatározókat a tényleges érték 40%-a és 140%-a között változtattuk 20%-os lépésként. Az eredmények egy konkrét hónapra, az azt jellemző időjárási helyzetre vonatkoznak, mégis jól jellemzik az ülepedés függését a meteorológiai állapotoktól.

Az ülepedés sebessége a talajnedvesség csökkentésére és növelésére mutatta a legnagyobb érzékenységet. Ahogy a talaj egyre szárazabbá válik, a növénynek gazdálkodnia kell a rendelkezésére álló vízmennyiséggel, ezért a sztómáit zárja a kiszáradás elkerülése végett, ez pedig az ülepedési sebesség csökkenését eredményezi. Ha a növény elegendő vizet tud felhasználni az életfolyamataihoz, vagyis a talaj megfelelő nedvességű számára, akkor a légcserenyílások nyitottak, az ülepedés mértéke nagyobb. A talajnedvesség 20–40%-os csökkentésével markánsan visszaesett az ülepedés sebessége (20–40%-kal), 60%-os redukálással már kisebb mértékű a visszaesés az előbbi intervallumokéhoz képest, hiszen akkor már „kritikusan” száraz a talaj. A vegyes erdőt és a lombhullató erdőt vizsgálva, ha 40%-kal növeltük a talaj víztartalmát, akkor a 20%-kal nőtt az ülepedés sebessége is, fordított esetben, vagyis ugyanilyen arányú csökkentésnél, mindkét állományra 40%-os visszaesést mutatott az ülepedés. A gyümölcsös és a fűfelszín különösen érzékeny a talaj víztartalmára az ülepedés mértékének tekintetében, ugyanis a 40%-os csökkentéshez, az előbbinél 50%-os, az utóbbinál 40%-os visszaesést mutatott, és az ugyanilyen mértékű növelés mindkét növénycsoportnál 40%-os növekedést eredményezett. A legnagyobb részarányban előforduló felszínhasznosítási kategória, a mezőgazdasági terület, hasonló érzékenységet mutatott az erdőkhöz (40%-os talajnedvesség-tartalom növekedésnél 30%-kal volt intenzívebb az ülepedési sebesség, ugyanekkora csökkentés esetén 40%-kal csökkent).

A hőmérséklet bármely irányú megváltozása negatívan hatott az ülepedés mértékére a mezőgazdasági terület, a gyümölcsös és a fűfelszín esetén. Ez arra enged következtetni, hogy ezen állományok számára a júliusi átlaghőmérséklet ideális volt. Fűfelszínél a hőmérséklet csökkentése szinte alig befolyásolta az ülepedés mértékét. 40%-os fokozása 10%-kal redukálta az ülepedést. A mezőgazdasági területnél az ülepedés sebessége 40%-os csökkentésnél ugyanolyan mértékben változott (kisebb lett), mintha 20%-os növelésnél, 60%-os redukálás pedig 40%-os fokozásnak felelt meg az ülepedés csökkenését illetően. A gyümölcsösnél az előbbihez hasonló volt a helyzet.

A hőmérséklet változása fordított arányban módosította az ülepedés mértékét a vegyes erdő és a lombhullató erdő esetén. 1998. júliusa meleg nyári hónap volt, így a hőmérséklet csökkentése jobban kedvezett az erdőállománynak, melyeknek anyagcseréje szűkebb hőmérsékleti tartományon belül valósul meg, mint más növényállományok esetén. A vegyes erdő esetén aktívabb anyagcsere valósult meg az alacsonyabb (számára optimális) hőmérsékleten. Ezt az mutatja, hogy ez az egyetlen állomány, amelynél még 60%-os csökkentés is 20%-os ülepedési sebesség fokozódást jelentett.

A relatív nedvesség csökkentésével, az ülepedési sebesség is csökkent, ez főként a vegyes erdő, a lombhullató erdő és a gyümölcsös esetén volt látványos. Ha a telítési hiány növekszik, a déli, kora délutáni órákban, akkor a gázcserenyílások jobban összezáródnak, hogy csökkentsék a párologtatás általi vízvesztésüket. A lombhullató és a vegyes erdő esetén 40%-os páratartam-csökkentés, körülbelül $0,15 \text{ cm s}^{-1}$ -mal (20%-kal) csökkentette az ülepedési sebességet. Ha a telítési hiány csökkent, hasonló mértékben növekedett az ülepedési sebesség nagysága.

A globálsugárzás értékében történő változás minden vizsgált felszíntípus esetén csak minimális mértékben befolyásolta az ülepedés mértékét az adott hónapban.

2.4. Az eredmények összefoglalása

Kutatásaink során meghatároztuk a felszín közeli ózon ülepedésének időbeli változékonyságát fenyőerdő fölött. Kidolgoztunk egy operatív célra is alkalmazható ózon száraz ülepedési modellt. Eredményeinket a következő pontokban foglaljuk össze:

Az ülepedés mértéke jellemző napi és évi menetet mutat. Mindkét esetben kettős maximum tapasztalható. Az évi menetben a maximumok késő tavasszal és őszején jelentkeznek, míg napi skálán a délelőtti és a délutáni órákban. A téli félévben a hőmérsékleti stressz, míg éjszaka a stabilis rétegződés gátolja az ülepedést. Nyáron, illetve a déli órákban az erős besugárzásból eredő telítési hiány megnövekedése idéz elő fluxus csökkenést.

A modell térbeli kiterjesztése során lehetőség nyílt az ózonülepedés Magyarország területére vonatkozó térbeli eloszlásnak meghatározására.

A nyári időszakra vonatkozó számítások, valamint a részletes érzékenységi vizsgálatok alapján megállapíthatjuk, hogy az ózon ülepedésére hazánkban, a nyári félévben legerősebben a talaj nedvességi állapota hat.

A korábban használt koncentráció alapú mérőszámok helyett a modellel számított fluxus, s különösen a sztómákon keresztüli fluxus pontosabb képet nyújt a különböző növényállományokat érő ózonterhelésről.

