

Eötvös Loránd Tudományegyetem
Földrajz- és Földtudományi Intézet
Meteorológiai Tanszék

Légköri szennyezőanyagok nedves ülepedésének modellezése

DIPLOMAMUNKA



Készítette:

Tóth Gabriella

Meteorológus mesterszak,

Előrejelző szakirány

Témavezető:

dr. Leelőssy Ádám

dr. habil. Mészáros Róbert

ELTE TTK, Meteorológiai Tanszék

Budapest, 2018

Tartalomjegyzék

1. Bevezetés	2
2. A kiülepedés és annak előrejelzése	3
2.1. Az alapvető terjedési modellek bemutatása és az előrejelzés bizonytalansága	3
2.2. A légkörbe kerülő aeroszol részecskék viselkedésének leírása és kiülepedésük parametrizációja a terjedési modellekben.....	5
2.3. Terjedési modellek bemutatása	7
2.3.1. NAME (Numerical Atmospheric Dispersion Modelling Environment)	7
2.3.2. A DREAM modell (Danish Rimpuff and Eulerian Accidental release Model)	8
2.3.3. SILAM.....	9
2.3.4. FLEXPART (Flexible Particle Dispersion Model).....	9
2.3.5. MATCH (Multiple-Scale Atmospheric Transport and Chemistry Modeling System).....	10
2.3.6. CMAQ (Community Multiscale Air Quality).....	11
2.3.7. A nedves ülepedési együttható további parametrizációi.....	12
3. A vizsgálat során használt eszközök és módszerek bemutatása	14
4. A választott parametrizációk bemutatása	16
4.1. Parametrizáció a felhőn belüli nedves ülepedésre	16
4.2. Relatív nedvességen alapuló parametrizáció	18
4.3. Csapadékintenzitáson alapuló parametrizáció	19
5. A választott parametrizációk alkalmazása során kapott eredmények bemutatása	21
5.1. Felhőn belüli nedves ülepedés	21
5.2. Relatív nedvesség függvényében történő nedves ülepedés	28
5.3. Csapadékintenzitás függvényében történő nedves ülepedés.....	31
6. Esettanulmányok a különböző parametrizációk közötti eltérések szemléltetésére	36
6.1. Stephenville (Új-Fundland, Kanada, É.sz. 48.55°, Ny.h. 58.75°).....	37
6.2. Portland (Maine, USA, É.sz. 43.65°, K.h. 70.31°)	38
6.3. New York (USA, É.sz. 40.77°, Ny.h. 73.98°)	40
6.4. A vizsgált területen a különböző parametrizációk által adott nedves ülepedési együttható értékeinek összehasonlítása.....	41
7. Összefoglalás	46
8. Köszönetnyilvánítás	48
Irodalomjegyzék:	49

1. Bevezetés

A levegőminőség témaköre különleges jelentőséggel bír, mivel nagy hatással van egészségünkre, életvitelünkre. Korunk technológiai fejlettsége és az ennek köszönhető növekedő életszínvonal okozta szennyezőanyag kibocsátás nagy mértékű terhelést jelent a környezet számára és komoly veszélyt az emberi egészségre. Ezek védelmére, megóvására a levegőminőség szimulációja kulcsfontosságú eszköz nem csak az egyes balesetek során járó időszakosan nagy mennyiségű kibocsátások következményeitől való védekezés során – amint például a csernobili és fukushimai atomerőművekkel történt katasztrófális események során is zajlott – hanem a mindennapi életterünk levegőminőségének számon tartása, életvitelünk egészségesebbé tétele érdekében is.

A levegőminőség előrejelzés alapvetően az aktuális meteorológiai helyzet szimulációjától és a rendelkezésre álló szennyezőanyag koncentráció adatoktól és időbeli felbontásától, illetve a szennyezőanyag terjedését befolyásoló folyamatok leírásától függ. Különböző meteorológiai állapothatározók függvényében számos parametrizáció létezik, melyek a szennyezőanyag terjedését leíró modellekben a koncentráció változást leírják. Az előrejelzések megbízhatóságára nagy hatással van a megfelelő parametrizáció megválasztása és a megfelelő kezdeti feltételek biztosítása az ideális tér- és időbeli felbontású meteorológiai mezők és szennyezőanyag koncentráció adatokon keresztül.

Dolgozatomban a légszennyezettséggel kapcsolatos kérdéseket felölelő témák összességéből az aeroszol részecskék kiülepedésére fókuszáltam. Céлом a kiülepedés előrejelzésével kapcsolatban felmerülő bizonytalanságok és lehetséges megoldások kérdéskörének vizsgálata volt. Megfigyelésem központjában a nedves ülepedés különböző parametrizációinak összehasonlítása állt, elsősorban az ezek kapcsán felmerülő kérdések szemszögéből szerettem volna a levegőminőség szimuláció megbízhatóságát tesztelni. A vizsgálatom három, különböző nedves ülepedési parametrizáció alkalmazásából származó eredmények összehasonlításán alapult. A központi kérdés, hogy a különböző parametrizációk eredményei milyen mértékben térnek el egymástól, és mi indokolhatja egy konkrét parametrizáció kiválasztását az adott helyzetben.

A dolgozat első részében kitértem a szennyezőanyag transzmisszió folyamatainak leírására, illetve a fontosabb levegőminőség szimulációs modellek bemutatására. Ezt követően az általam választott parametrizációkon keresztül összehasonlítottam a nedves ülepedés előrejelezhetőségében rejlő lehetőségeket és bizonytalansági faktorokat. Végül egy

választott területen az aktuális időjárás függvényében részletesen is elemeztem parametrizációk alkalmazása során kapott eredményeket.

2. A kiülepedés és annak előrejelzése

2.1. Az alapvető terjedési modellek bemutatása és az előrejelzés bizonytalansága

Történeti vonatkozásban a 2011-ben történt fukushimai nukleáris katasztrófa volt az első olyan globális hatású baleseti légszennyezési esemény, amelyet valós időben modelleztek, párhuzamosan a valóságban zajló eseményekkel, lehetőség szerinti reális kibocsátási adatokkal és koncentráció mérésekkel a szennyezőanyag várható terjedésének előrejelzéséhez (*Butler, 2011; CHINO et al., 2011*). Ezt megelőzően csak utólagos szimulációk és esettanulmányok írták le a különböző balesetek hatásait, pl. Csernobil (*Albergel et al., 1988; Wheeler, 1988; Hass et al., 1990*), Tokaimura (*HIRAO and YAMAZAWA, 2010*), vagy Goiâna (*Roberts, 1987*) esetén.

A terjedési modellek a szennyezőanyagok légkörben való szállítódását jelzik előre. Lokális skálán (1–10 km) a Gauss-modell használata megfelelő lehet, mivel ezen a területen még homogénnek vehető a szélesebb területi eloszlása (*PASQUILL, 1961; Berkowicz et al., 1986*). Gyorsasága és egyszerűsége miatt gyakran alkalmazzák a kibocsátás közvetlen közelében. A szimuláció első lépéséhez szükséges az effektív forrásmagasság meghatározása, amit befolyásol a kibocsátó kémény magassága, a légköri stabilitás, az átlagos szélesebb és a kibocsátott gáz hőmérséklete. Inverzió esetén számolni kell a tükröződéssel, ami a füstfáklya függőleges terjedési irányának megváltozása az inverziós réteg alján.

Regionális skálán (100–1000 km) leggyakrabban kétféle megközelítést használnak a terjedés számítására. Az egyik az egységnyi idő alatt egy rögzített ponton áthaladó koncentráció-mennyiséget számító euleri modell, a másik a szennyezőanyag részecskével együtt mozgó, trajektória követő Lagrange-i modell (*Collett and Oduyemi, 1997*). A modellválasztás függ a rendelkezésre álló számítási kapacitásoktól, a számításba jövő terület nagyságától és a hatékonyság kivitelezéséhez szükséges tényezőktől – mely tényezők befolyásolják az eredmények kiszámításának gyorsaságát.

A terjedési modellek működéséhez alapvetően kétféle bemenő adatra van szükség, a meteorológiai helyzetet leíró és az emisszióval kapcsolatos információkra. A meteorológiai adatok numerikus előrejelző modellekből származnak, mint például a Met Office (*Simonin et al.*, 2018) és a Japan Meteorological Agency (*Takaya et al.*, 2017, 2018) előrejelző modellje, vagy az ECMWF (*Owens, R G, Hewson, T D*, 2018).

Az emisszióra vonatkozó adatok beszerzése már nagyobb nehézségekbe ütközik, mivel gyakran nehéz becsülni a szennyezőanyag forrását és a kibocsátás időtartamát, illetve ritkán áll rendelkezésre helyszíni mérési adat, melynek a tér- és időbeli felbontása még ritkábban elegendő a modell számára. Bemenő emisszió adatok előállítására azonban lehetséges olyan módon is, hogy egy adott térbeli pontban mért koncentráció adatok és az aktuális meteorológiai helyzet alapján „inverz terjedést” számítunk. Az ennek kapcsán felmerülő emissziós adathiány, illetve az inverz számítások során felmerülő hibák hozzájárulnak a terjedési modellek eredményeinek bizonytalanságához.

A meteorológiai és levegőkémiai modellek csatolását offline módnak nevezik, ha a terjedési modell kívülről kapja a meteorológiai adatokat, online módnak, ha a terjedési modell hozzá van csatolva egy meteorológiai modellhez (*Grell et al.*, 2005).

Ezen túl a terjedési modellek eredményei nagyon érzékenyek a meteorológiai modellek előrejelzéséből származó bemenő adatokra. Ez sok bizonytalanságra ad okot, hiszen már a bemenő meteorológiai adatok sem tökéletesek a mérési hiányok, hibák miatt, ezen felül a modellek által alkalmazott numerikus sémák hibái is növelik az előrejelzés pontatlanságát. Ez különösen megmutatkozik a nedves ülepedés számításában, mivel ez a folyamat nagyban függ a csapadéktevékenységtől. A szükséges csapadékkéntesség, csapadékmennyiség, felhőzet karakterisztika és egyéb szükséges nedvességi paraméterek előrejelzésének pontossága azonban nehezen kivitelezhető az elvárt mértékben. Ezen felül hibával terhelt az aeroszol részecskék méreteloszlásának leírása is, amelyet tovább súlyosbít, hogy a radioaktív anyagok gyakran az aeroszol részecskékben vannak jelen, és azokkal együtt kerülnek ki a légkörből nedves ülepedés útján, beleoldódva a felhőcseppekbe. Azonban, mivel már az aeroszol részecskék viselkedését sem ismerjük pontosan, a kiülepedés meghatározása nagyobb hibával terhelt. Továbbá, mivel a domborzat is hatással van a kiülepedés mértékére a lokálisan megnövekedő csapadékmennyiség miatt, megfontolandó a tengerszint feletti magasság figyelembevétele is az egyes modellekben (*Webster and Thomson*, 2014).

A száraz ülepedésre vonatkozó különböző parametrizációk alkalmazása esetén általában kicsi a különbség a terjedési modellek által számított koncentráció mezőkben. Az

egyres modellfuttatások során alkalmazott parametrizációkat aszerint különböztethetjük meg, hogy milyen típusú szennyezőanyagot vizsgálunk, illetve hogyan írjuk le a felszín közeli folyamatokat. Ezzel ellentétben a nedves ülepedés modellezésében jelentős eltérések adódhatnak a modellezett koncentráció értékekben a különböző parametrizációk alkalmazása során. Ennek oka, hogy a különböző légköri állapotathatózókat – melyeken a különböző parametrizációk alapulnak – eltérő megbízhatósággal tudunk előrejelezni. Itt jóval erősebben érződik a bemenő meteorológiai adatokra való érzékenység a kezdeti feltételek megadása során.

Az egyes terjedési modellek eredményeiben tehát eltérések adódhatnak az alapján, hogy a parametrizációik során milyen tényezőket, meteorológiai paramétereket és mérési eredményeket (pl. radar, műhold) vettek figyelembe, hogy milyen állapotathatózókon alapul a parametrizáció, hogy milyen típusú szennyezőanyag terjedését szimulálják, és hogy a kiülepedésre befolyással bíró folyamatok közül melyeket építették be az egyes modellekbe. Az eltérő eredményeken alapul a kiülepedés előrejelezhetőségének bizonytalansága, melynek vizsgálatát végeztem a dolgozatban bemutatásra kerülő számításokon keresztül.

2.2. A légkörbe kerülő aeroszol részecskék viselkedésének leírása és kiülepedésük parametrizációja a terjedési modellekben

A légköri aeroszol részecskék különböző úton kerülhetnek a légkörbe. Forrásuk lehet természetes – például hullámozó óceán felszíne, vulkánok, erdőtüzek, erodálódo felszín, bomlástermékek vagy növényi pollenek – és mesterséges – többek között iparvidékekről, közlekedésből, energiatermelésből, háztartásokból vagy balesetkből származó kibocsátás. Az elsődleges források mellett másodlagos aeroszol részecskék képződhetnek kémiai reakciók során is (*Lagzi et al.*, 2013).

Az aeroszol részecskék méret szerint lehetnek ún. Aitken részecskék (0.1 μm -nél kisebb átmérőjűek), nagy (0.1 μm és 1 μm közötti átmérőjűek) és óriási részecskék (1 μm -nél nagyobb átmérőjűek), halmazállapot szerint pedig szilárdak vagy folyékonyak (*Lagzi et al.*, 2013). A légkörbe került aeroszol részecskék a légköri folyamatok hatására terjednek, keveredhetnek, kémiai átalakulásokon mehetnek keresztül, különböző módon ülepedhetnek, illetve radioaktív részecskék esetén radioaktív bomláson mennek keresztül. A kiülepedés erősen függ az aeroszol részecske méretétől. A legkisebb méretű részecskék gyors

akkumuláció következtében nagyobb méretű részecskékké válnak, a legnagyobb méretű aeroszolok pedig a gravitáció hatására kerülnek ki rövid időn belül a légkörből. Következésképpen a közepes mérettartományba eső részecskék légköri tartózkodási ideje a leghosszabb (Lagzi *et al.*, 2013).

Az aeroszol részecskék kiülepedését a terjedési modellek írják le a koncentráció időbeli változását kifejező egyenlet nyelő tagján keresztül (Leelőssy *et al.*, 2018):

$$\frac{dc}{dt} = -\underline{v}\nabla c + \nabla K\nabla c + E + R + D, \quad (1)$$

amelyben \underline{v} a szélesség vektor, c a koncentráció, K a turbulens diffúziós együttható mátrixa (Leelőssy *et al.*, 2016), E a forrás-, R és D pedig a kémiai reakciókat és az ülepedést magába foglaló nyelőfolyamatokat kifejező tagok. A kiülepedés mértéke függ az aktuális meteorológiai helyzettől, ezen keresztül a határreteg magasságától (dry parcel módszer: Troen and Mahrt, 1986, kritikus Richardson-szám módszer: Nieuwstadt and Van Dop, 1982, konstans- és numerikus modellekből becsült határretegmagasság: Sofiev *et al.*, 2006) és a szennyezőanyag fizikai és kémiai összetételétől.

A légkörből való kikerülés történhet száraz vagy nedves ülepedés útján (Asman, 1995). A száraz ülepedés a turbulens diffúzió vagy a gravitáció következtében történik, mértéke az ülepedési sebességgel jellemezhető, ami erősen függ a részecske tömegétől. Ugyan részletes parametrizációs leírások állnak rendelkezésre a folyamatról (Baklanov and Sørensen, 2001; Sportisse, 2007, Kouznetsov and Sofiev, 2012), de mivel ezek nagymértékben függenek a kis méretskálájú meteorológiai folyamatoktól, a modellekben gyakran csak konstans ülepedési sebességet használnak (Leelőssy *et al.*, 2018). A nedves ülepedés során a szennyezőanyag beoldódik a kondenzálódó vízcseppbe, vagy ütközik az esőcseppel, és azzal együtt kerül a felszínre. Ez a folyamat végbe mehet a felhőben és a felhő alatt is (Lagzi *et al.*, 2013).

A nedves ülepedés mértéke általánosságban a nedves ülepedési együtthatóval jellemezhető, melyet a következő formulát felhasználva definiálnak (Sportisse, 2007):

$$\frac{dc}{dt} = -\Lambda \cdot c \quad (2)$$

ahol c a koncentráció, Λ pedig a nedves ülepedési együttható (s^{-1}). A különböző meteorológiai és kémiai folyamatok leírására alkalmas terjedési modellek a nedves ülepedési együtthatót különböző módon számítják (Pudykiewicz, 1989; Maryon *et al.*, 1991; Roselle

and Binkowski, 1999, Leadbetter et al., 2015.), melyek bemutatására a későbbiekben kerül sor.

2.3. Terjedési modellek bemutatása

2.3.1. NAME (Numerical Atmospheric Dispersion Modelling Environment)

A NAME a brit Met Office által fejlesztett terjedési modell (*Webster and Thomson, 2014*), fejlesztésének kezdete elsősorban Tom Choularton és a manchesteri UMIST egyik kutatócsoportjának munkatársaihoz köthető 1991-ből (*Choularton and Gallagher, 1991*) A számításokhoz szükséges meteorológiai adatok rendszerint az ECMWF-től érkeznek, de bármely előrejelző modellből származó GRIB formátumú bemeneti adatot képes feldolgozni a modell. A fukushimai atomkatasztrófát követően például a Japán Meteorológiai Ügynökség (JMA) mezoskálájú modell és radar adatait felhasználva is készült modellfuttatás (*Leadbetter et al., 2015*). A modellben a kibocsátást részecskékkel szimulálják, melyek mindegyike a kibocsátott szennyezőanyag egy bizonyos tömegét jelenti. A generált részecskék a háromdimenziós szélmező hatására szállítódnak a térben. A transzmisszió során a részecskékre ható légköri turbulenciát véletlen bolyongáson alapuló módszer által építették be a modellbe. A szennyezőanyagot modellező részecskéknél három típusuk van: a „könnyű részecskék” – melyek kis tömegüknél fogva gravitációsan nem ülepednek, csak nedves és száraz ülepedésnek vannak kitéve – a kiülepedő gázok és a nem kiülepedő gázok.

Külön futtatnak radar- és csapadékmérő műszerekből származó adatok felhasználásával, illetve azok nélkül készült, hasonló felépítésű modellt, hogy vizsgálják a kiülepedés csapadékra való érzékenységét. Meglepő tapasztalat volt a fukushimai katasztrófa következményeinek vizsgálata során, hogy a radar adatokkal bővített modellfuttatás, az ún. MESO-R nem feltétlenül adott jobb eredményeket, mint a modellekből származó csapadékadatokkal indított modellfuttatás (*Leadbetter et al., 2015*).

A modellben az emisszió adatok, a koncentráció és a kiülepedés számítása a szállítási együttható mátrix (TCM) segítségével történik (*Draxler and Rolph, 2012*), ami lehetőséget biztosít egyszerre több szennyezőanyag terjedésének szimulációjára. A mátrix alkalmazása során a szimulációt szétdarabolják az időlépések mentén különálló számítási egységekre,

ezekhez pedig egyetlen emisszió forrást vesznek. Az állandónak definiált kibocsátási tömegáram mellett az ülepedés meghatározása a következő egyenlet segítségével történik:

$$C_{j,k} = \sum_i Q_i D TCM_{i,j,k}, \quad (3)$$

ahol $C_{j,k}$ a levegőben lévő szennyezőanyag koncentrációja minden j időegységre és k térbeli pontra. Q_i a konstans kibocsátási tömegáram, D a radioaktív bomlási állandó, $TCM_{i,j,k}$ pedig az i kibocsátási időintervallumon vett szállítási együttható mátrix. Használatának előnye, hogy a szennyezőanyag koncentráció és az ülepedés könnyen újra számolható különböző emissziós scenáriók alapján.

A modellben alapvetően csapadékintenzitáson alapuló formulával számítják a nedves ülepedést, mely részletes bemutatásra kerül a későbbiekben.

2.3.2. A DREAM modell (Danish Rimpuff and Eulerian Accidental release Model)

A DREAM egy háromdimenziós légköri terjedést és ülepedést számító modell, melyet balesetek következtében a légkörbe került radioaktív szennyező anyagok terjedésének szimulálására alkalmaztak például a csernobili atomkatasztrófa esetén (*Brandt et al.*, 2002). A modellben a forrás környéki szennyezőanyag terjedésének meghatározása egy középtávú Lagrange-i modell (Risø Meso-scale PUFF model, RIMPUFF (*Thyker-Nielsen et al.*, 1999), míg a távolabbra szállítódás leírása egy hosszútávú euleri modell segítségével történik. Ez utóbbi felbontása 25×25 km-es, 192×192 darab rácsponttal, a Lagrange-i modellt pedig 5×5 km-es, 105×105 darab rácsponttal. A modell 16 vertikális szintet tartalmaz, melyek közül a legalacsonyabb 80 méteres magasságban található. A meteorológiai változóktól való függés leírását az MM5V1 mezoskálájú modell (*Grell et al.*, 1994) segítségével építették a modellbe.

A modell a szennyezőanyagok terjedését viszonylag egyszerű és átfogó parametrizáció használatával végzi, mely két, a nedves ülepedést leíró; és három, a száraz ülepedést leíró parametrizáció kombinációjából tevődik össze. A nedves ülepedésre felírt parametrizációk közül az egyik a csapadékintenzitáson, a másik a relatív nedvességen alapul. A tapasztalat azt mutatja, hogy a relatív nedvességen alapuló parametrizáció ad jobb eredményeket (*Brandt et al.*, 2002). A későbbiek során mindkét parametrizáció bemutatásra kerül egy-egy példán keresztül.

2.3.3. SILAM

A SILAM egy Lagrange-i megközelítésen alapuló módszer, mely iteratív advekción eljárásokat és Monte-Carlo bolyongáson alapuló trajektóriaszámítást alkalmaz. A modell által felhasznált meteorológiai adatok a HIRLAM-ból (*Unden, 2002*) és az ECMWF-ből származnak. A modell a bejövő meteorológiai adatokat képes közvetlenül felhasználni, és magától beállítani az előfeldolgozás során. A turbulenciát a Lagrange-i részecskék véletlenszerű áthelyeződésével szimulálja. A SILAM szennyezőanyag terjedését és „inverz terjedést” is számítja – ez utóbbi során a részecske mozgásának paramétereiből a szennyezőanyag forrásának helyét becsüli a modell.

A modellben a száraz ülepedés számítása a standard ellenállás módszerével történik, a gravitációs ülepedés sebességét pedig Stokes törvénye alapján határozzák meg. A nedves ülepedés kiszámításához a nedves ülepedési együttható meghatározása a DREAM modellhez hasonlóan a csapadékintenzitás függvényében történik. A parametrizáció a későbbiekben részletes példán keresztül is bemutatásra kerül.

A modell rendkívül nagy adatállománnyal dolgozik a többihez képest. Részletesebb méreteloszlás és szennyezőanyag hatás szerinti megkülönböztetést tesz lehetővé, nagyon kifinomult sugárzásszámító modullal rendelkezik, sokféle kémiai folyamatot vizsgál, illetve képes az egyes balesetek egészségügyi hatását, következményeit is becsülni (*Sofiev et al., 2006*). Későbbi verziójában euleri dinamikát is fejlesztettek a modellhez (*Sofiev et al., 2008*).

2.3.4. FLEXPART (Flexible Particle Dispersion Model)

Ausztria vészhelyzeti válaszrendszere által használt és kutatási célokra alkalmazott Lagrange-típusú terjedési modell (*Grythe et al., 2017*), mely a szükséges meteorológiai adatokat az ECMWF-től kapja. Képes radioaktív sugárzás, nedves- és száraz ülepedés, illetve gravitációs ülepedés számítására. Alapjául egy korábbi terjedési modell, a FLEXTRA (*Stohl et al., 1995*) szolgált, ez a modell azonban annyiban különbözik az elődjétől, hogy a turbulens diffúziót veszi alapul számításai során.

A szennyezőanyag terjedésének modellezésére a FLEXPART sok részecskével számol, melyek mindegyike a kibocsátott anyag egy-egy részét képviseli. A modellben a szimulációs részecskék száma függ a kibocsátás óta eltelt időtől, mivel a valós koncentráció is változik az idő függvényében. Közvetlenül a baleset után, amikor a kibocsátott anyag egy

„tömött felhőhöz” hasonlóan viselkedik, viszonylag kevés részecske is elég a terjedés leírására. Később, ahogy növekszik a kibocsátott anyag mennyisége, több szimulációs részecske szükséges a modellezéshez. Az ETEX és a CAPTEX adatbázisokkal való számítás során 100000 kezdeti részecskével, az ANATEX bázis esetén pedig 50000 részecskével kezd számítani a modell (Stohl *et al.*, 1998).

A terjedést a modell a következő egyenlet segítségével határozza meg:

$$\underline{x}(t + \Delta t) = \underline{x}(t) + \underline{v}(\underline{x}, t)\Delta t, \quad (4)$$

ahol t az idő, az idő változása, \underline{x} a helyvektor, $\underline{v}(\underline{x}, t)$ a szélvektor, mely a rácsponti szél, a turbulens szél és a mezoskálájú szél fluktuációkból tevődik össze. A koncentráció számítása egy háromdimenziós rácson történik, mivel a valós mérésekből származó bejövő adatok is háromdimenziósak.

A határreteg magasságának számítása a Richardson-szám segítségével történik:

$$Ri = \frac{\frac{g}{\theta_{v1}}(\theta_v - \theta_{v1})(z - z_1)}{(u - u_1)^2 + (v - v_1)^2 + 100u_*^2}, \quad (5)$$

ahol g a gravitációs gyorsulás, θ_v és θ_{v1} a virtuális potenciális hőmérsékletek, z_1 az első modellszint magassága, (u, v) , (u_1, v_1) a horizontális szélesség komponensek az első modellszint magasságában, illetve z magasságban.

A nedves ülepedésre nem definiáltak külön felhőn belüli és felhő alatti tartományra elkülönített sémát. A teljes meghatározott vertikális tartományban a csapadékintenzitáson alapuló nedves ülepedési együttható függvényeként írható fel a nedves ülepedés során történő koncentrációváltozás. A séma a későbbiekben részletesen is bemutatásra kerül.

2.3.5. MATCH (Multiple-Scale Atmospheric Transport and Chemistry Modeling System)

A Svéd Meteorológiai és Hidrológiai Intézet által kifejlesztett, eredetileg korlátos tartományú modell (Robertson *et al.*, 1999). Kezdetben ugyanis egy horizontálisan 5 km × 5 km-es felbontású modell volt, három vertikális réteggel. A MATCH egy háromdimenziós „offline”-modell, azaz a meteorológiai adatokat más külső forrásokból veszi, rendszerint 3

vagy 6 óránként. A vertikális szélkomponenst azonban maga a modell számítja, hogy a légtömegek mozgása konzisztens legyen.

Horizontális és vertikális felbontás szempontjából rugalmasan alakították ki a modellt, a felbontást a bemenő meteorológiai adatok határozzák meg, emellett tetszőleges számú kémiai anyag számítás lehetséges. A modell η (hibrid)-koordinátarendszerben számol, ami a nyomási- és a σ -koordinátarendszer kombinációja.

A modell az előzőektől eltérően euleri szemléletmódra épül, így a koncentrációs számítás a tömegmegmaradáson alapul, melynek értelmében egy adott térfogat határán ugyanannyi anyag távozik, mint amennyi beérkezett. A határréteg magasság (z) definiálása a Richardson-szám meghatározása során a következőképpen jelenik meg (*Robertson et al.*, 1999):

$$Ri(z) = \left(\frac{gz}{\theta_1}\right) \left(\frac{\theta_z - \theta_0}{|v_H|^2}\right), \quad (6)$$

ahol θ_0 , θ_z , θ_1 a potenciális hőmérséklet az első modellszinten, z magasságban és a felszínen, v_H a horizontális szélvektor, ρ_1 pedig a levegő sűrűsége, az első modellszinten.

A nedves ülepedés leírása egy csapadékintenzitáson alapuló formulával történik a következő egyenlet segítségével (*Robertson et al.*, 1996):

$$\mu^{t+\Delta t} = \mu^t - \Lambda P^t (\alpha \mu^{t+\Delta t} + \beta \mu^t) \Delta t, \quad (7)$$

ahol Λ a nedves ülepedési együttható (1/s), P^t a csapadékintenzitás (mm/h), $\alpha = 0,692$, $\beta = 0,308$.

2.3.6. CMAQ (Community Multiscale Air Quality)

Olyan levegőminőség szimulációs modell (*Byun and Schere*, 2006), amely átfogja a témával kapcsolatos tudományos megközelítéseket. Sokféle szennyezőanyaggal és többféle térbeli felbontással képes számolni, illetve kifejezetten különböző skálájú meteorológiai jelenségek szimulációjára kifejlesztett modell. A kisskálájú folyamatok leírására nemhidrosztatikus megközelítést alkalmaz. Ahhoz, hogy a meteorológiai és a levegőkémiai folyamatok leírása konzisztens legyen, egy általános koordinátarendszert használnak a szimulációk során, ami meghatározza a szükséges transzformációkat is. Az alkalmazott

koordinátarendszer többféle vertikális koordinátarendszer és térképi vetület alkalmazását is lehetővé teszi. Széleskörű leírást ad azon kémiai folyamatokra, amelyek szükségesek a szennyezőanyagszállítás és kiülepedés szimulációjához. A modell három részből épül fel: az aktuális meteorológiai helyzet, a természetes és mesterséges kibocsátási folyamatok és a szennyezőanyag szállítódásával, kémiai folyamatok során való átalakulásával és a kiülepedéssel kapcsolatos folyamatok széleskörű leírását tartalmazó egységekből. A szimulációk célja a troposzférikus ózonnal, finom részecskékkel, savtartalmú szennyezőanyagok kiülepedésével és a látástávolság romlással kapcsolatos felvetődő kérdések, problémák megoldása. Legújabb, WRF-fel összekapcsolt verziója már számol az aeroszolok jelenlétéből fakadó sugárzástani folyamatok következményeivel (*Wong et al.*, 2012). A nedves ülepedést külön parametrizációval számítja a felhőn belüli és a felhő alatti tartományokra (*Binkowski and Roselle*, 2003). A felhőn belüli nedves ülepedés parametrizációja a relatív nedvességen alapul (*Roselle and Binkowski*, 1999), a felhő alatti pedig csapadékintenzitáson (*Appel et al.*, 2011). Mindkét parametrizáció részletes bemutatásra kerül a későbbiekben.

2.3.7. A nedves ülepedési együttható további parametrizációi

Szilárd aeroszolok felhőn belüli kiülepedése esetén a nedves ülepedési együttható (*Sportisse*, 2007) a következő alakban írható fel:

$$\Lambda = \frac{\pi}{4} D_r^2 U_{drop}(D_r) E(D_r, d_p) N_r, \quad (8)$$

ahol $E(D_r, d_p)$ az ütközési hatékonyság, D_r a cseppátmérő, d_p az aeroszolok átmérője, U_{drop} a cseppek esési sebessége (m s^{-1}), N_r pedig a teljes esőcseppsűrűség (m^{-3}). Ez a formula magában foglalja azt, hogy a cseppek esési sebessége sokkal nagyobb, mint az aeroszolok ülepedési sebessége, illetve az esőcseppek mérete sokkal nagyobb az aeroszokénál, melyekkel esés közben összeütköznek (*Sportisse*, 2007).

Ha a parametrizáció során a csapadékintenzitást (p_0) is figyelembe vesszük, a nedves ülepedési együttható monodiszperz cseppméreteloszlás esetén:

$$\Lambda(d_p) = \frac{3 E(D_r, d_p) p_0}{2 D_r}, \quad (9)$$

polidiszperz cseppméreteloszlás esetén pedig:

$$\Lambda(D_r) = \int_0^\infty \frac{\pi}{4} D_r^2 U_{drop}(D_r) E(D_r, d_p) n_r(D_r) dD_r. \quad (10)$$

A szilárd halmazállapotú csapadék hullás során zajló nedves ülepedés még kevésbé ismert a valós mérési adatok hiányában. A bizonytalanságot ez esetben növeli a sokféle hidrometeor típus jelenléte. Egyes modellfuttatások esetén szilárd és folyékony halmazállapotú csapadékokra nem volt számottevő eltérés az eredményekben ugyanazon parametrizáció használata mellett, mint például (Jylhä, 2000) számításai során. Ellenben (Sparmach et al., 1993) szimulációiban a nedves ülepedési együttható havazás esetén ötször akkora volt, mint eső esetén. (Rotstyn and Lohmann, 2002) havazás esetén alkalmazható parametrizációja a következőképpen írható fel:

$$\Lambda = \frac{E\beta(T)F}{2\rho_{snow}}, \quad (11)$$

ahol E az ütközési hatékonyság hó esetén, ρ_{snow} a hórehelysűrűség, F a csapadék intenzitás ($\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$), β pedig a Marshall–Palmer eloszlás együtthatója.

Nagy intenzitású csapadék esetére a nedves ülepedés parametrizációját határozták meg, az összes esőcsepp átmérő (D) felett integrálva (Loosmore and Cederwall, 2004):

$$\Lambda(d_p) = \int_0^\infty \frac{\pi}{4} D^2 V(D) E(D, d_p) N(D) dD, \quad (12)$$

ahol d_p az aeroszol átmérője, V a csepp esési sebessége, N az esőcseppek méreteloszlása, E pedig a gyűjtési hatékonyság. Mivel a nagy intenzitású csapadékot a modellek sokszor a valóságtól jelentős eltérésű rácsponti értékekkel képesek visszaadni, némely parametrizáció lokális csapadékintenzitást használ azon rácspontokon, melyek a heves csapadékszónába tartoznak.