3. A LÉGKÖR ÉS A BIOSZFÉRA KÖZTI SZÉN-DIOXID KICSERÉLŐDÉS VIZSGÁLATA

3.1 Áttekintés

A kutatási program másik részterületét a bioszféra és a légkör közötti szén-dioxid (CO_2) áram mérése és modellezése, illetve a határretegbeli CO_2 koncentráció meghatározása képezte Magyarország területén.

Közismert tény, hogy a légköri szén-dioxid mennyisége az ipari forradalom kezdete óta folyamatosan nő. Jelenleg az emberiség által elsősorban fosszilis tüzelőanyag elégetésével, illetve erdőirtások által kibocsátott CO_2 mennyiségnek kb. 55%-a marad a légkörben, ezzel növelve az üvegházhatást. A kibocsátás maradék 45%-át a Föld óceánjai illetve a szárazföldi bioszféra köti meg (IPCC, 2001). Azt azonban nem tudjuk, hogy mely földrajzi régióban kötődik meg ez a mennyiség, és még kevésbé tudjuk, hogy milyen folyamatokon keresztül zajlik ez a felvétel.

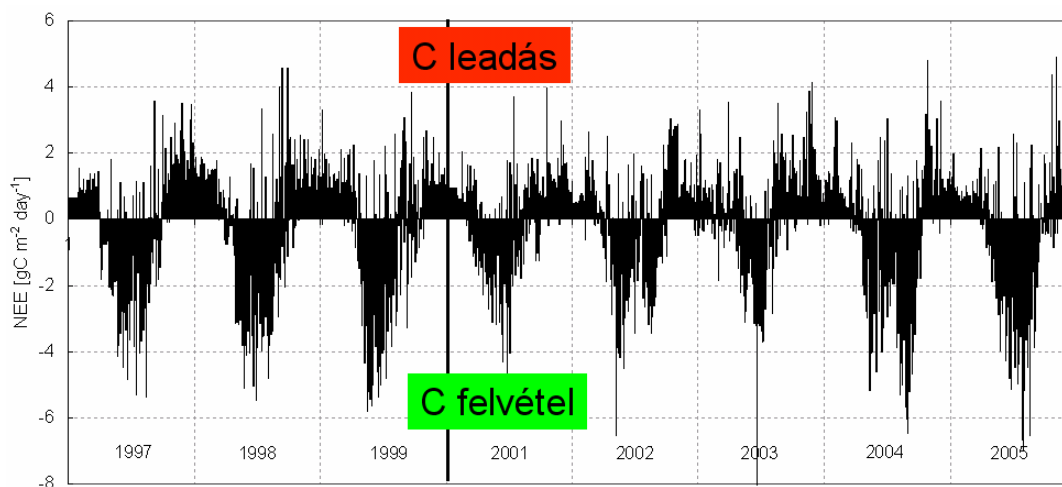
A szakma élvonalába tartozó kutatócsoportok nemlineáris inverziót alkalmazó matematikai módszerekkel, globális vagy kontinentális skálájú légköri transzportmodellek segítségével próbálják meghatározni a CO_2 felszíni forrásait és nyelőit (Ciais *et al.*, 1995; Rödenbeck *et al.*, 2003). Az eljárást azért hívják inverz módszernek, mert a felszíni kibocsátás/nyelés hatására a légkörben megjelenő CO_2 koncentráció-gradiens alapján következtet vissza a felszíni forrás/nyelő erősségére. Ahhoz azonban, hogy az inverz módszer hatékony legyen, nagy pontosságú CO_2 koncentráció mérésekre van szükség, a felszín hatásaitól lehetőleg minél távolabb. Hagyományosan a CO_2 koncentráció mérések felszíni mérőállomásokon történnek (Bakwin *et al.*, 1998; Haszpra, 1999a; 1999b). A felszíni, kis térségre reprezentatív CO_2 források és nyelők hatása azonban megnehezíti a nagyobb skálájú jel detektálását (a helyi hatások zajként rakódnak a nagy skálájú transzportfolyamatok által

generált jelre). Emiatt merült fel az igénye annak, hogy modellek alkalmazásával megbecsüljék a határreteg CO₂ koncentrációját. Erre kiváló lehetőséget nyújtanak azok a mérőhelyek, ahol egyszerre történik CO₂ koncentráció mérés és felszín-légkör kötötti CO₂ kicserélődés mérés.

A magyarországi Hegyhátsálon üzemelő mérőállomás (Vas megye), amely Haszpra László kezdeményezésére jött létre 1994-ben, egyike azon kevés állomásoknak, amely eleget tesz a fenti elvárásoknak. Jelen kutatómunka egyik célja az volt, hogy kidolgozzunk egy mérlegmodellt a határreteg CO₂ koncentrációjának becslésére, valamint a mérési adatok segítségével teszteljük a modell működését. A mérési adatok lehetőséget nyújtanak arra is, hogy egyszerű doboz alapú mérlegmodellt fejlesszünk ki a felszíni CO₂ kicserélődés alternatív becslésére.

3.2 CO₂ mérleg számítások

A program végrehajtásához elsőként meghatároztuk a szén-dioxid regionális léptékű kicserélődését Hegyhátsálon az 1997–2005-ös időszakra (a 2000-es év műszerhiba miatt teljes egészében hiányzik), eddy-kovariancia módszer alapján (Barcza, 2001; Barcza et al., 2003; Haszpra et al., 2005). A regionális skálájú mérőrendszer (ahol az eddy-kovariancia elven működő rendszer 82 m magasságban üzemel) adatai alapján megállapítottuk, hogy a régió éves szinten a légkör szempontjából általában nettó szénnyelőként viselkedik. A mért nettó szénkicserélődés (NEE) -146 és 69 gC/m²/év között változott az 1997 és 2005 közötti időszakban (2000-ben nem volt mérés) (7. ábra). Ez az első lépés a határreteg szén-dioxid tartalmát becslő, regionális léptékű mérleg-módszer alkalmazásához, ugyanis megfelelő reprezentativitású referencia adatsor nélkül nem használható a mérleg modell, és nem verifikálható a doboz alapú mérlegmodell sem. Ezen kívül a mérési adatok értékes információt is nyújtanak a régió szénháztartásáról, illetve a szénfelvétel környezeti paraméterektől való függéséről (Haszpra et al., 2005).