3. A vizsgálat során használt eszközök és módszerek bemutatása

Vizsgálatom során egyszerű parametrizációkat programoztam be a rendelkezésre álló formulák közül. A kiválasztásnál meghatározók voltak a rendelkezésre álló meteorológiai adatok és programcsomagok, illetve, hogy a kiválasztott parametrizációk lehetőség szerint reprezentatívan képet adjanak a nedves ülepedés különböző megközelítésekkel történő leírásáról. A vizsgálataimhoz szükséges számítások elvégzésére az R programot választottam rugalmas, felhasználóbarát felépítése, egyszerű, mégis hatékony adatkezelési módszerei és látványos, különféle célokra megfelelően alkalmazható megjelenítő programcsomagjai miatt (Czernecki, 2018), melyek mind nagyban elősegítették munkám hatékonyságát. A szükséges meteorológiai adatokat az ERA Interim adatbázisból kértem le, $0,75^\circ \times 0,75^\circ$ -os térbeli felbontásban. Számításaimat három kiválasztott időpontra végeztem el: 2001, 2011 és 2013 évek 03.11. 12 UTC-időpontjaira. Ezen időpontválasztásokat az indokolja, hogy 2011-ben a történelem során előfordult egyik legjelentősebb, a fukushimai atomerőmű katasztrófa következményeinek előrejelzése kapcsán készült kiülepedési modellek segítségével készült futtatásokat követő publikációk jó validációs alapként szolgáltak a parametrizációk összehasonlítására készített modellfuttatásaimhoz. A 2011. március 11-én kívül választottam egy ehhez viszonylag közel álló és egy ettől távolabbi időpontot, hogy a különböző időjárási helyzetekben összehasonlíthassam a parametrizációkat. Így esett a választásom a 2013-as és a 2001-es év ugyanazon március 11-én napjára.

A számításaimat az Északi-félgömbre végeztem el. Elsősorban a rendelkezésre álló számítási kapacitások miatt kellett csökkenteni a térbeli tartományt, így a Föld lakosságának elhelyezkedése szempontjából jelentősebb féltekére esett a választásom, nem vettem figyelembe egyetlen kibocsátás szempontjából jelentős baleset helyszínét sem.

Mivel nem egy konkrét balesethez kötődő kibocsátás vizsgálata volt a célom, hanem a nedves ülepedés különböző parametrizációinak összehasonlítása, a kiülepedés vizsgálatához a nedves ülepedési együttható különböző módon történő meghatározásait egységnyi koncentrációmennyiségre vonatkoztattam. Ilyen módon a (2) egyenletbe már nem helyettesítettem be az eredményül kapott nedves ülepedési együtthatókat, mivel azokkal arányos eredményeket kaptam volna, maga a behelyettesítés és annak kiértékelése nem hozott volna új eredményeket a parametrizációk összehasonlítása során.

A különböző parametrizációk összevetését a nedves ülepedési együtthatók, ezzel együtt a kiülepedésre vonatkozó előrejelzések bevalásának vizsgálata indokolja. Minél

nagyobb a különbség az egyes parametrizációk segítségével ugyanazon időpontra meghatározott kiülepedés mértékei között, annál kisebb az eredmények megbízhatósága. Ennél fogva a modelleredmények összehasonlítása kulcsfontosságú a vizsgálat során. Munkám során a nedves ülepedési együtthatók vizsgálatát végeztem el, de maga a kiülepedett szennyezőanyag mennyisége ezzel arányosan alakul. Az összehasonlításhoz abszolút, relatív és átlagos négyzetes eltérést (RMSE) számítottam nem csak a különböző parametrizációk, hanem az egyes parametrizációkon belüli különböző pontosságú közelítésekre való érzékenység vizsgálatához is (1. táblázat).

1. táblázat A vizsgálat során a különböző parametrizáció k összehasonlításához használt mutatók (x : pontosabb közelítéssel kiszámított érték, y : durvább közelítéssel kiszámított érték, n : mintaelemszám)

Abszolút eltérés	Relatív eltérés	Átlagos négyzetes eltérés (RMSE)
$ x - y $	$\frac{(y - x)}{x}$	$\frac{(x_i - y_i)^2}{n}$

4. A választott parametrizációk bemutatása

4.1. Parametrizáció a felhőn belüli nedves ülepedésre

A korábbiakban leírtak értelmében a szennyezőanyag jelenléte hatással van a felhőzetre, így a képződő felhőelemekre is, mivel a vízcseppekbe beoldódva megváltoztatja azok összetételét, méretét és darabszámát. A többlet aeroszol jelenléte az átlagosnál több kondenzációs magot is jelent, így a felhőzet ez esetben több kisebb felhőelemből áll össze a szennyeződés hatására (*Sportisse, 2007*).

Ugyanakkor a felhőkben zajló folyamatok, illetve maga a felhőzet jelenléte jelentős hatással van a szennyezőanyagokra, azok kémiai reakcióira, koncentrációjára, ülepedésére, ezen keresztül pedig a levegő minőségére (*Sportisse, 2007*). A felhők a konvekció következtében vertikális keveredést tesznek lehetővé, ezzel pedig szennyezőanyag szállítás megy végbe a planetáris határréteg és a szabad légkör között. Ezen kívül a szennyezőanyag a heterogén kondenzáció során beoldódik a képződő felhőcseppbe, majd, amikor a cseppnövekedés következtében lehetővé válik, kihullik azzal együtt a légkörből. Továbbá a beoldódás során zajló kémiai folyamatok következtében az oldódó anyag szükségszerűen átalakul, például a kén-dioxid szulfáttá, ami a felhőképződés során zajló kémiai folyamatok egyik fontos kísérője. A felhőzet sugárzásgyengítő hatása emellett befolyásolja a gázfázisú anyagok kémiai reakcióit a felhőalap alatti magasságokban. Minél több van beépítve a felsorolt folyamatok közül egy felhőmodellbe, annál komplexebb lesz a felépítése és a levegőminőség szimulációs modellekhez is annál nagyobb mértékben képes hozzájárulni.

A felhőn belüli kiülepedés parametrizációja bonyolult a modellbe építendő összetett csapadékkémiai folyamatok miatt. Ezek leírására számos parametrizáció áll rendelkezésre, mint például *Sportisse and Djouad (2003)* formulája, mely a cseppekbe beoldódó szennyezőanyag oldódása során a kémiai folyamatokkal történő tömegátvitelre ad matematikai becslést, vagy *Tost et al. (2006)* által meghatározott módszer, mely vízgőz és folyékony fázisú víz között végbemenő kémiai reakciók esetében alkalmazható. Összehasonlító munkámhoz végzett számításaimhoz azonban egy egyszerű, *Roselle and Binkowski (1999)* által meghatározott módszert választottam a felhőn belüli ülepedés számszerűsítésére. A formula a már korábban bemutatott CMAQ levegőminőség szimulációs modell része, mely tartalmaz egy formulát a rétegfelhőkben végbemenő folyamatok leírására, illetve egy parametrizációt a rácsfelbontásnál kisebb méretű

csapadékot adó, illetve nem adó konvektív felhők folyamatainak leírására. Az összehasonlításához munkám során a módszerből csak a konvektív felhőkre vonatkozó modellfuttatásait volt lehetőségem elvégezni – csapadékos és csapadék nélküli esetben –, mivel a rétegfelhőzet folyamatainak vizsgálatához szükséges adatok nem álltak rendelkezésemre.

Roselle and Binkowski (1999) formulája a relatív nedvesség segítségével meghatározza a felhőzet geometriájának leírását a különböző felhőtípusokra, emellett számításba veszi a csapadékkémiai folyamatokat. Ennek értelmében kétféleképpen mehet végbe a kiülepedés a felhővíztartalom mennyiségétől függően, melynek határértéke a modellbeállítások szerint $0,001 \text{ g/m}^3$. Amennyiben ennél kevesebb felhővíztartalom áll rendelkezésre, nem tud beoldódni a szennyezőanyag a felhőcseppbe. Ha a határértéknél nagyobb mennyiségű felhővíztartalom áll rendelkezésre, megtörténik a beoldódás, így a modell számításai során a csapadékkémiai folyamatokat is figyelembe veszi.

A konvektív felhőkben végbemenő nedves ülepedés szimulációja esetében kétféle megközelítést is alkalmaztam, melyek abban térnek el egymástól, hogy a felhőalapot először egy durva közelítéssel adtam meg, egységesen minden felhő esetén 600 m magasan, majd ezt követően egy finomabb közelítést is bevezettem, amelyben a felhőalapot az emelt konvekció szintjén helyezkedett el a Ferrel-formula alapján meghatározva:

$$h = (t - t_d) \cdot 120, \quad (13)$$

ahol t a 2 méteren mért hőmérséklet, t_d az ugyanezen magasságban mért harmatpont, h pedig a felhőalap magasság. A felhőtető mind a két megközelítés esetén ugyanazon magasságokban helyezkedik el, melyet a relatív nedvesség értéke határoz meg. A durvább közelítés esetén szándékosan helyeztem el meg 600 m-es magasságban a felhőalapot, mivel ez viszonylag alacsony, mégis valós felhőalap magasságot jelöl, ezért várhatóan a Ferrel-formulával definiálthoz képest nagy különbséggel fogja a felhővastagságot megadni. Így lehetőség van arra, hogy megvizsgáljam, mennyire érzékeny a parametrizáció a felhővastagságra.

A csapadékot adó felhők esetén azon térbeli pontokban van definiálva felhő, ahol a relatív nedvesség értéke meghaladja a 65%-ot, a csapadékot nem adó felhők esetében pedig a 70%-ot. Ennek következtében a csapadékot nem adó felhő teteje azon réteg magassága, ahol a relatív nedvesség értéke először csökken 65% alá, csapadékot adó felhő esetén pedig 70% alá.

Roselle and Binkowski (1999) parametrizációja a nedves ülepedési együtthatóra a következő:

$$\Lambda = -\frac{1 - e^{-\frac{\tau_{cld}}{\tau_{washout}}}}{\tau_{cld}}, \quad (14),$$

ahol τ_{cld} a 3-dimenziós időlépcső [s], melynek értéke – amennyiben a felhő mérete a rácspontok távolságánál kisebb – 1 óra, hogyha pedig nagyobb annál, akkor kevesebb, mint 60 s,

$$\tau_{washout} = \frac{L dz_{cld}}{p_0}, \quad (15)$$

ahol a vízcsepp felszínre érkezéséhez szükséges idő [s], mely a felhővíztartalom (L , [kg/kg]), a felhővastagság (dz_{cld} , [m]) és a csapadékintenzitás (p_0 , [m/s]) függvényeként meghatározott érték.

4.2. Relatív nedvességen alapuló parametrizáció

Vizsgálatom következő lépéseként *Pudykiewicz* (1989) relatív nedvességen alapuló formuláját választottam, mely egy, a csernobili katasztrófa elemzésére készült 3 dimenziós, hosszú időtávú terjedési modell részét képezi. A modell vázát a kibocsátást és a 3 dimenziós terjedést leíró egyenlet, illetve az ehhez tartozó száraz és nedves ülepedést leíró egyszerű parametrizáció alkotja. A 3 dimenziós modell felépítését egy 2 dimenziós előzte meg, amit csernobili katasztrófa következményeit vizsgáló szimuláció kiértékelésére hoztak létre (*Pudykiewicz*, 1988). Az ezt követően felépített 3 dimenziós modell segítségével már lehetőség volt a szimulációs eredmények összehasonlítására és az ellenőrzésre. A meteorológiai információkat a Kanadai Meteorológiai Központ (CMC) bocsátotta a kutatócsoport rendelkezésére. *Pudykiewicz* (1989) kétdimenziós modelljében a számításokat az északi félgömbre végezte, Északi-sark-központú poláris sztereografikus vetületű térképen, 150 km-es térbeli felbontással, 132×132 db rácsponttal. A vizsgálatokat az 1000, 850, 700, 500 és 300 hPa-os magasságokra végezték el a hidrosztatikus, diagnosztikus – előrejelzésre nem alkalmas – modell segítségével. A későbbi, háromdimenziós modell σ -koordinátarendszerben íródott és már részletesebb parametrizáció segítségével ad leírást a fizikai folyamatokra, továbbá, nemhidrosztatikus modellként alkalmas a rácsfelbontásnál

kisebb skálájú konvekció leírására, emellett három napos időtávra képes előrejelezni a szennyezőanyag terjedést.

A modell által szimulált folyamatok közül a nedves ülepedés parametrizációja volt a legösszetettebb feladat. Első közelítésben kézenfekvő megoldás lett volna a parametrizációt csak a felhővíztartalom és a kihullható víztartalom függvényében kifejezni, de mivel erre nem volt alkalmas a modell, egy egyszerűbb, statisztikai alapú parametrizáció alkalmazását valósították meg végül. Ez egy, a relatív nedvességen alapuló nedves ülepedési formula, melynek bevezetését többek között az indokolja, hogy kevesebb bizonytalansággal terhelt, mint a csapadék előrejelzésén alapuló. A nedves ülepedési együttható kiszámítása a következő képlet segítségével történik:

$$\Lambda = A \frac{RH - RH_t}{RH_s - RH_t}, \quad (16)$$

ahol $A = 3,5 \cdot 10^{-5}$ értékű jellemzően a μm -nél kisebb nagyságrendű részecskék esetén, Λ a nedves ülepedési együttható, RH a relatív nedvesség adott rácsponthoz tartozó értéke egy adott időpillanatban, $RH_t = 80\%$ és $RH_s = 100\%$ Brandt et al. (2002) parametrizációja szerint, melyet a korábban bemutatott DREAM terjedési modellben használt a csernobili katasztrófa következményeinek elemzésére. Azon rácsponthoz, ahol a relatív nedvesség aktuális értéke meghaladja az RH_t küszöbértéket, ott zajlik kiülepedés, a többi helyen ez az érték zérus.

4.3. Csapadékintenzitáson alapuló parametrizáció

Összehasonlító vizsgálatom során a harmadik alkalmazott formula egy csapadékintenzitáson alapuló parametrizáció volt (Mircea and Stefan, 1998), melyet számos terjedési modellben alkalmaznak különböző paraméter beállításokkal a nedves ülepedés kiszámításához szükséges együttható meghatározásához. Ezek közül kiemelkednek a csernobili és a fukushimai katasztrófák következményeinek elemzésére létrehozott modellek úgy, mint Maryon (1991) es parametrizációja a NAME-modellbe integrálva, vagy Leadbetter (2015) parametrizációja a fukushimai katasztrófa következtében a légkörbe került cézium-137 kiülepedésének elemzésére szintén a NAME modell segítségével.

A nedves ülepedési együttható értékének meghatározása a csapadékintenzitás (p_0 , [m/s]) függvényében történik:

$$\Lambda = A * p_0^B, \quad (17)$$

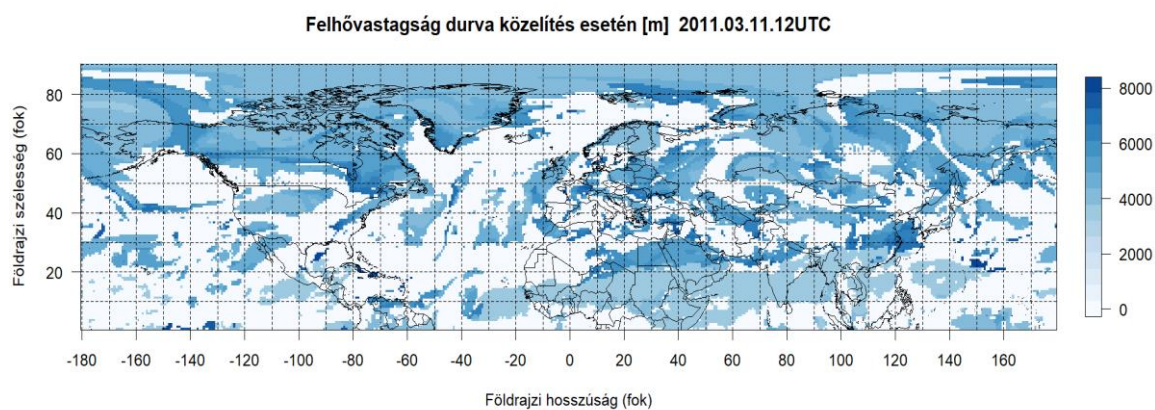
ahol A és B konstansok, melyek értéke függ a vizsgált szennyezőanyag típusától, a csapadék intenzitásától és fajtájától (eső, hó), a különböző nedves ülepedési folyamatoktól, illetve attól, hogy felhőn belüli- vagy felhő alatti ülepedést veszünk. Maryon (1991) parametrizációjában $A = 8,4 \cdot 10^{-5}$ és $B = 0,79$ értékeket definiált réteges felhőzet esetén, ettől a konvektív felhőből hulló csapadék esete csak az $A = 3,35 \cdot 10^{-4}$ paraméterben tér el. Leadbetter (2015) parametrizációja ettől csak a konvektív csapadék esetén, az $A = 3,36 \cdot 10^{-4}$ -ben tér el. Végül Belot (1988) parametrizációjában $A = 4 \cdot 10^{-5}$ és $B = 0,6$, aki nem vett külön konvektív és réteges felhőzetet, hanem minden felhőtípusra ugyanazon parametrizációt alkalmazott. Számításaim során azon esetekben, amikor a felhőn belül és a felhő alatt különböző paraméterek álltak rendelkezésre, ennek megfelelően a felhőn belüli, és a felhő alatti tartományra külön számítottam ki a nedves ülepedési együttható értéket, majd összegeztem a két tartományban kapott eredményeket.

A felhők a bemenő paraméterek között csak egy dimenziósok, azonban külön definiálják az alacsony-, közép- és a magasszintű felhőket. A felhő alatt történő nedves ülepedés akkor lép érvénybe a futtatás során, ha az adott részecske a legalacsonyabb felhőképződési réteg alsó határa alatt található. Az eső és a hó közötti váltásra akkor kerül sor, amikor a hőmérséklet meghaladja a 270 K-t. Eső és hó esetén, illetve felhőn belüli és felhő alatti nedves ülepedés esetén különböző nedves ülepedési együtthatót használnak.

5. A választott parametrizációk alkalmazása során kapott eredmények bemutatása

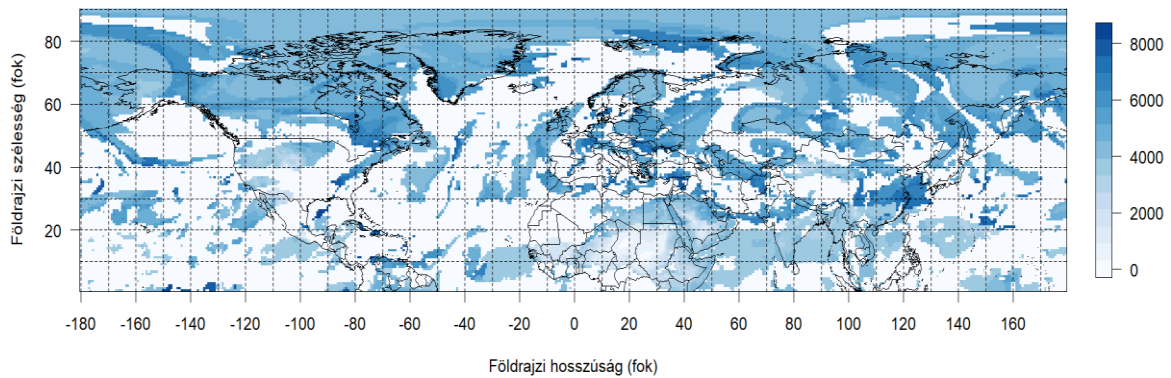
5.1. Felhőn belüli nedves ülepedés

A Roselle and Binkowski (1999) parametrizációjának alkalmazásához szükséges felhővastagságot mutatja az 1 és 2. ábra, mely a relatív nedvesség függvényében adja meg felhővastagságot a kétféle megközelítés (durva és finom) alapján. Ez nem a valós felhőzet eloszlás reanalízise, hanem annak közelítése a modellben definiált relatív nedvességi értékek eloszlása alapján. A 3–4. ábra reprezentálja, hogy a futtatások során a kétféle megközelítés esetén mekkora a felhővastagságok közötti különbség.



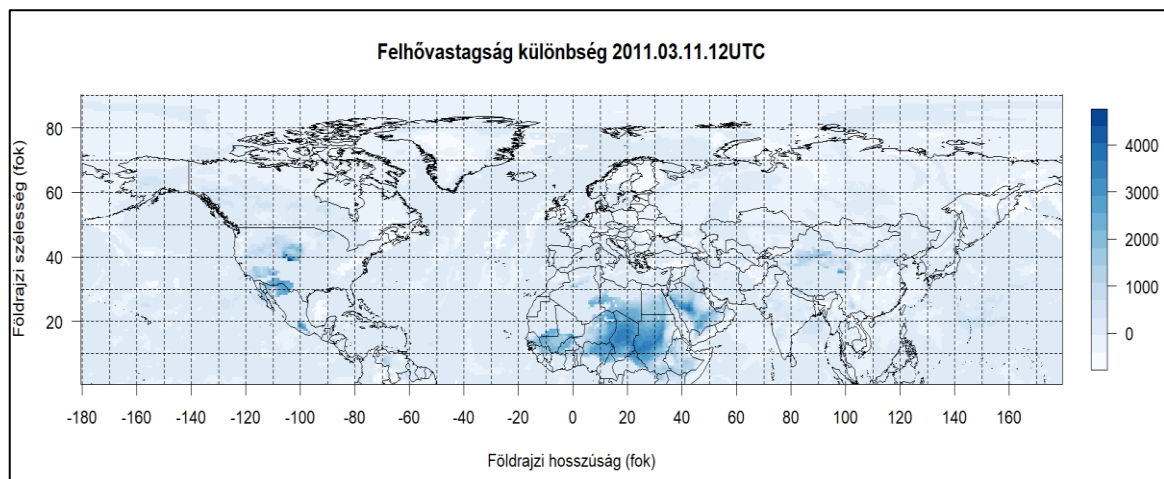
1. ábra Felhővastagság [m] a definiált durvább közelítés esetén, egységesen 600 m magasságban elhelyezkedő felhőalappal

Felhővastagság finom közelítés esetén [m] 2011.03.11.12UTC



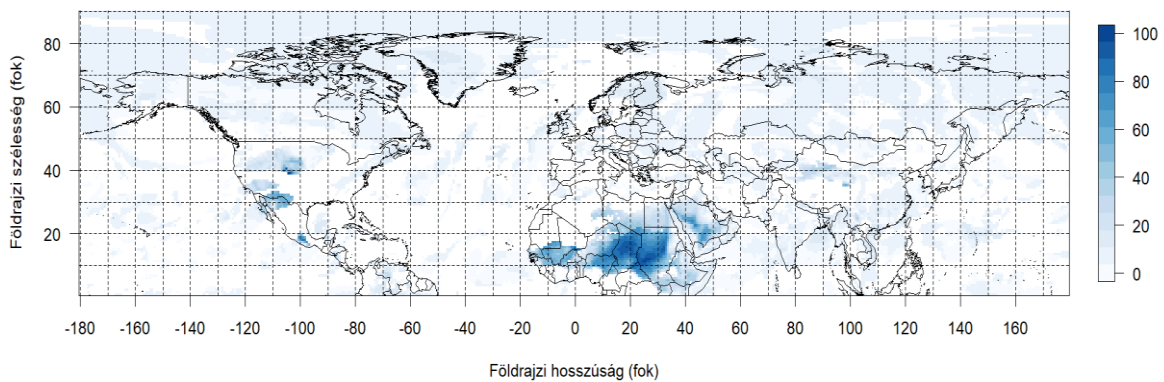
2. ábra Felhővastagság [m] a finomabb közelítés esetén, az emelt konvekció magasságában elhelyezkedő felhőalappal

Felhővastagság különbség 2011.03.11.12UTC

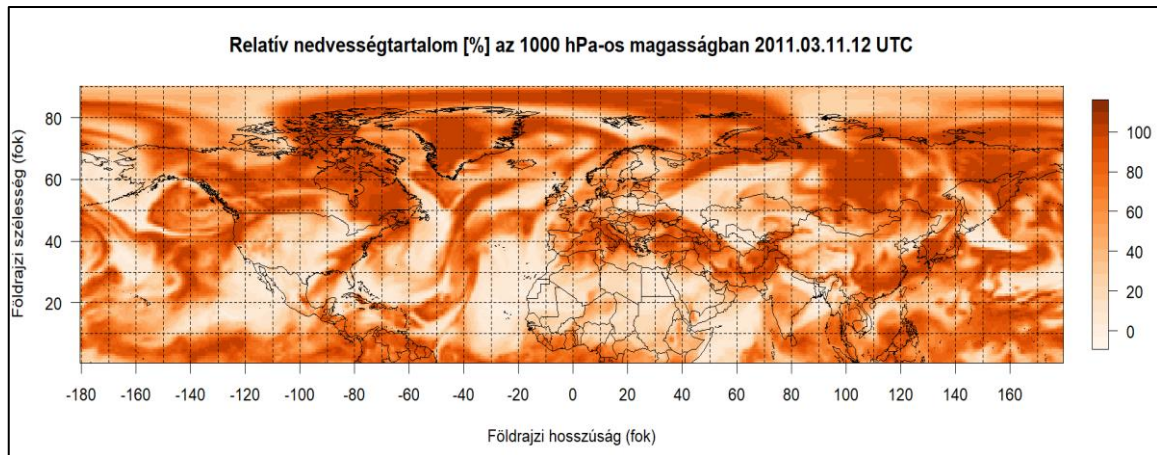


3. ábra A durvább és finomabb felhőalap magasságok által adódó felhővastagságok közötti abszolút eltérés [m]

Relatív eltérés [%] 2011.03.11.12UTC



4. ábra A durvább és finomabb felhőalap magasságok között adódó felhővastagságok közötti relatív eltérés [%]



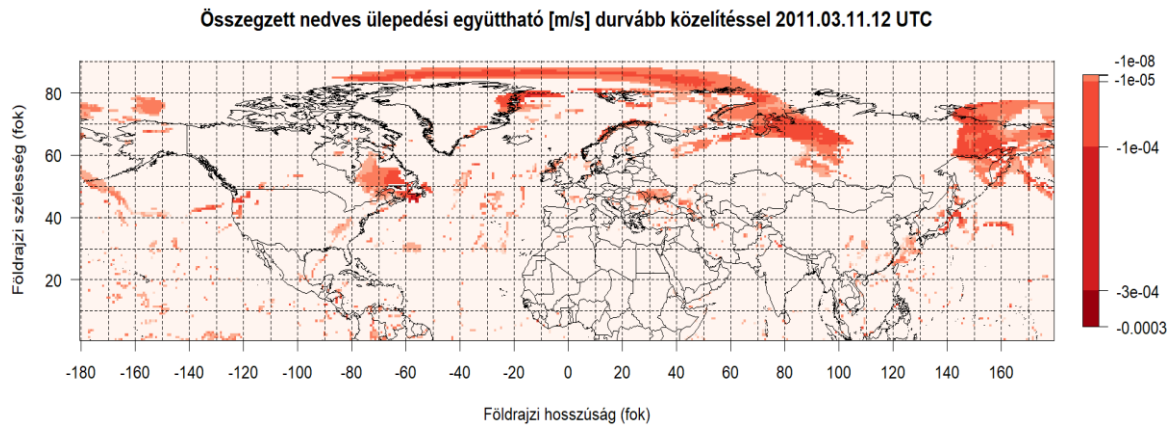
5. ábra Relatív nedvességtartalom az 1000 hPa-os nyomási szinten

A két megközelítés közötti különbség visszavezethető a relatív nedvességtartalom eloszlására, hiszen annak mennyisége befolyásolja a labilitást. Összehasonlításként ezért ábrázoltam az 1000 hPa-os magasság relatív nedvesség eloszlását (5. ábra).

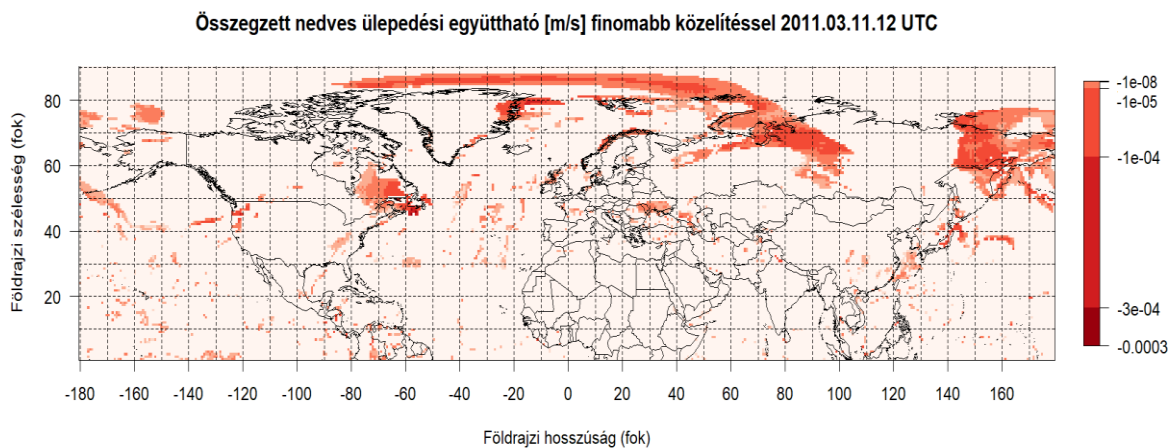
Megfigyelve a felhővastagság földrajzi szélesség szerinti elhelyezkedését, a legnagyobb felhővastagság különbség – melyet a világosabb színek jelölnek – a Ráktérítő környékén van, ezen belül is a Szahara és Közép-Amerika felett, illetve Közép-Ázsia felett, amely területeken jellemzően alacsony a relatív nedvességtartalom. Ezen felül a leszálló légáramlatok miatt ezen a szélességeken nem gyakori a felhőképződés. Ezt a finomabb közelítés adja vissza jobban, mivel ahol a modell által a relatív nedvesség függvényében adott felhőzet definíció szerint ugyan nem teljesen felhőmentes a terület, mégis sokkal kisebb felhővastagságot ad a valósághoz közelebb álló lehetséges emelt kondenzációs szinttel és a relatív nedvesség függvényében számított felhőzettel. A durvább közelítés ezzel szemben itt is konstans 600 m-es magasságra definiálja a felhőalapot, ami ez esetben nagy eltérést jelent.

A formula csak a felhőn belüli tartományban zajló nedves ülepedés leírására alkalmas, ezért a kiülepedés a többi térbeli pontban zérus értékűnek van megadva. A parametrizáció alkalmazásakor ezért először definiáltam a térbeli rácson a felhőzetet a fent meghatározott kritériumok szerint mind a kétféle megközelítéssel, majd ezek segítségével meghatároztam a formulához szükséges felhővastagságokat. További közelítés a modell alkalmazása során, hogy az egymás felett elhelyezkedő felhőket nem definiáltam külön objektumokként, hanem a legalsó felhőalap és a legmagasabban lévő felhő teteje közötti tartomány egészében számoltam nedves ülepedéssel.

A (14) egyenlet által meghatározott módon kiszámított nedves ülepedési együttható értékeket modellszintenként összegeztem és az összegzett eredményt ábrázoltam (6. és 7. ábra):



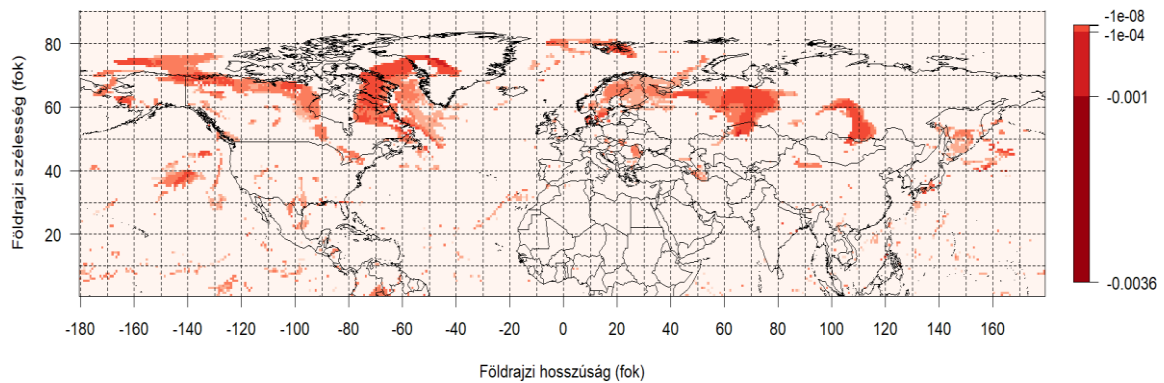
6. ábra A nedves ülepedési együttható értékének összege a felhő teljes tartományában - Roselle and Binkowski (1999) parametrizációja a durvább közelítés esetén



7. ábra Nedves ülepedési együttható értékének összege a felhő teljes tartományában - Roselle and Binkowski (1999) parametrizációja a finomabb közelítés esetén (2011.03.11. 12 UTC)

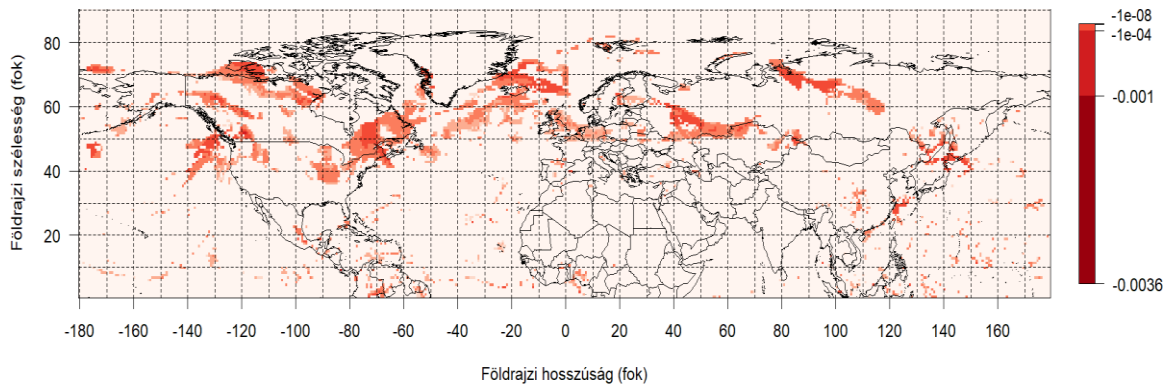
A 8. és 9. ábra összehasonlításként készült két különböző év ugyanazon időpontjára. Mivel az alkalmazott kétféle közelítés között elhanyagolható nagyságú az eltérés, csak a finomabb közelítéssel alkalmazott parametrizáció eredményeit tüntettem fel.