7. ábra.: A bioszféra és a légkör közötti CO₂ kicserélődés C egyenértékben kifejezve, 1997 és 2005 között (NEE=nettó szénkicserélődés). A negatív előjel szén-dioxid felvételt jelöl.

Az eddy-kovariancia módszerrel számított szén-dioxid kicserélődés térbeli reprezentativitását Schmid (1994; 1997) FSAM footprint-modelljével határoztuk meg. Az FSAM az ún. inverz fákhya modell elvét használva számítja ki adott időszak mérési adatainak

felhasználásával azt a 2 dimenziós területet, amelyről származó információt (esetünkben a bioszféra-légkör közötti kicserélődést) a turbulens elemek a tornyon lévő műszerekhez szállítják. Hosszú időszak adatai alapján átfogó képet kapunk a mérőrendszer reprezentativitásáról. Az eredmények szerint nappali (instabil) körülmények között a mérőtornyon mért szén-dioxid kicserélődés érték az uralkodó szélirány által kijelölt térségben, a toronytól maximum 5 km-re lévő területről ad információt. A reprezentativitás-görbék csúcsa a toronytól 1–2 km-re helyezkedik el (8. ábra).

Légifotók, műholdképek (Landsat), illetve részletes földhasználati térképek segítségével pontos növénytakaró-térképet készítettünk a mérőhely környezetéről. Az FSAM modell által szolgáltatott reprezentativitás-görbesereg és a növényborítottság együtt képet ad arról, hogy mely vegetációtípus járul hozzá az adott időszakban mért jelhez. Az eredmények szerint a szomszédos mezőgazdasági művelés alatt álló területek, illetve a kisebb fás csoportosulások szén-dioxid cseréje is kihat a mért jelre (8. ábra). Összességében azt mondhatjuk, hogy egy vegyes ökoszisztéma szénmérlegét mérjük, ahol a mezőgazdasági kultúrnövények hozzájárulása a domináns (őszi búza, kukorica, stb.). A nagy térbeli reprezentativitás a hegyhátsági mérőhely sajátossága, és lehetőséget nyújt a mért adatok térben való kiterjesztésére.

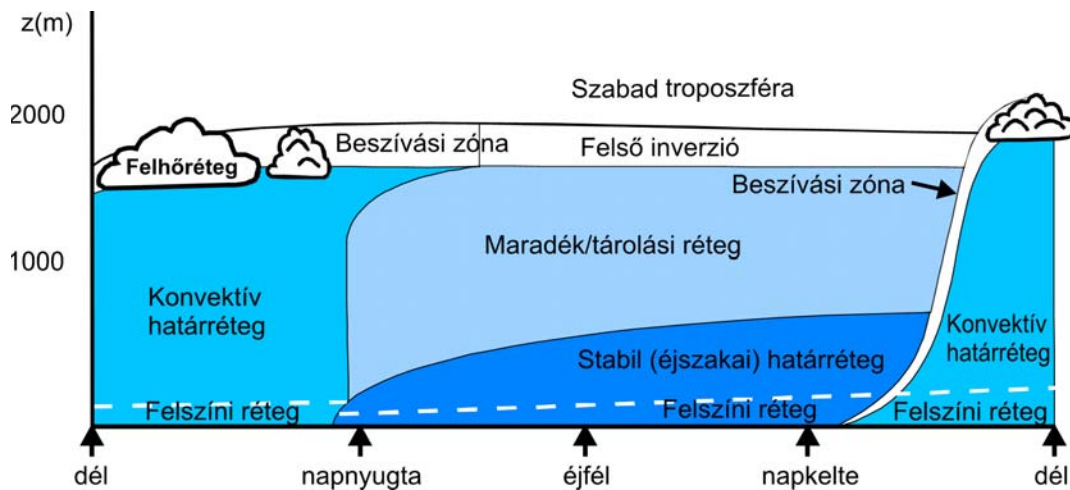


8. ábra: A hegyhátsági eddy-kovariancia mérőrendszer térbeli reprezentativitása az FSAM modell alapján. A vastagabb fekete görbék a mért jelhez leggyakrabban hozzájáruló területet jelölik, míg a vékonyabb vonal a teljes területet jelzi. (A légifotót Simon Martin készítette)

A fenti vizsgálatok rámutattak, hogy a reprezentativitás-görbék által lefedett terület valóban a mérés tágabb környezetét jellemzi, ezért a tornyon mért CO₂ koncentráció-adatsor

időbeli alakulása értelmezhető úgy, hogy a nagy térségű áramlás háttérkoncentráció-jele és a felszíni CO₂-kicserélődés jele szuperponálódik. Amennyiben a nagy térségű áramlásban nem lép fel advekción (vagyis a háttér-koncentráció időbeli menetében nem lép fel tendencia), akkor a fent említett két jel különválasztható.

Éjszaka a stabil légrétegződés egyértelműen a helyi jel irányába tolja el a szén-dioxid mérleget, így a fenti módszer kizárólag nappal használható. Napfelkelte után, az instabil rétegződés kialakulása közben az éjszaka felhalmozódott CO₂ anyagmennyiség függőleges irányban átkeveredik, így az átrendeződés ideje alatt a helyi hatások még mindig túl erősek a háttér-koncentráció változásának detektálására (Haszpra *et al.*, 2005). Az átkeveredés relaxálódása után, kb. 12 órától a torony legmagasabb szintjén mért CO₂ koncentráció jól közelíti a határrétegben uralkodó átlagos koncentrációt (Haszpra, 1999b). A kérdés természetesen az, hogy mennyire közelíti az átkevert koncentráció a határréteg átlagos viszonyait (az éjszakai és a nappali határréteg szerkezetének eltérését a 9. ábra szemlélteti).