Összegzett nedves ülepedési együttható [m/s] finomabb közelítéssel 2001.03.11.12 UTC



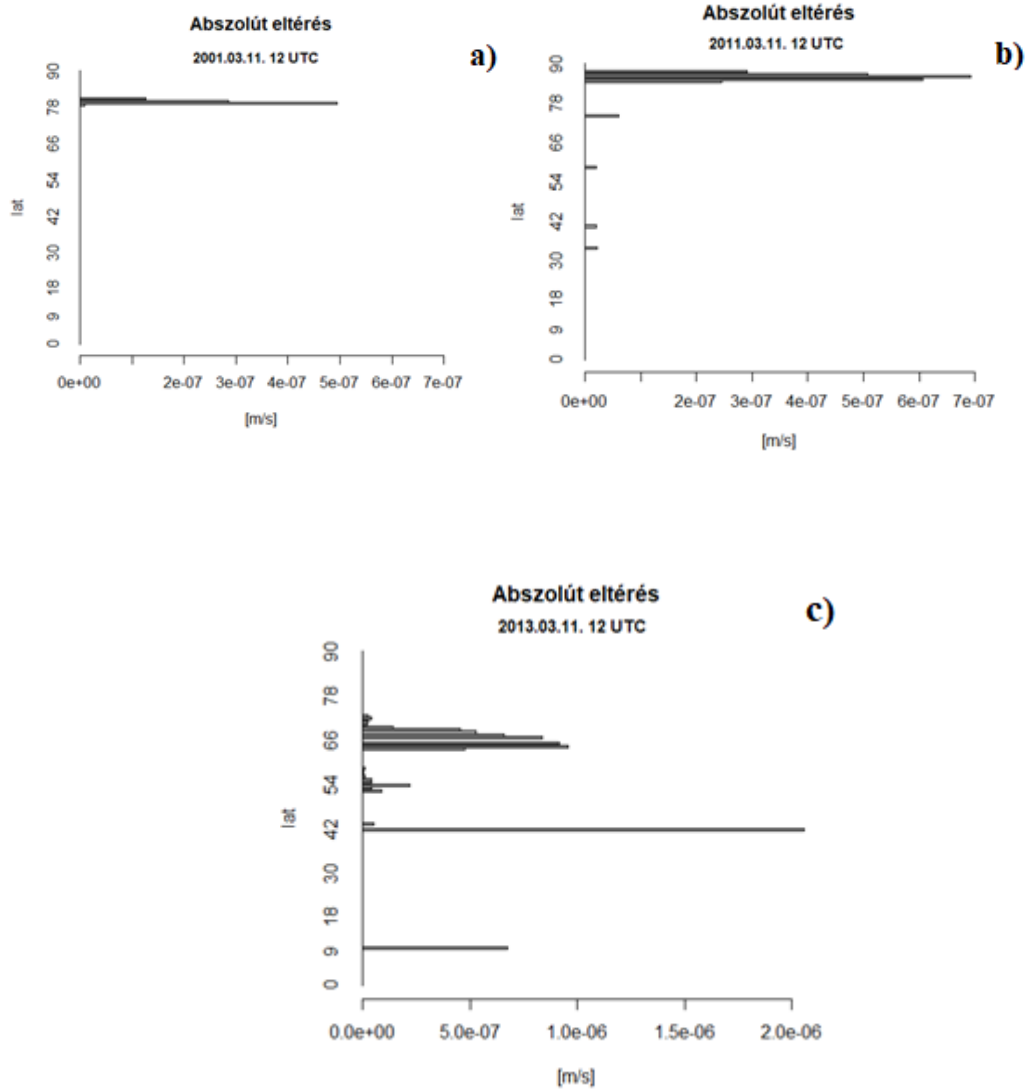
8. ábra Nedves ülepedési együttható értékének összege a felhő teljes tartományában - Roselle and Binkowski (1999) parametrizációja a finomabb közelítés esetén (2001.03.11. 12 UTC)

Összegzett nedves ülepedési együttható [m/s] finomabb közelítéssel 2013.03.11.12 UTC

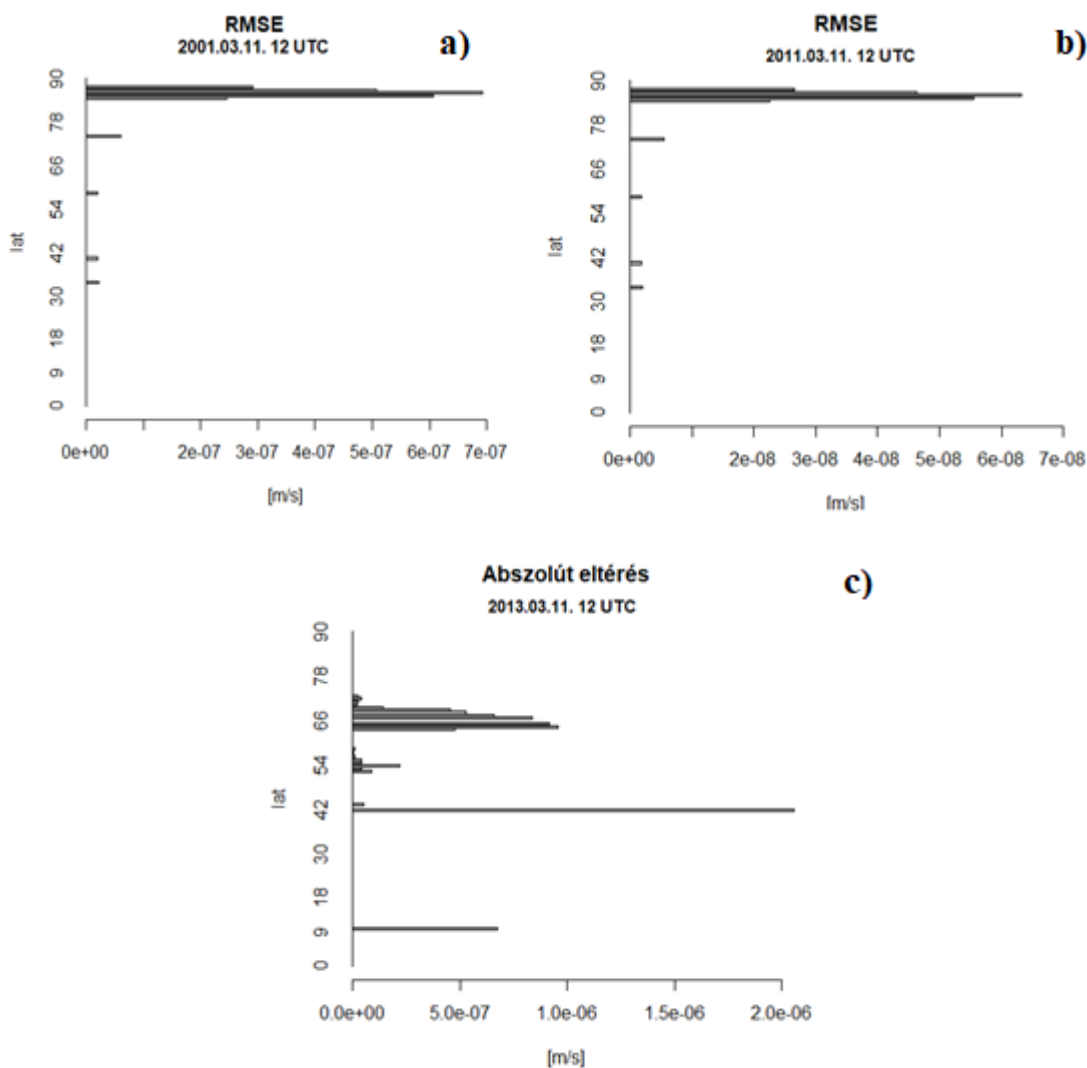


9. ábra Nedves ülepedési együttható értékének összege a felhő teljes tartományában - Roselle and Binkowski (1999) parametrizációja a finomabb közelítés esetén (2013.03.11. 12 UTC)

A nedves ülepedési együttható térbeli eloszlása a Roselle and Binkowski (1999) -féle meghatározás esetén a felhőzet elhelyezkedésével konzisztens, ám annál jóval kisebb területen mutat csak jelentős értékeket. Itt azonban érdemes figyelembe venni, hogy a számításaimhoz szükséges adatok 6 óránként álltak rendelkezésre, ami a csapadékmennyiségre vonatkozó adatok szempontjából túl nagy időbeli felbontás ahhoz, hogy a valóságot jól közelítsék a csapadékegysztencia, a csapadékintenzitás és felhővíztartalom értékeknél. A kétféle megközelítés ugyan jelentős különbségeket eredményez a felhővastagságban, látványos különbség azonban nem fedezhető fel az eredményekben a térképeket összehasonlítva. Az eltéréseket olyan diagramon szemléltetem, amely szélességi körök mentén egyenként végig menve összegzi az összes nedves ülepedési együttható értékét, a földrajzi szélességek szerinti eloszlás újabb érdekességre mutat rá (10a, 10b és 10c ábrák):



10. ábra A szélességi körönként összegzett abszolút eltérés a finomabb és durvább megközelítés között a.)2001., b.)2011 és c.)2013 évekre



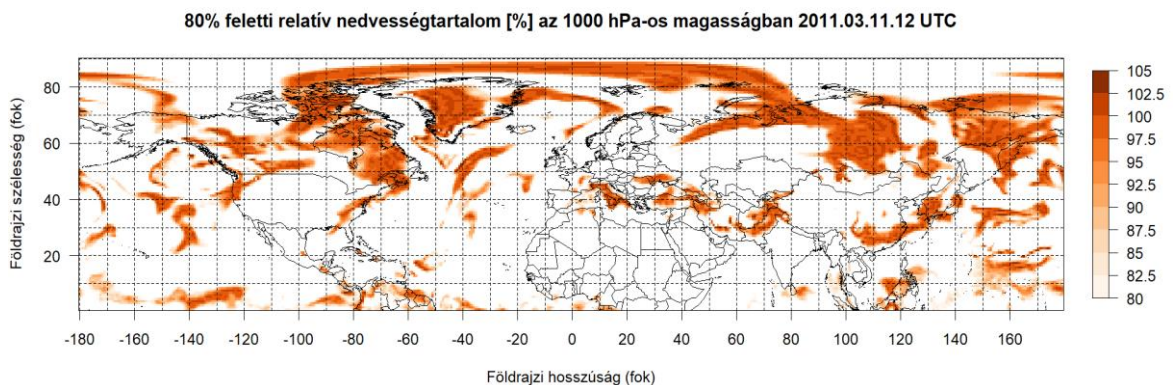
11. ábra A szélességi körönként összegzett RMSE a finomabb és durvább megközelítés között a.)2001., b.)2011 és c.)2013 évekre

A kétféle megközelítés közötti különbségek azon területeken a legnagyobbak – abszolútértékben $10^{-7} - 10^{-6}$ m/s nagyságrendűek – ahol a parametrizáció a legnagyobb területen és a legnagyobb értékben adott nedves ülepedést, nem pedig ott, ahol a legnagyobb felhővastagságbeli eltérések adódnak. Ugyanis az alacsonyabb relatív nedvességű területeken egyáltalán nem tudna teljesülni a modell által definiált minimális felhővíztartalom megléte, így ezen rácspontokban definíció szerint egyformán zérus értékű a nedves ülepedési együttható. Az eltérés értékei összemérhetők más területek nedves ülepedési együttható értékével, hiszen sok rácspontban ad 10^{-6} m/s nagyságrendű, illetve annál kisebb értékeket a parametrizáció. A 6–9. ábrákon a legvilágosabb színek jelzik ezeket a területeket. A legjelentősebb különbségek a legnagyobb nedves ülepedési együttható értékekhez viszonyítva – melyek 10^{-4} m/s nagyságrendűek – két-három nagyságrenddel

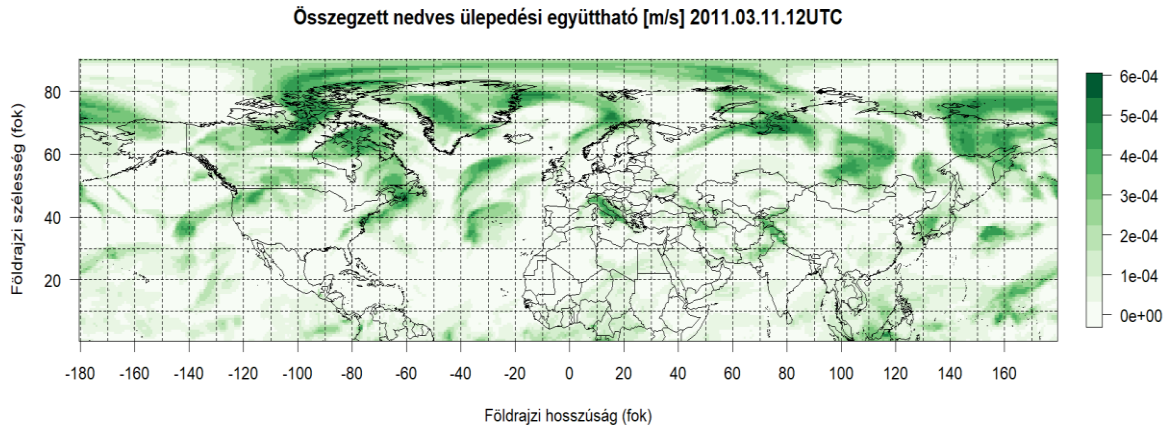
kisebbség. A térképeket összehasonlítva ezen különbségek ugyan nem látványosak, összességében mégis arra utalnak, hogy a felhővastagság definíciójának pontosságára mutat érzékenységet a modell.

5.2. Relatív nedvesség függvényében történő nedves ülepedés

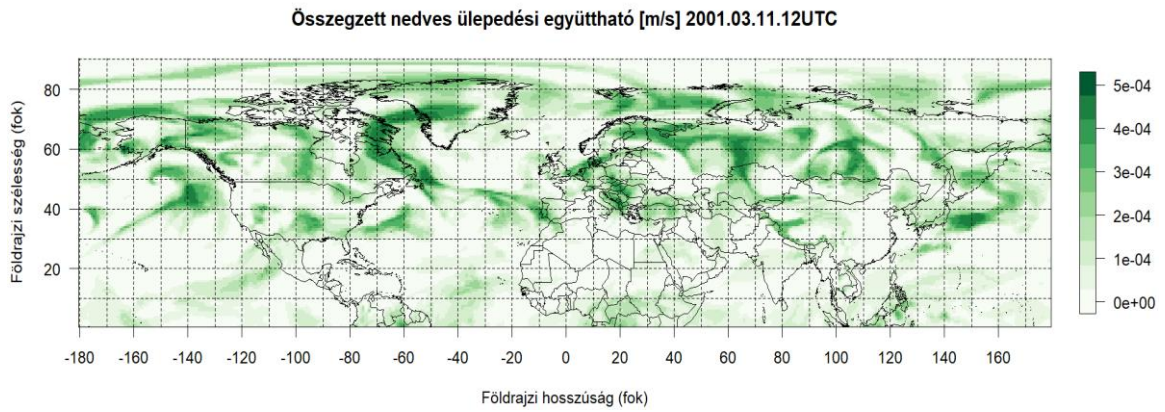
A 12. ábra az 1000 hPa-os szint 80%-nál nagyobb relatív nedvességi értékeinek térbeli eloszlását jeleníti meg. Ezek azok a területek, ahol Pudykiewicz (1989) formulája szerint nedves ülepedés lehetséges. A rendelkezésre álló modellszintek közül csak a legalacsonyabb szint relatív nedvességi értékeit ábrázoltam a parametrizáció értékeivel való összehasonlításához, a parametrizációval kapcsolatos számításokat azonban minden modellszintre elvégeztem, és azok értékeit a teljes vertikális tartományban összegeztem. Az ábrán a narancssárgával, illetve a zölddel jelölt területek azok, ahol a Pudykiewicz (1989) formulája szerint a relatív nedvesség értéke elegendő a kiülepedéshez, a fehérrel jelölt területeken pedig nincs kiülepedés az alacsony nedvességtartalom miatt.