9. ábra: A határréteg szerkezetének változása a nap folyamán. A három fő komponens az ún. kevert réteg vagy konvektív határréteg, a maradék/tárolási réteg és a stabil határréteg, a talaj felett közvetlenül találjuk az ún. felszíni réteget (Stull (1988) nyomán).

A határréteg CO₂ tartalmának vizsgálatához, illetve a mérleg-modell alkalmazásához kidolgoztunk egy ún. *virtuális magas torony* (VMT) eljárást (Davis, 2005). A VMT mérleg modell alapelve az, hogy kevert rétegre vonatkozó hasonlósági elmélet segítségével meghatározhatóvá válik nagy pontosságú, felszínközeli CO₂ koncentráció-mérések adatai alapján a határréteg tetszőleges pontján a CO₂ koncentráció.

A VMT model alapja a Wyngaard and Brost (1984) illetve Moeng and Wyngaard (1984) által leírt, tetszőleges skalármennyiség átlagos konvektív határrétegbeli (convective boundary layer, CBL, lásd 9. ábra) gradiensét meghatározó egyenlet:

$$\frac{\partial C}{\partial z} = -0.4 \frac{\overline{cw_s}}{z_i w_*} \left(\frac{z}{z_i} \right)^{\frac{3}{2}} - 0.7 \frac{\overline{cw_1}}{z_i w_*} \left(1 - \frac{z}{z_i} \right)^{-2}, \quad (8)$$

ahol C a vizsgált skalármennyiséget jelöli (a mi esetünkben ez a CO_2 száraz levegőre vonatkoztatott keverési aránya ppm-ben), $\overline{cw_s}$ a skalármennyiség felszíni árama (vagyis az általunk mért NEE érték, ppm $\text{m}^2 \text{s}^{-1}$ mértékegységben megadva), $\overline{cw_1}$ a skalármennyiségnek a CBL tetején fellépő árama, z_i a határreteg magassága, míg z a felszín feletti magasság. w_* a konvekció erősségét jellemző arányszám, amelyet a következő egyenlet alapján számítunk:

$$w_* = \left(\frac{g \overline{\theta w_s} h_1}{T} \right)^{\frac{1}{3}}, \quad (9)$$

ahol g a gravitációs gyorsulás, $\overline{\theta w_s}$ a potenciális hőmérséklet felszíni árama (felhajtóerő), h_1 a CBL magassága (amelyet z_i -vel közelítünk), illetve T a léghőmérséklet.

Gyakorlati szempontból bennünket az (8) egyenlet integrált alakja érdekel, hiszen ebből tudjuk közvetlenül kiszámítani tetszőleges felszín feletti magasság (z) esetére a skalár (CO_2) koncentrációt:

$$C = 0.8 \frac{\overline{cw_s}}{w_*} \left(\frac{z}{z_i} \right)^{\frac{1}{2}} - 0.7 \frac{\overline{cw_1}}{w_*} \left(1 - \frac{z}{z_i} \right)^{-1} + \text{konstans}, \quad (10)$$

A (10) egyenlet első tagja a koncentrációt alulról befolyásoló folyamatokat írja le, míg a második tag a felülről származó hozzájárulást jelenti.

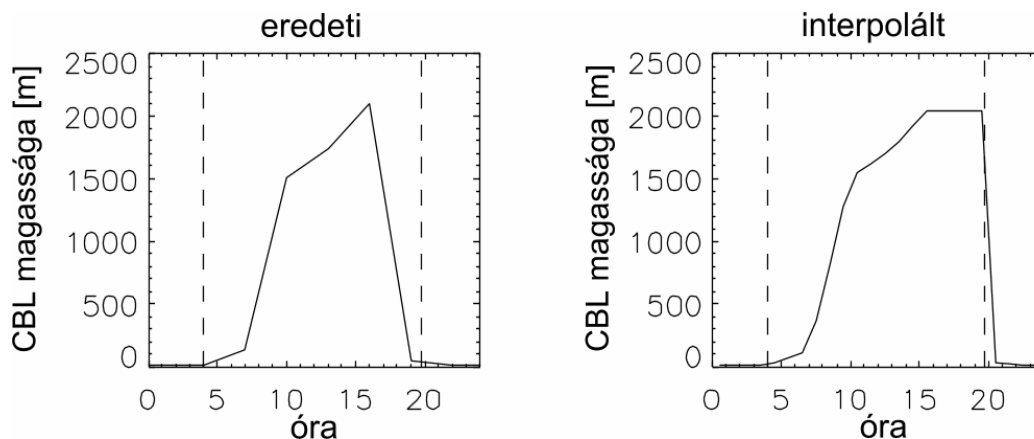
Nehézséget jelenthet a $\overline{cw_1}$ mennyiség meghatározása. Ez a tag *Wyngaard and Brost* (1984) munkája alapján becsülhető:

$$\overline{cw_1} \approx \frac{-\partial h_1}{\partial t} (C_2 - C_1). \quad (11)$$

Itt C_2 közvetlenül a határreteg feletti CO_2 koncentrációt jelöli, míg C_1 a CBL tetejénél kialakuló koncentráció. A $\overline{cw_1}$ mennyiséget leíró tagot becsülhetjük az óceáni háttér CO_2 koncentráció (marine boundary layer, MLB) alapján, illetve a kora délután felszínközeli mért adatok alapján, de el is hanyagolhatjuk, mivel a határreteg alsó részén az eredményhez való hozzájárulása csekély (*Davis*, 2005).