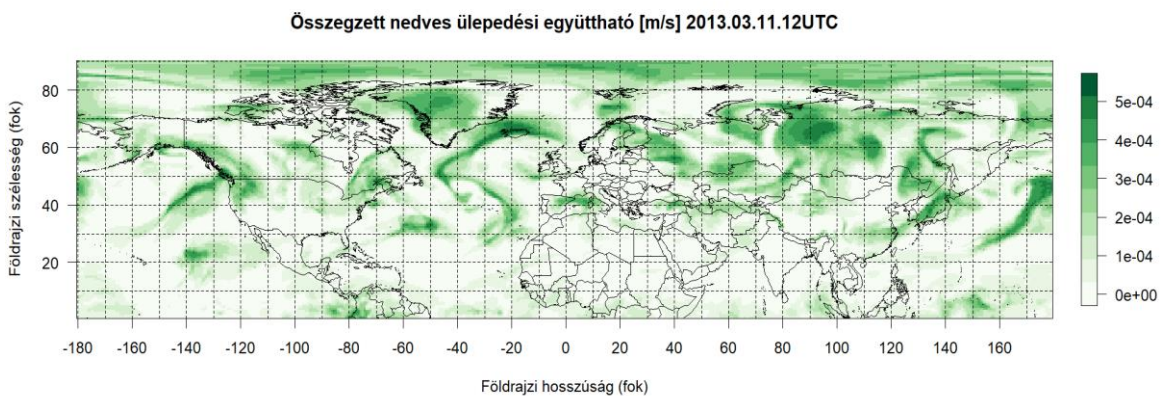
12. ábra 80% feletti relatív nedvességi értékek elhelyezkedése az 1000 hPa-os magasságban



13. ábra A nedves ülepedés relatív nedvességen alapuló meghatározása Pudykiewicz (1989) formulájával – összegezve az összes modellszintre (2011.03.11. 12 UTC)



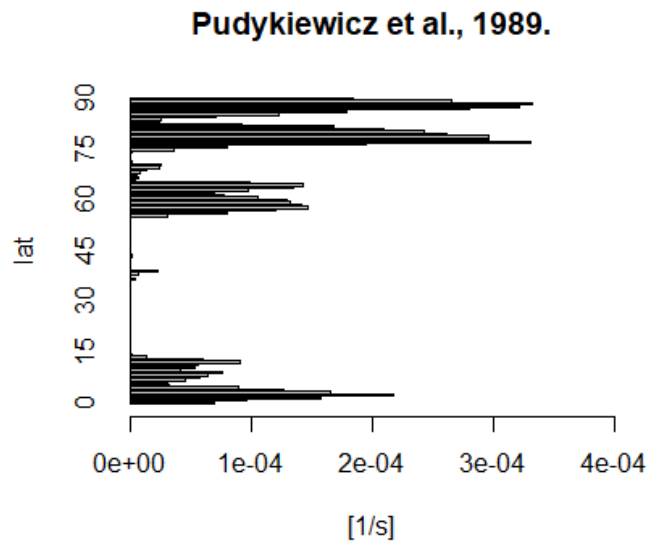
14. ábra A nedves ülepedés relatív nedvességen alapuló meghatározása Pudykiewicz (1989) formulájával – összegezve az összes modellszintre (2001.03.11. 12 UTC)



15. ábra A nedves ülepedés relatív nedvességen alapuló meghatározása Pudykiewicz (1989) formulájával – összegezve az összes modellszintre (2013.03.11. 12 UTC)

A 14. és 15. ábrákon ugyanezen parametrizáció használatával két másik év ugyanazon hónapjának, ugyanazon napján, 12 UTC-kor készült futtatások eredményei láthatók, melyeket összehasonlításként készítettem:

A 16. ábra Pudykiewicz (1989) parametrizációjának alkalmazása során számított nedves ülepedési együttható értékek szélességi körönként összegzett értékeit ábrázolja egy adott hosszúsági kör mentén:

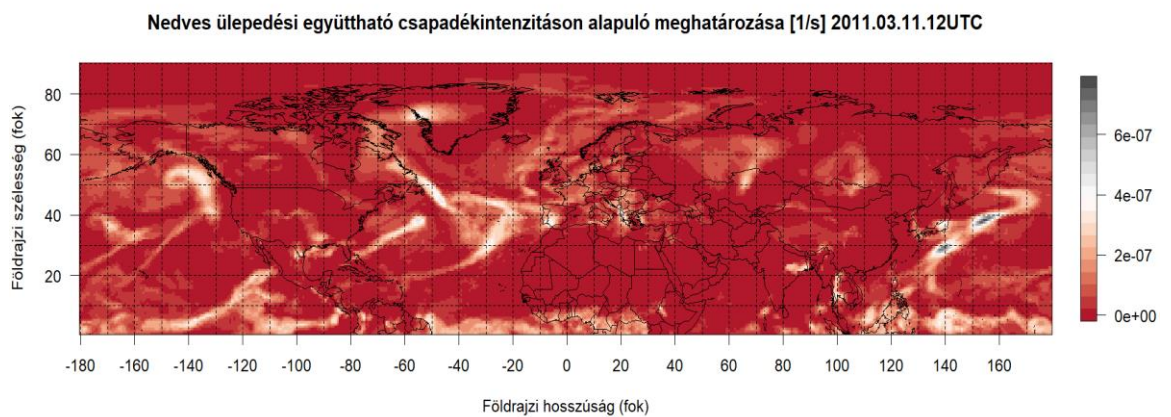


16. ábra A relatív nedvességen alapuló parametrizáció szélességi körönként összegzett értéke (2011. 03.11. 12 UTC)

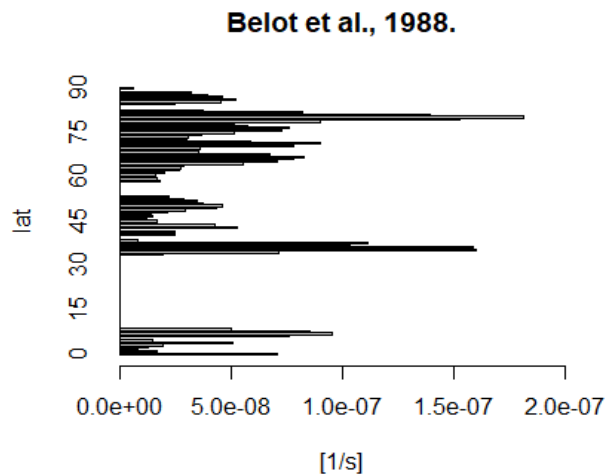
A nedves ülepedési együtthatóra a fenti formulával, ERA Interim adatbázisból származó meteorológiai adatokkal 10^{-4} 1/s körüli értékeket kaptam eredményül, amelyek egy nagyságrenddel nagyobbak azon értékeknél, amelyeket Pudykiewicz (1989) először létrehozott, 2 dimenziós modelljében becsült. Itt ugyanis $5 \cdot 10^{-5} - 10^{-5}$ 1/s közé becsülte a számításai elvégzéséhez a nedves ülepedési együttható értékét, melyekhez a korábban említettek értelmében a Kanadai Meteorológia Szolgálat biztosította a meteorológiai adatokat (Pudykiewicz, 1989). A különbség az aktuális időjárások közti különbségből adódik, mely a kezdeti feltételként megadott meteorológiai adatokra való érzékenységet támasztja alá.

5.3. Csapadékintenzitás függvényében történő nedves ülepedés

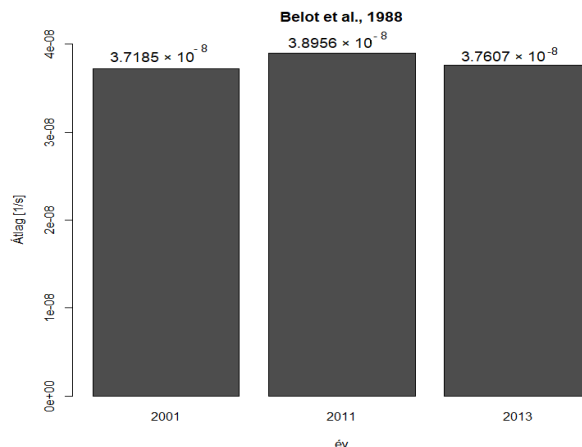
A csapadékintenzitáson alapuló parametrizációk alkalmazása során kapott eredményeim validációjára rendelkezésre állt Belot (1988) egykori számítási eredményei során kapott nedves ülepedési együtthatók átlaga, melynek értéke $8,2 \cdot 10^{-6}$ 1/s. A saját számításaim során kapott eredményeim átlaga ennél két nagyságrenddel kisebb volt (17–19. ábrák) minden általam vizsgált időpontra.



17. ábra Nedves ülepedési együttható [s^{-1}] csapadékintenzitáson alapuló meghatározása, minden felhőtípusra összegezve; Belot (1988) parametrizációjának felhasználásával (2011.03.11. 12 UTC)



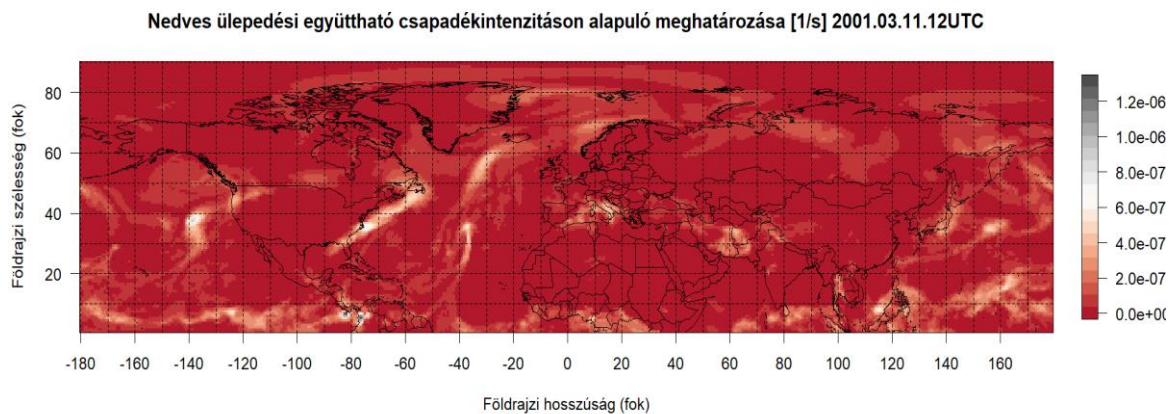
18. ábra Belot (1988) csapadékintenzitáson alapuló formulája szélességi körönként összegezve (2011.03.11.12 UTC)



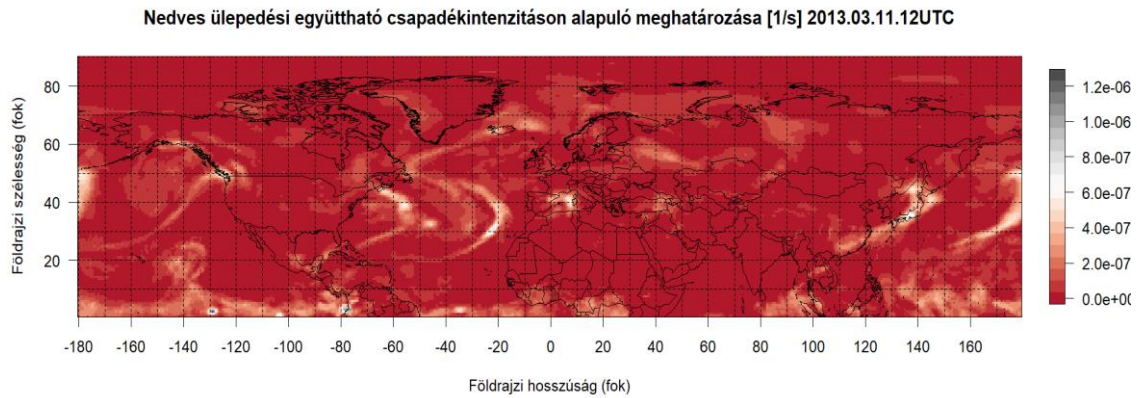
19. ábra Belot (1988) parametrizációjának felhasználásával kapott nedves ülepedési együtthatók átlaga

Ehhez azonban figyelembe kell venni, hogy közel harminc évvel későbbi időjárási helyzetben készült mérési adatokkal dolgoztam a validációhoz képest. Hasonlóan a relatív nedvességen alapuló parametrizációhoz, az ezen formula segítségével számított eredmények is erősen függenek az aktuális meteorológiai helyzettől.

A 20. és 21. ábrák Belot (1988) parametrizációjának alkalmazásával készültek összehasonlításként a két másik választott év, 2001 és 2013. 03.11. 12 UTC időpontjára:



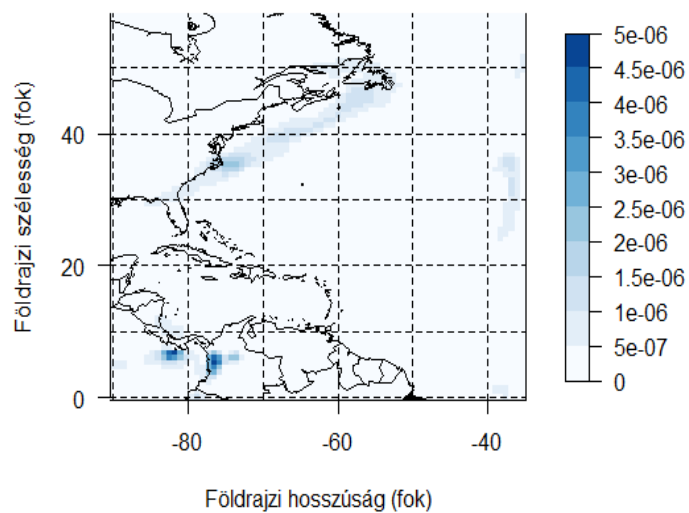
20. ábra Nedves ülepedési együttható [s^{-1}] csapadékkintenzitáson alapuló meghatározása, minden felhőtípusra összegezve; Belot (1988) parametrizációjának felhasználásával (2001.03.11. 12 UTC)



21. ábra Nedves ülepedési együttható [s^{-1}] csapadékintenzitáson alapuló meghatározása, minden felhőtípusra összegezve; Belot (1988) parametrizációjának felhasználásával (2013.03.11. 12 UTC)

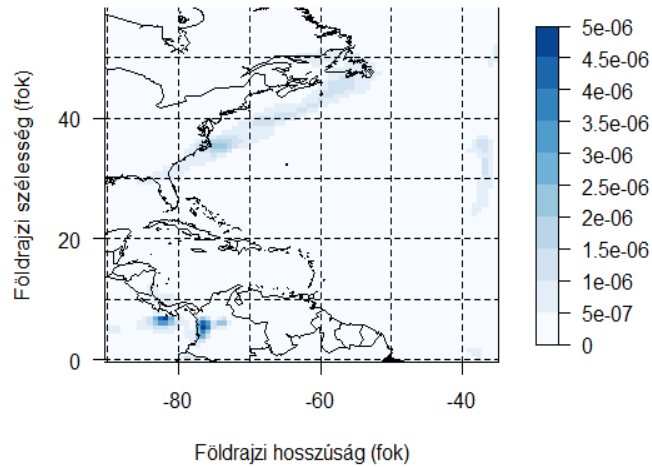
Belot (1988) formulája mellett rendelkezésre állt Maryon et al. (1991) és Leadbetter et al. (2015), csapadékintenzitáson alapuló parametrizációja, melyeket összehasonlításként futtattam ugyanezen időpontban, a korábban ismertetett A és B paraméterek felhasználásával (22–24. ábra)