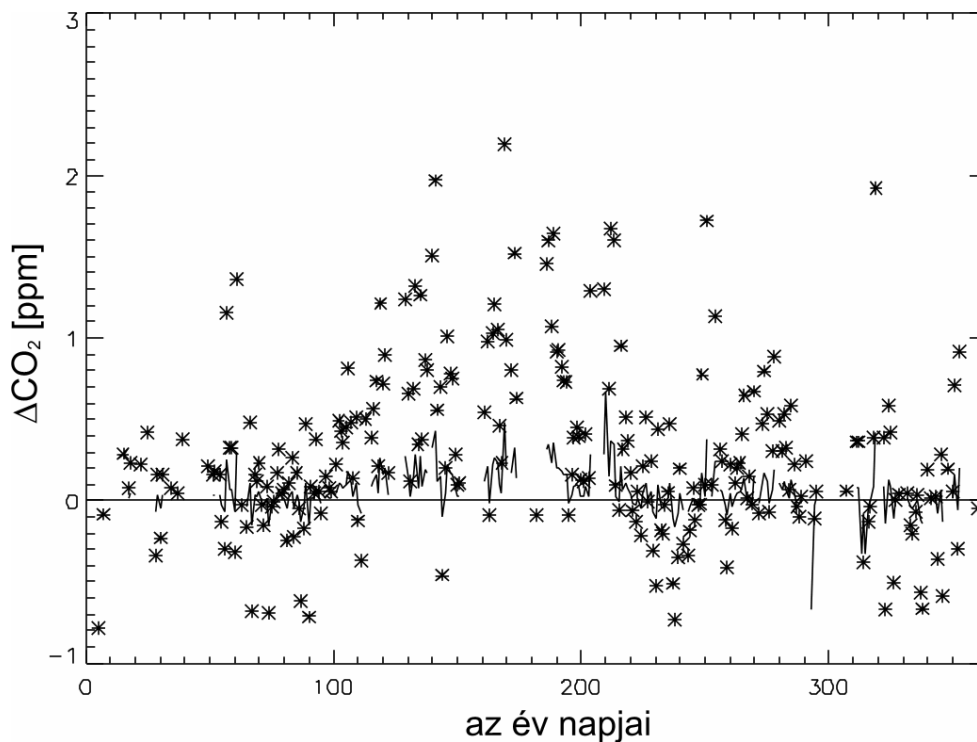
A VMT határreteg mérleg modell alkalmazásához az ECMWF MARS adatbázisából nyertük ki a modellhez szükséges határreteg magasság adatokat (CBL magasság). Mivel az operatív determinisztikus ECMWF modell adatai csak 3 óránként állnak rendelkezésre, ezért a napnyugta előtti időszakban torz képet kapunk a határreteg magasságának alakulásáról. Kidolgoztunk egy eljárást a hiba korrigálására, aminek eredményeképpen reális képet kapunk a határreteg időbeni menetére (*10. ábra*).

A VMT modell alkalmazásához szükséges CO_2 koncentráció adatok a hegyhátsági adótorony 10 m, illetve 115 m magasságban történő mérési adataiból származnak (*Haszpra*, 1999b; *Haszpra et al.*, 2001). Az NEE és a potenciális hőmérséklet áramát közvetlenül mérjük a 82 m magasságban lévő eddy-kovariancia rendszerrel (*Haszpra et al.*, 2005). Az átkevert időszaknak a 12 és 16 óra közti időszakot feleltetjük meg a korábbi vizsgálatoknak megfelelően. Munkánk során alternatív átlagolási időt is alkalmaztunk (13–14 h).



10. ábra: Az eredeti, ECMWF MARS adatbázisából kinyert határreteg-magasság időbeli menete (bal oldali ábra), illetve a korigált menet (jobb oldali ábra). Az adatok 2003. június 4-re vonatkoznak (tipikusnak mondható napi CBL menet). A napkelte és a napnyugta időpontját függőleges szaggatott vonalakkal jelöltük.

A modell teszteléséhez $z = 1000$ m magasságra számítottuk ki a CO_2 koncentrációt a határreteg magasságától függetlenül, majd kiszámítottuk a 115 m-es illetve 10 m magasságban mért koncentráció értéktől való eltérését, és ezt ábrázoltuk egy teljes évre (11. ábra).