Nedves ülepedési együttható [1/s] 2011.03.11. 12 UTC



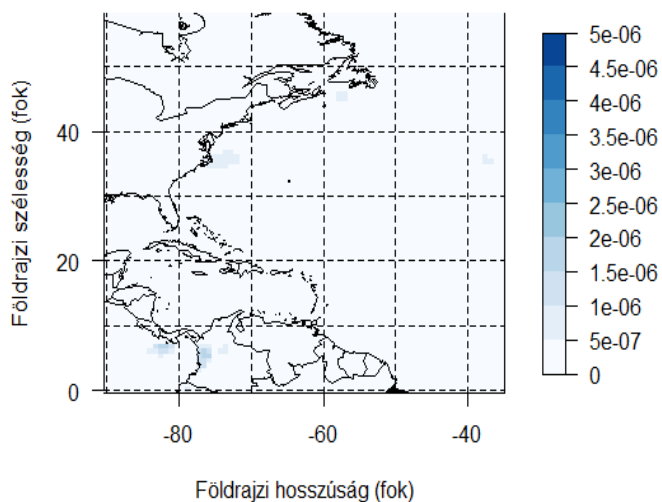
22. ábra Nedves ülepedési együttható csapadékintenzitáson alapuló meghatározása Leadbetter et al. (2015) konvektív felhőzetből hulló csapadék esetén alkalmazott parametrizációjának felhasználásával

Nedves ülepedési együttható [1/s] 2011.03.11. 12 UTC



23. ábra Nedves ülepedési együttható csapadékkintenzitáson alapuló meghatározása Maryon et al. (1991) konvektív felhőzet esetén alkalmazott parametrizációjának felhasználásával

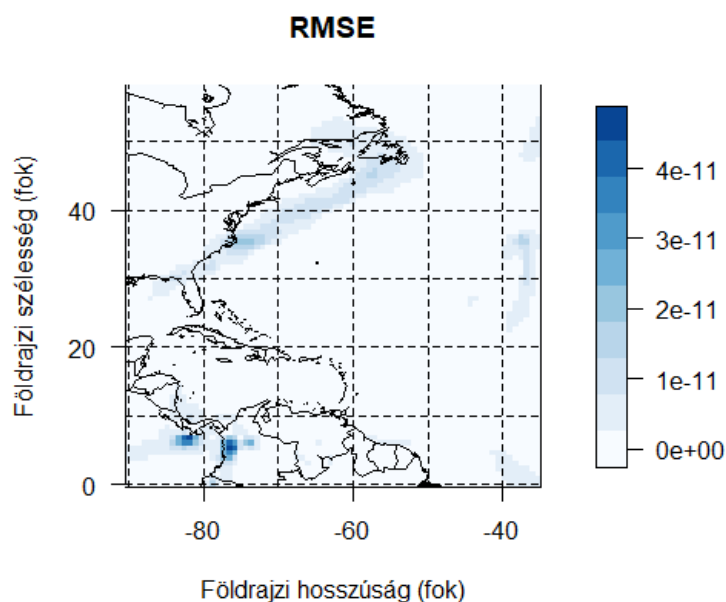
Nedves ülepedési együttható [1/s] 2011.03.11. 12 UTC



24. ábra Nedves ülepedési együttható csapadékkintenzitáson alapuló meghatározása Maryon et al. (1991) réteges felhőzet esetén alkalmazott parametrizációjának felhasználásával

A Maryon et al. (1991) és Leadbetter et al. (2015) parametrizációja közti különbségek bemutatására azért választottam Latin-Amerika közép-keleti térségét, mivel konvektív csapadék hatásainak vizsgálata szempontjából egy látványos terület. A csapadékkintenzitáson

alapuló nedves ülepedési együttható számítása során Leadbetter et al. (2015) konvektív felhőzetből hulló csapadék esetére felírt parametrizációja adja a legnagyobb nedves ülepedési együttható értékeket: $2 \cdot 10^{-3} - 10^{-3}$ 1/s körülieket. A Maryon et al. (1991) -féle konvektív csapadék esetére felírt parametrizáció ezzel arányos térbeli eloszlású, de közelítőleg feleakkora nagyságú nedves ülepedési együtthatókat ad konvektív felhőből hulló csapadék esetére: $6 \cdot 10^{-4} - 10^{-3}$ 1/s körülieket. A Maryon et al. (1991) réteges felhőzetből hulló csapadéokra vonatkozó parametrizációjával számított eredmények a konvektív felhőzet esetében számítottakkal szintén arányosak, de azoknál kisebb értékűek: $2 \cdot 10^{-4} - 4 \cdot 10^{-4}$ 1/s körüliek. A Leadbetter et al. (2015) parametrizációjához tartozó, réteges felhőzetből hulló csapadék esetén számított nedves ülepedési együtthatókat bemutató ábrát nem tüntettem fel külön, mivel ez esetben a parametrizáció és az eredmények nem térnek el Maryon et al. (1991) parametrizációjától.



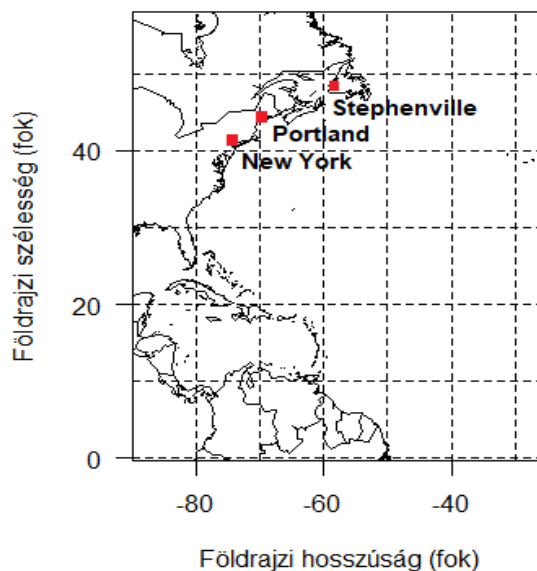
25. ábra Leadbetter et al. (2015) és Maryon et al. (1991) konvektív felhőből hulló csapadék esetére felírt parametrizációi közti átlagos négyzetes eltérés

A két utóbb bemutatott parametrizáció között csak konvektív felhőzet esetén van eltérés a korábban bemutatott „A” paraméterek közötti különbségek következtében, ez azonban elhanyagolható mértékű, több nagyságrenddel elmarad a nedves ülepedési együtthatók értékétől. A területi eloszlásban pedig nincs különbség a két parametrizáció között.

6. Esettanulmányok a különböző parametrizációk közötti eltérések szemléltetésére

A különböző parametrizációk összehasonlításához egy olyan területet választottam, amely a vizsgált időszak időjárása miatt alkalmas a nedves ülepedési együtthatók közötti eltérések bemutatására. Mivel Észak-Amerika keleti partvidéke az összes parametrizáció szempontjából látványos terület volt a választott időpontban (2011.03.11. 12 UTC), további vizsgálataim során erre a térségre fókuszáltam (26. ábra). Az elemzés számszerűsítéséhez választottam további három várost: Stephenville-t (Új-Fundland, Kanada), Portland-et (Maine, USA) és New Yorkot (USA), melyek meteorológiai állomásainak mérési adatai alapján végeztem az összehasonlításokat.

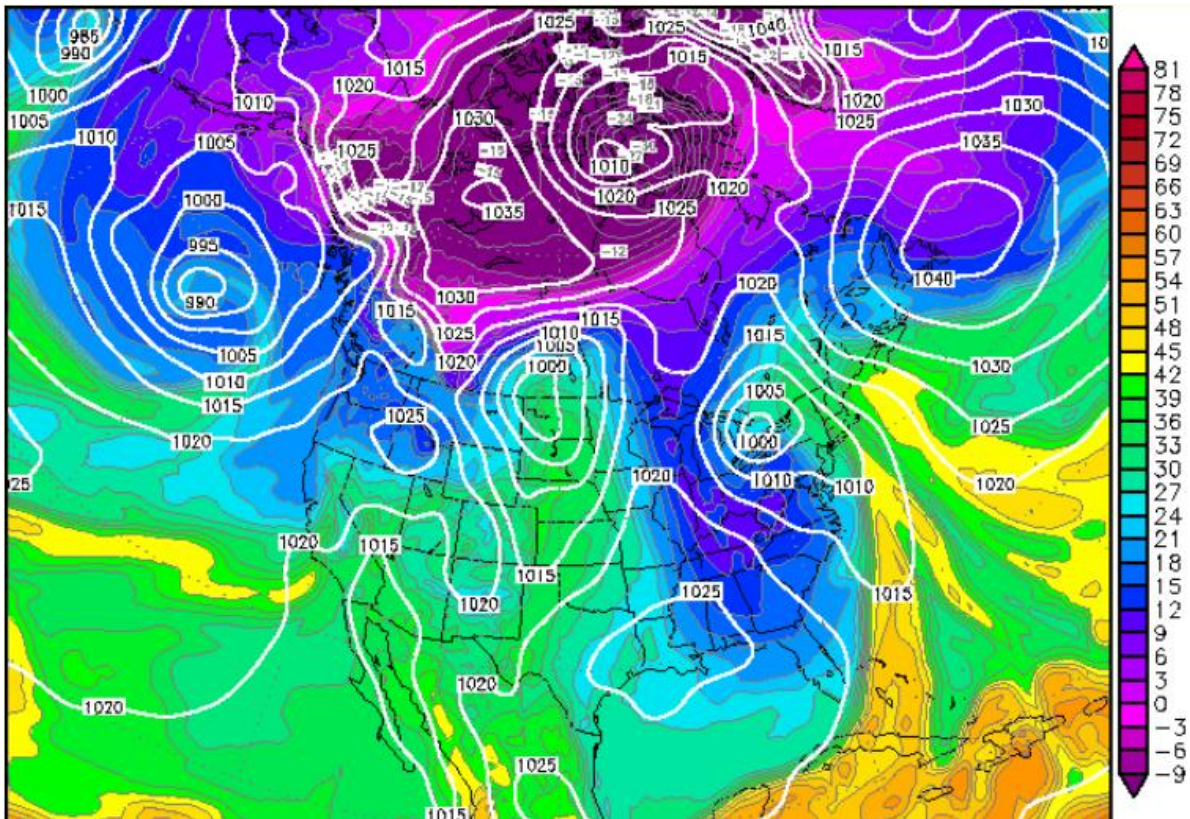
Az összehasonlításához kiválasztott régió a három kijelölt várossal



26. ábra Észak-Amerika keleti partvidéke, az összehasonlításra kijelölt terület az általam választott három meteorológiai állomással, melyek részletes időjárási helyzetének elemzése során a különböző parametrizációk bemutatásra kerülnek

A kiválasztott időpont napján Kanada északi része felett egy nagy kiterjedésű ciklon helyezkedett el, középpontjában 1010 hPa nyomással. Ettől dél-nyugatra egy 1035 hPa-os és dél-keletre egy 1040 hPa-os középpontú anticiklon volt található. Ez utóbbi középpontja Stephenville-től közvetlenül észak-keletre esett a kiválasztott napon, így hatással volt annak időjárására. A két anticiklon között – közelítőleg Kanada és az Egyesült Államok határvidéke felett – két ciklon helyezkedett el, mindkét esetben 1000 hPa-os

légnyomásközponttal. A keletebbre fekvő ciklon határozta meg Portland és New York időjárását. Ezek ugyanis a dél felől érkező melegfront előoldalán helyezkedtek el a kiválasztott nap reggelén. A két utóbbi ciklontól délre két nagy kiterjedésű anticiklon helyezkedett el, melyek az Egyesült Államok nagy részének időjárását alakították (27. ábra).



27. ábra Észak-Amerika időjárás helyzetét befolyásoló légtömegek elhelyezkedése 2011. 03. 11. 12 UTC-kor (a 850 hPa-os magassági szint ekvipotenciális hőmérséklet eloszlása, [1] Wetter3.de)

6.1. Stephenville (Új-Fundland, Kanada, É.sz. 48.55°, Ny.h. 58.75°)

A vizsgálat időpontja helyi idő szerint reggel 7:30-kor volt. Éjszaka és a hajnali órákban a hőmérséklet -5 °C volt, a napkeltét követően pedig folyamatosan emelkedett a nap folyamán a maximumhőmérséklet, $3,5\text{ °C}$ eléréséig, amely helyi idő szerint 12:30 és 16:30 között állt fenn. A harmatpont $-8,3\text{ °C}$ és $-3,3\text{ °C}$ között változott a nap folyamán. A relatív nedvesség értéke a hajnali és az esti órákban 80%-körüli, míg napközben 75% körüli értékeket vett fel, a csúcshőmérséklet elérésekor pedig 65%-ig csökkent. A szél csaknem

egész nap keleti, délkeleti irányból fújt, egyedül a csúcshőmérséklet beállításának idején volt déli irányú. A szélsősebesség napkeltekor volt a legalacsonyabb értékű: 11 km/h, a maximumhőmérséklet beállításának idejéig 19 km/h-ig növekedett. Csapadék nem hullott a nap folyamán. Az éjszakai órákban nem volt felhőzet, a napkeltét követően ezzel ellentétben túlnyomóan felhős volt az égből.

2. táblázat A nedves ülepedési együtttható értékei a legközelebbi rácspontban

2011.03.11. 12 UTC, Stephenville				
<i>Pudykiewicz (1989) relatív nedvességen alapuló formulája</i>	<i>Roselle and Binkowski (1999) felhőn belüli parametrizáció, durvább közelítés</i>	<i>Roselle and Binkowski (1999) felhőn belüli parametrizáció, finomabb közelítés</i>	<i>Maryon et al. (1991) és Leadbetter et al. (2015) csapadékinzintázson alapuló parametrizációja</i>	<i>Belot (1988) csapadékinzintázson alapuló parametrizációja</i>
$2,98 \cdot 10^{-4} \left[\frac{1}{s} \right]$	$1,13 \cdot 10^{-4} \left[\frac{1}{s} \right]$	$1,06 \cdot 10^{-4} \left[\frac{1}{s} \right]$	$1,98 \cdot 10^{-7} \left[\frac{1}{s} \right]$	$2,39 \cdot 10^{-7} \left[\frac{1}{s} \right]$

A legnagyobb kiülepedést a nedves ülepedési együtttható értékei alapján Pudykiewicz relatív nedvességen alapuló formulája adja. Roselle and Binkowski (1999) formulája ugyan közelítőleg fele ekkora mennyiségű, de nagyságrendjében hasonló eredményeket ad. A csapadékinzintázson alapuló parametrizációk minden esetben ennél három nagyságrenddel kevesebb kiülepedést adnak a nedves ülepedési együtttható értékek alapján, de Maryon et al. (1991) és Leadbetter et al. (2015) formulája kevesebb értéket ad, mint Belot (1988) formulája (2. táblázat).

6.2. Portland (Maine, USA, É.sz. 43.65°, K.h. 70.31°)

A vizsgálat időpontja helyi idő szerint 7:00 órára esett. A kiválasztott napon egy melegfront vonult át a térségen. A hőmérséklet már az éjszaka folyamán is folyamatosan emelkedett az éjféltkor mért 2,5 °C-ról egészen a helyi idő szerint 11:50-kor mért csúcshőmérsékletig, 8,5 °C-ig. A délután folyamán kis ingadozásokkal csökkenő tendenciát mutatott a hőmérséklet értéke, így az esti órákban már 3,5–5 °C között változott. A

harmatpont egész nap közel esett a hőmérséklet aktuális értékéhez, így a relatív nedvesség a nap nagy részében 100% volt, illetve attól csak kevéssé tért el. A szélsősebesség délelőtt 13 és 27 km/h közötti értékeket vett fel, kevéssel a csúcshőmérséklet beállítását követően pedig 4 km/h alá csökkent és egyre gyengébb volt a nap további részében. A csúcshőmérséklet beállása körüli órákban 38–47 km/h erősségű szellőkészek voltak, melyek a délután folyamán szintén elcsendesedtek. A délelőtt keleties, északkeleties szélirány, délutánra délkeletire, estére délire változott. A nap folyamán összesen 33 mm mennyiségű csapadék hullott, több részletben. Emellett egész nap borult, felhős idő volt.

3. táblázat A nedves ülepedési együttható értékei a legközelebbi rácspontban

2011.03.11. 12 UTC, Portland				
<i>Pudykiewicz, (1989) relatív nedvességen alapuló formulája</i>	<i>Roselle and Binkowski (1999) felhőn belüli parametrizáció, durvább közelítés</i>	<i>Roselle and Binkowski (1999) felhőn belüli parametrizáció, finomabb közelítés</i>	<i>Maryon et al. (1991) és Leadbetter et al., (2015) csapadékinzenzításon alapuló parametrizációja</i>	<i>Belot (1988) csapadékinzenzításon alapuló parametrizációja</i>
$4,24 \cdot 10^{-4} \left[\frac{1}{s}\right]$	–	–	$5,44 \cdot 10^{-9} \left[\frac{1}{s}\right]$	$1,56 \cdot 10^{-8} \left[\frac{1}{s}\right]$

A parametrizációk közül ebben a rácspontban is Pudykiewicz (1989) relatív nedvességen alapuló formulája adja a legnagyobb nedves ülepedési együttható értékeket, a csapadékinzenzításon alapuló parametrizáció Maryon et al. (1991) és Leadbetter et al. (2015) formulája ennél öt -, Belot (1988) formulája pedig négy nagyságrenddel ad kisebb értéket a város környékére. A felhőzet jelenlétét ebben az esetben nem tudta érzékelni a modell a nedves ülepedési együttható parametrizációja szempontjából. Valószínűleg a két időlépés közötti átlagolásból számított, rendelkezésre álló nedvességparaméterek nem adták vissza pontosan térben és időben a felhővíztartalom aktuális mennyiségét, mely ilyen módon a korábban definiált kritikus érték alá esett, ezért adott zérus értéket adott a parametrizáció.