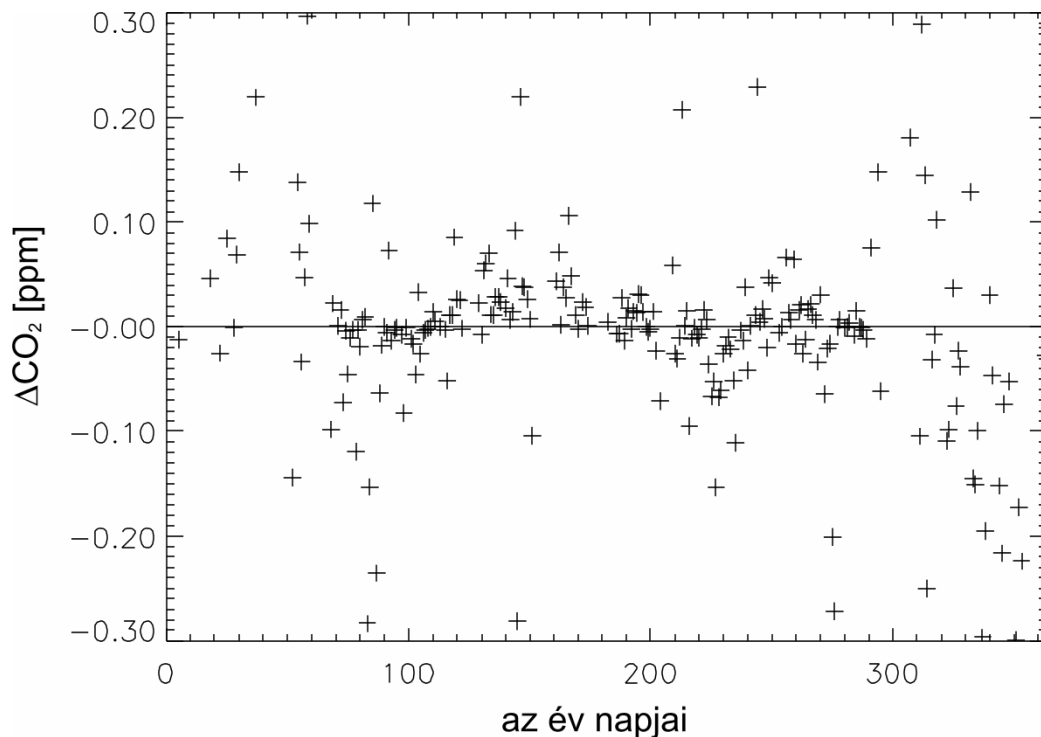


11. ábra: A VMT mérleg modell eredménye 2003-ra vonatkozóan, Hegyhátsálon történt mérési adatok alapján, korigált ECMWF CBL magasság adatok alapján. A folytonos vonalak az 1000 m és 115 m közötti CO_2 különbség értékét jelentik, míg a csillagok a 10 m és 1000 m közötti különbséget jelölik.

Ahogy a 11. ábrán látható, a nappali átkeveredés relaxálódása után a torony legmagasabb szintjén (115 m) mért CO_2 koncentráció általában 0.1–0.3 ppm-mel magasabb, mint az 1000 m-re számított koncentráció. Az 1000 m és a 10 m közötti különbség ennél nagyobb, a 2 ppm-

et is eléri néhány esetben. Ez a nagy különbség a felszín intenzív nyelő-folyamatainak köszönhető (növényi fotoszintézis). Tekintve a helyi hatások szerepét, a torony magasabb szintjén mért koncentráció-értékek használata mindenképpen növeli a számítások pontosságát.

A 12. ábra az említett $\overline{cw_1}$ mennyiséggel, illetve anélkül becsült különbség értékek közötti eltérést mutatja (a $\overline{cw_1}$ mennyiséget tartalmazó tag a felülről történő hozzájárulást jelenti a (10) egyenletben).



12. ábra: A 10. egyenlet második tagjával, illetve anélkül számolt, 1000 m és 115 m között fennálló különbség értékek közti eltérés 2003-ra vonatkozóan. Az ábra 4 órás átlagolási idővel készült (12–16 h).

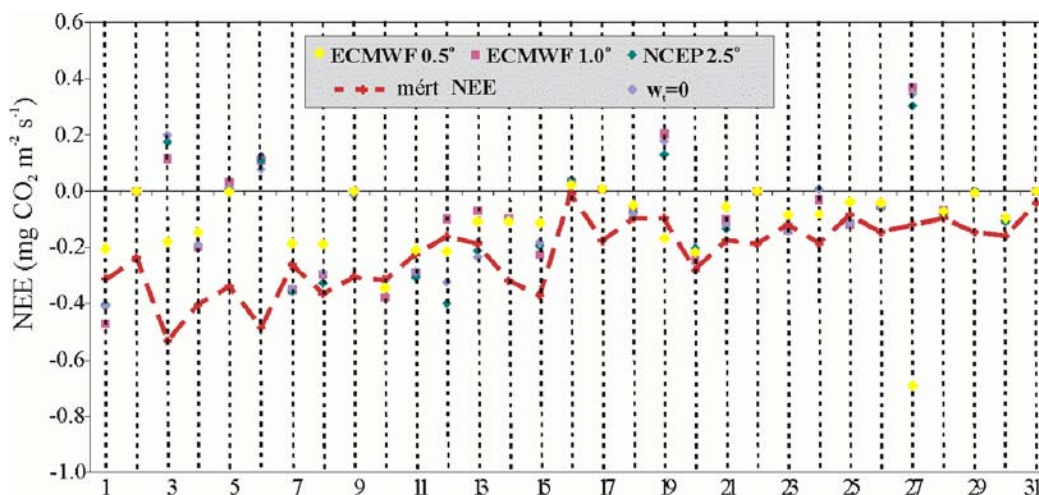
A 12. ábrából látható, hogy a (10) egyenlet jobb oldalának második tagja általában jó közelítéssel elhanyagolható, hiszen a második taggal, illetve anélkül számított különbség értékek közti eltérés általában kevesebb, mint 0.1 ppm (jelenleg 0.1 ppm a CO₂ koncentráció mérések WMO által előírt mérési követelménye).

A fentiek összefoglalásaként elmondható, hogy mivel a fent ábrázolt CO₂ koncentráció-különbségek nagyságrendileg összevethetők a kontinensek felett kialakuló gradiens értékeivel, a légköri inverz modellezők számára lényegi információt hordoznak számításaink.

A VMT eljárásból következik egy érdekes alternatív leírási módja a felszíni CO₂ kicserélődésnek: mivel a határreteg CO₂ tartalmának megváltozását a felszíni és a CBL tetején fellépő folyamatok együtt határozzák meg (az advekciót elhanyagoljuk), elvileg lehetőség nyílik arra is, hogy a toronymérés adatai és néhány kiegészítő adat alapján (ami elsősorban a CBL tetején lejátszódó folyamatokat írja le) pusztán koncentráció-mérések alapján becsüljük a *felszín* CO₂ kicserélődését. Ez természetesen csak olyan mérőhelyen hasznos, ahol nincs közvetlen felszín-légkör CO₂ kicserélődés. Ezt a fajta megközelítést nevezzük doboz alapú mérleg modellnek (a képzeletbeli doboz a teljes CBL ez esetben). A

dobozmodell esetén a (10) egyenletben nem C az ismeretlen tag, hanem $\overline{cw_s}$. A dobozmodell alkalmazásához a CBL időbeli menetét is meg kell határozni.

Levi *et al.* (1999) módszerét adaptálva, különböző bemenő adatok segítségével a 115 m magasságban mért CO_2 koncentráció adatok alapján meghatároztuk a felszín CO_2 kicserélődését a hegyhátsági kontinentális mérőállomásra. A 13. ábrán a dobozmodell eredményeit láthatjuk 1998 augusztusára, ahol a CBL feletti függőleges szélességet különböző bemenő adatok alapján becsültük (ECMWF előrejelzési mezők, NCEP reanalízis mezők, nulla függőleges sebesség feltételezése).

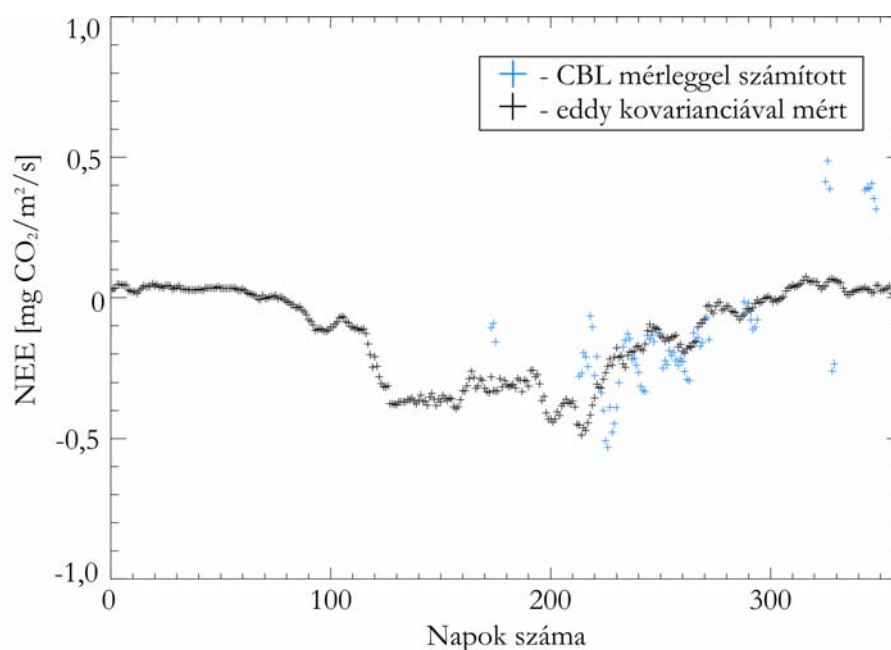


13. ábra: A doboz mérleg modell eredményei 1998. augusztusára. A piros szaggatott vonal a 82 m magasságban üzemelő eddy-kovariancia rendszer által mért adatokat jelöli (referencia). Az eltérő színű szimbólumok a különböző bemenő adatforrásokat jelölik.

A 13. ábra alapján látható, hogy 1998 augusztusának vége felé a doboz mérleg modell jobban közelíti a mért adatokat, mint a hónap elején. A hónap vége felé anticiklonális helyzet alakult ki Magyarországon térségében, aminek köszönhetően valószínűleg csökkent a függőleges átkeveredés szerepe (leszálló légmozgások uralkodtak). Valószínűsíthető, hogy ilyen időjárási helyzetben a CBL tetején lejátszódó folyamatokat jobban közelítik a különböző időjárási modellek, ami a modell pontosságát növeli.

Az ábrán látható, hogy a finomabb térbeli felbontású meteorológiai adatok jobban közelítik a valóságot, mint a durva mezők. Az eredmények felhívják a figyelmet arra is, hogy a meteorológiai adatok térbeli és időbeli felbontásának ismerete, illetve azok hiánya az egyik fő korlátozó tényező a szén-dioxid kicserélődését leíró modellek számára.

A doboz alapú mérleg modellt egy teljes évre, 1998-ra is alkalmaztuk. A 14. ábra a fenti tapasztalatok alapján a rendelkezésünkre álló legfinomabb felbontású meteorológiai mezők felhasználásával készült. Az ábrából leolvasható, hogy a doboz alapú mérleg modell eredményei nagyságrendileg egyeznek a mért adatokkal, bár a modelleredmények meglehetősen szórnak. További vizsgálatok szükségesek a felszíni CO_2 kicserélődés értékek becsléséhez, az advekción valószínűsíthető szerepének tisztázásához.



14. ábra: Az 1998-as évre vonatkozó nappali átlagos mért és CBL doboz mérleg modellel számított nettó széndioxid csere (NEE) egyhetes átlagolt értékei. A napok száma az adott nap éven belüli sorszámát jelöli (1=január 1, 365=december 31).

3.3 Az eredmények összefoglalása

Munkánk során a kidolgozott virtuális magas torony (VMT) mérleg modell segítségével meghatároztuk a konvektív határreteget (CBL) jellemző CO_2 koncentráció értéket. Az adatok eltérnek a felszín közelében mért adatoktól, ez többlet információt jelent a nagy skálájú folyamatokat leíró modellezők részére. A VMT modell alternatív alkalmazásával meghatároztuk a felszín CO_2 kicserélődését doboz alapú mérleg modellel, csupán koncentráció-mérés adatok alapján (a közvetlen eddy kovariancia mérést csak összehasonlítás céljából használtuk fel). Az eredmények rámutattak a nagy adatigényű számítások korlátaira, és arra, hogy elsősorban nem módszertani hiányosságokkal kell szembenézzünk a vizsgálatok során, hanem jobb minőségű meteorológiai bemenő adatokat kell keressünk a folyamatok pontosabb leírásához.

Hivatkozások:

- Barcza, Z., 2001. Long term atmosphere/biosphere exchange of CO₂ in Hungary. *Ph.D. Dissertation*, Eötvös Loránd University, Department of Meteorology, Budapest. Internetes elérhetőség: <http://nimbus.elte.hu/~bzoli/thesis/>.
- Barcza, Z., Haszpra, L., Kondo, H., Saigusa, N., Yamamoto, S., Bartholy, J., 2003. Carbon exchange of grass in Hungary. *Tellus B*, 55 (2), 187–196.
- Bakwin, P.S., Tans, P.P., Hurst, D.F., Zhao, C., 1998. Measurements of carbon dioxide on very tall towers: results of the NOAA/CMDL program. *Tellus 50B*, 401–415.
- Ciais, P., Tans, P. P., White, J. W. C., Trolier, M., Francey, R. J., Berry, J. A., Randall, D. R., Sellers, P. J., Collatz, J. G., Schimel, D. S., 1995: Partitioning of ocean and land uptake of CO₂ as inferred by ¹³C measurements from the NOAA/CMDL global air sampling network. *Journal of Geophysical Research*, 100D: 5051–5070.
- Davis, K., 2005. Well-calibrated CO₂ mixing ratio measurements at flux towers: The virtual tall towers approach. *Technical report*.
- Debreczeni, V., 2006. A felszinközeli hatter-ózonkoncentráció trendje Magyarországon. *Diplomamunka*. Eötvös Loránd Tudományegyetem, Meteorológiai Tanszék, Budapest.
- Fuhrer, J., Skärby, L. Ashmore, M. R., 1997. Critical levels for ozone effects on vegetation in Europe. *Environmental Pollution* 97, 91–106.
- Haszpra, L., 1999a: Measurement of atmospheric carbon dioxide at a low elevation rural site in Central Europe. *Időjárás*, 103, 93–106.
- Haszpra, L., 1999b: On the representativeness of carbon dioxide measurements. *J. of Geophysical Research*, 104D, 26953–26960.
- Haszpra, L., Barcza, Z., Bakwin, P. S., Berger, B. W., Davis, K. J., Weidinger, T., 2001. Measuring system for the long-term monitoring of biosphere/atmosphere exchange of carbon dioxide. *J. Geophys. Res.*, 106: 3057–3070.
- Haszpra, L., Barcza, Z., Davis, K. J., and Tarczay, K., 2005. Long term tall tower carbon dioxide flux monitoring over an area of mixed vegetation. *Agricultural and Forest Meteorology*, 132, 58–77.
- Hjellbrekke, A-G., Solberg, S., 2002. Ozone measurements 2000. *EMEP/CCC-Report 5/2002*.
- IPCC, 2001. Climate Change 2001: The Scientific Basis. (eds. J. T. Houghton, Y. Ding, D. J. Griggs, M. Noguer, P. J. van der Linden, X. Dai, K. Maskell and C. A. Johnson). Cambridge University Press, Cambridge, U.K. and New York, U.S.A.
- Jonson, J.E., Simpson, D., Fagerli, H. and Solberg, S., 2006: Can we explain the trends in European ozone levels? *Atmospheric Chemistry and Physics*, 6, 51–66.
- Lagzi, I., 2004: Magyarország levegőszennyezettségének modellezése adaptív térbeli rács alkalmazásával, *PhD. értekezés*
- Lagzi, I., Mészáros, R., Horváth, L., Tomlin, A., Weidinger, T., Turányi, T., Ács, F., Haszpra, L., 2004. Modelling ozone fluxes over Hungary. *Atmospheric Environment* 38, 6211–6222
- Levy, P. E., Grelle, A., Lindroth, A., Mölder, M., Jarvis, P. G., Kruijt, B., Moncrieff, J. B., 1999: Regional-scale CO₂ fluxes over central Sweden by a boundary layer budget method. *Agricultural and Forest Meteorology*, 98–99: 169–180.
- Mészáros R., 2002. A felszinközeli ózon száraz ülepedésének meghatározása különböző felszíntípusok felett. *Doktori értekezés*. ELTE TTK, Meteorológiai Könyvtár, Budapest.
- Mészáros, R., Horváth, L., Kugler, Sz., Weidinger, T., 2004: A felszinközeli ózon ülepedésének modellezése fenyőerdő fölött. *Erdő és klíma IV. kötet* (szerk.: Mátyás Cs., Vig P.), Nyugat-Magyarországi Egyetem, Sopron. pp. 231–242.
- Mészáros, R., Szinyei, D., Vincze, Cs., Lagzi, I., Turányi, T., Haszpra, L., Tomlin A.S., 2006a: Effect of the soil wetness state on the stomatal ozone fluxes over Hungary. *Int. J. Environment and*

- Pollution* (in press)
- Mészáros, R., Lagzi, I., Juhász, Á., Szinyei, D., Vincze, Cs., Horányi, A., Kullmann, L., and Tomlin, A.S., 2006b: Description and evaluation of a coupled Eulerian transport-exchange model: Part II: sensitivity analysis and application, *Időjárás (Journal of the Hungarian Meteorological Service)* 110. 3–4. 365–377.
- Moeng, C.-H., and J. C. Wyngaard, 1984: Statistics of conservative scalars in the convective boundary layer. *J. Atmos. Sci.*, 41, 3161–3169.
- Rödenbeck, C., Houweling, S., Gloor, M. and Heimann, M., 2003: CO₂ flux history 1982–2001 inferred from atmospheric data using a global inversion of atmospheric transport. *Atmos. Chem. Phys.*, 3, 1919–1964.
- Schmid, H.P., 1994. Source areas for scalars and scalar fluxes. *Boundary-Layer Meteorology*, 67: 293–318.
- Schmid, H.P., 1997. Experimental design for flux measurements: matching scales of observations and fluxes. *Agricultural and Forest Meteorology*, 87: 179–200.
- Stull, R. B., 1988. An introduction to boundary layer meteorology. Kluwer Acad., Norwell, Mass.
- Szinyei, D., 2006: Az energiaháztartás komponenseinek becslése nyomgázterjedési-ülepedési modell futtatásához. *Diplomamunka*. ELTE-TTK, Meteorológiai Könyvtár, Budapest.
- Szinyei, D., és Vincze, Cs., 2005: Talajnedvesség-becslő modell tesztelése és alkalmazása magyarországi adatsorokon. XXV. FiFöMa OTDK Konferencia, ELTE TTK, Budapest.
- Wyngaard, J. C., and R. A. Brost, 1984: Top-down and bottom-up diffusion in the convective boundary layer, *J. Atmos. Sci.*, 41, 102–112.