6.3. New York (USA, É.sz. 40.77°, Ny.h. 73.98°)

A vizsgálat időpontja helyi idő szerint 7:00 órára esett. Ezen az állomáson szintén melegfront átvonulása volt megfigyelhető a vizsgálat napján. Az éjszaka folyamán a hőmérséklet ingadozó tendenciával csökkent 12,5 °C-ról 8 °C-ig, a szokásos napkeltét követő melegedő tendencia azonban késve indult meg, 10 óra körül. Ezalatt az idő alatt a relatív nedvesség 94–100% között mozgott és helyi idő szerint reggel 5 óráig volt csapadékhullás – összesen 58 mm mennyiségű – ami azt jelenti, hogy a vizsgált időpont idején már két órája nem történt csapadékhullás. A déli, délkeleti szél sebessége pedig az éjszaka folyamán jellemző 20–28 km/h-ról 8–10 km/h-ra csökkent a napkelte idejére.

A délelőtt folyamán kezdődő rövid felmelegedő időszakot változó irányú, majd nyugati-délnyugati irányú, 10–12 km/h sebességű szél kísérte. A nap további részében nem hullott több csapadék, a relatív nedvesség értéke is folyamatosan csökkent 47%-ig és a délután folyamán is még 50% körüli maradt. Az éjszaka és a délelőtt folyamán végig zárt felhőzet a délután folyamán elkezdett feloszlani. A hőmérséklet két különböző időpontban érte el a maximumát ezen a napon, helyi idő szerint 12:50-kor és 15:51-kor, mely 12,5°C volt, melyet még az éjszaka folyamán is többször felvett. A második csúcserőket követően a hőmérséklet értéke csökkenni kezdett egészen 5,5°C-ig.

4. táblázat A nedves ülepedési együttható értékei a legközelebbi rácspontban

2011.03.11. 12 UTC, New York				
<i>Pudykiewicz</i> (1989) relatív nedvességen alapuló formulája	<i>Roselle and Binkowski</i> (1999) felhőn belüli parametrizáció, durvább közelítés	<i>Roselle and Binkowski</i> (1999) felhőn belüli parametrizáció, finomabb közelítés	<i>Maryon et al.</i> (1991) és <i>Leadbetter et al.</i> (2015) csapadékkintenzitáson alapuló parametrizációja	<i>Belot</i> (1988) csapadékkintenzitáson alapuló parametrizációja
$5,57 \cdot 10^{-5} \left[\frac{1}{s}\right]$	–	–	–	–

New Yorkban a megfigyelés időpontjában egyedül Pudykiewicz relatív nedvességen alapuló formulája jelzett kiülepedést 10^{-5} 1/s nagyságrendben, a többi parametrizáció pedig ehhez képest zérus értéket adott ugyanekkorra. A csapadékkintenzitáson alapuló

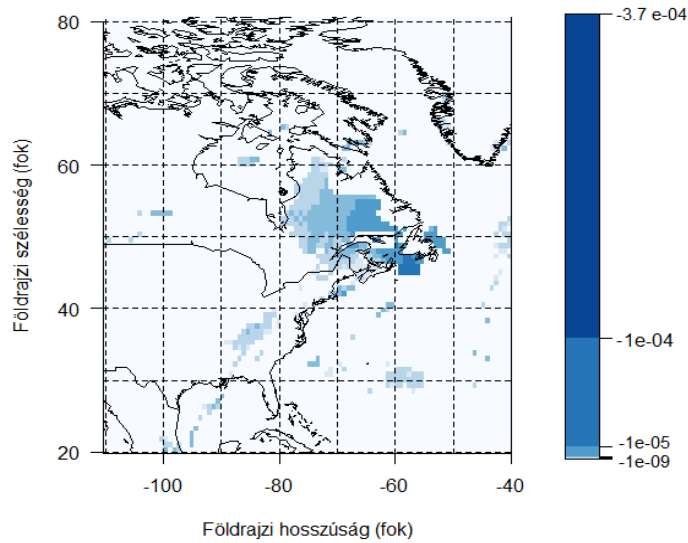
parametrizáció által adott zérus értékek érthetőek, hiszen a vizsgált időpontban ezen a területen már nem volt csapadék hullás. A felhőzet eloszlása ugyan csak a vizsgált időpont után kezdődött meg, de valószínűleg a rendelkezésre álló adatok szerint a felhővíztartalom nem volt nagyobb a modell által meghatározott kritikus értéknél, amely felett a parametrizáció zérustól eltérő kiülepedési értéket ad eredményül.

6.4. A vizsgált területen a különböző parametrizációk által adott nedves ülepedési együttható értékeinek összehasonlítása

A bemutatott eltérések megfigyelése során az előrejelzés megbízhatóságát vizsgálva fontos kiemelni a parametrizációk meteorológiai állapothatározóktól való függését, illetve, hogy ezek közül melyik van jelen dominánsan egy adott térség aktuális időjárásában. Így érdemes a különböző formulák eredményeit olyan súllyal figyelembe venni, amilyen mértékben hatással van az időjárásra. Például, New Yorkban a vizsgálat idején (12 UTC, helyi idő szerint 7 óra) ugyan felhőborítottság volt még, de csapadék már nem hullott, így a csapadékinzításon alapuló parametrizáció által adott zérus érték következik a jellemző időjárási helyzetből. A felhőn belüli parametrizáció azonban nem jelzett kiülepedést a felhőzet jelenléte ellenére.

A nedves ülepedési együttható különböző parametrizációk során számított értékei az alábbi ábrákon látható eloszlást mutatták (28–32. ábra).

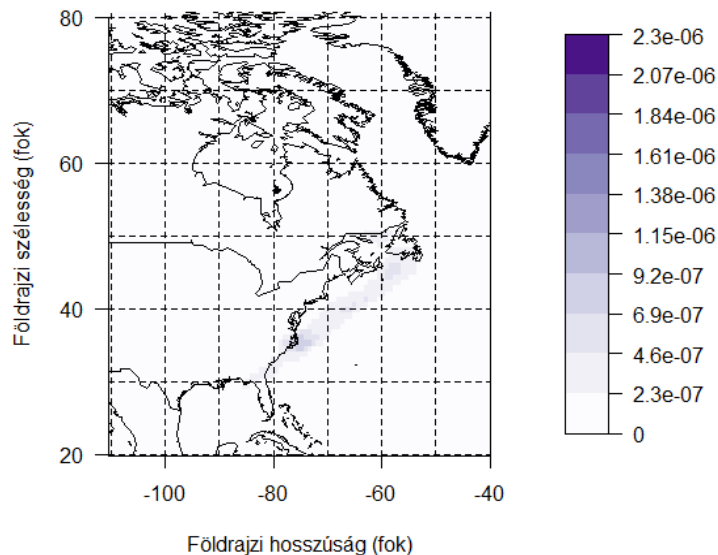
Nedves ülepedési együttható [m/s] 2011.03.11.12UTC



28. ábra Felhőn belüli nedves ülepedési együttható a finomabb közelítés esetén, Észak-Amerika keleti partvidékén

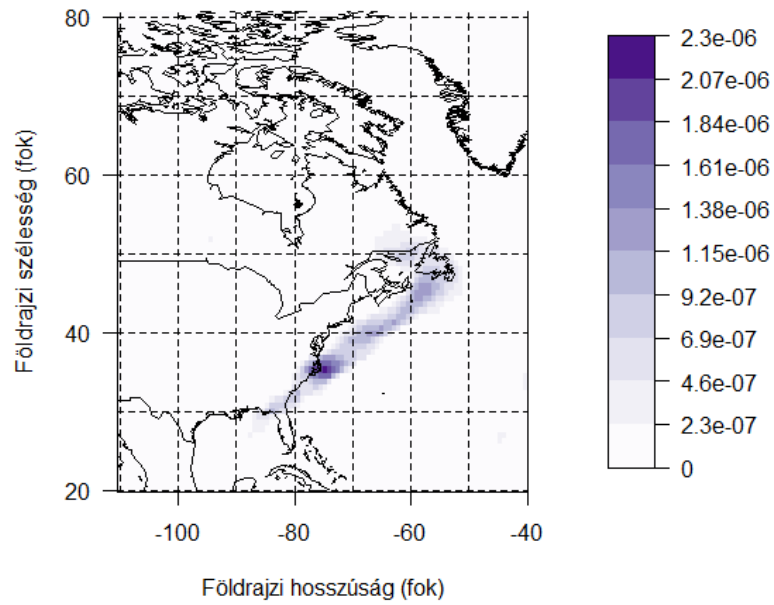
A felhőn belüli ülepedés vizsgálata esetén csak a finomabb közelítés alkalmazása során kapott eredményt tüntettem fel, mivel a durvább közelítés alkalmazásával kapott eredménnyel összehasonlítva a két térkép között nincs látványos eltérés, ami mintegy 10^{-10} 1/s nagyságrendű ezen a területen.

Nedves ülepedési együttható [m/s] 2011.03.11.12UTC



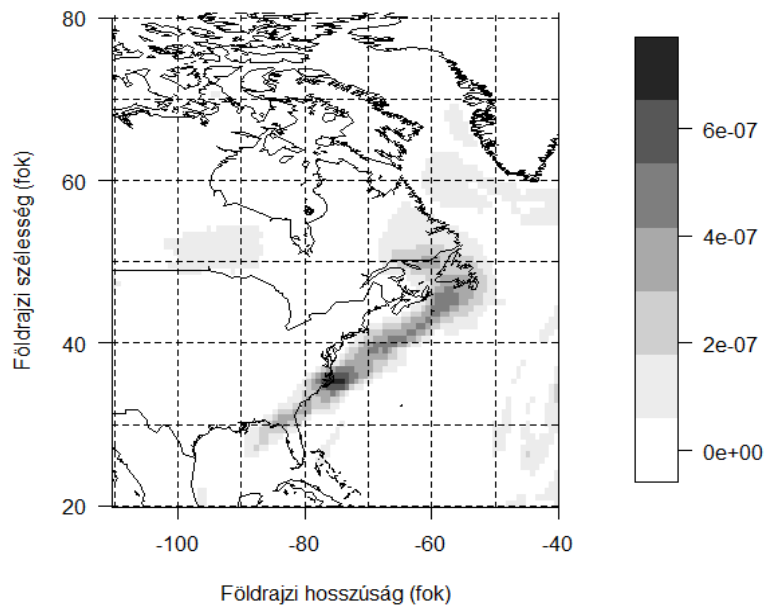
29. ábra Leadbetter et al. (2015) csapadékinzintáson alapuló parametrizációja réteges felhőzet esetén, Észak-Amerika keleti partvidékén

Nedves ülepedési együttható [m/s] 2011.03.11.12UTC



30. ábra Leadbetter et al. (2015) csapadékkintenzitáson alapuló parametrizációja konvektív felhőzet esetén, Észak-Amerika keleti partvidékén

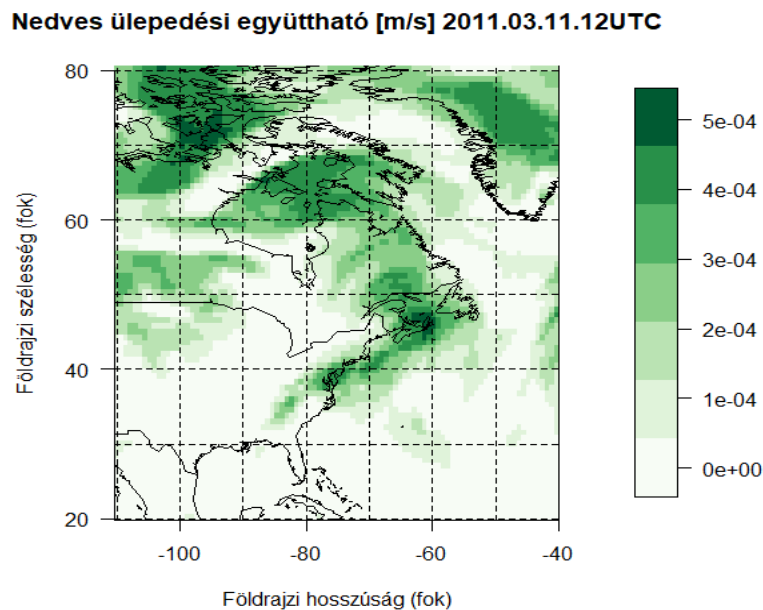
Nedves ülepedési együttható [m/s] 2011.03.11.12UTC



31. ábra Belot (1988) csapadékkintenzitáson alapuló parametrizációja, Észak-Amerika keleti partvidékén

A csapadékkintenzitáson alapuló parametrizációk közül Leadbetter et al. (2015) és Belot (1988) formuláinak alkalmazásával kapott eredményeket tüntettem fel. Maryon et al.

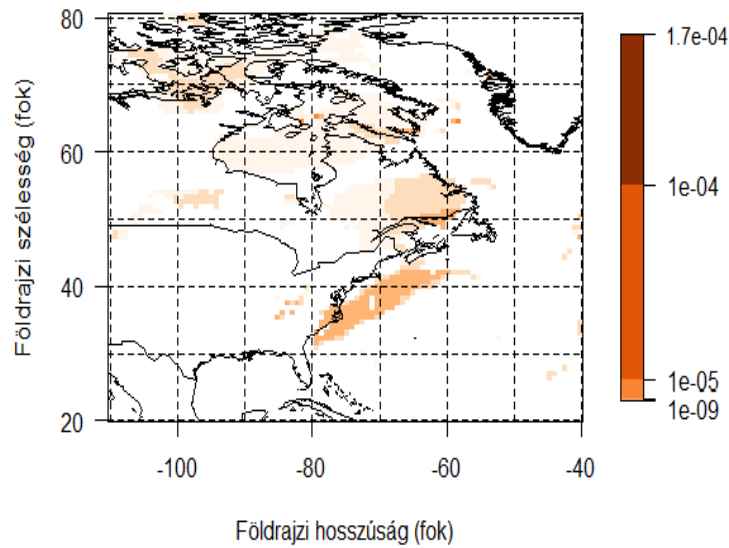
(1991) parametrizáció alkalmazásával a Leadbetter et al. (2015) parametrizációjához hasonló eredményeket kaptam, a konvektív felhőzet esetén volt alig észlelhető eltérés a paraméterek közötti minimális eltérés következtében. A csapadékkintenzitáson alapuló formulák közül a Leadbetter et al. (2015) parametrizációjának eredményei adták a legnagyobb nedves ülepedési együtthatókat, a Belot (1988) parametrizációjának alkalmazásával ennél valamivel kisebb eredményeket kaptam.



32. ábra Pudykiewicz (1989) relatív nedvességen alapuló parametrizációja, Észak-Amerika keleti partvidékén

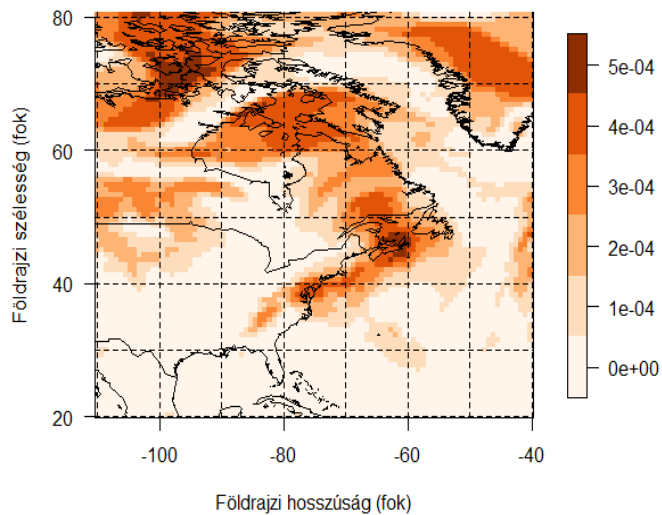
Az előzőekhez képest újdonság, hogy azon pontokban, ahol volt csapadékhullás, kombináltam a felhőn belüli tartományokra felírt- és a csapadékkintenzitáson alapuló parametrizáció felhő alatti tartományokra felírt formulákat és rácspontonként összegeztem azokat (33. ábra.) Ezt követően pedig készítettem egy olyan kombinációt is, amely a felhőn belüli parametrizáció értékeihez a felhő alatti tartományok azon pontjában, ahol volt csapadék, egy csapadékkintenzitáson alapuló formula szerinti értékeket adja hozzá, ahol pedig nem volt, ott a relatív nedvességen alapuló parametrizáció értékeit (34. ábra). Mindkét esetben a kombinált parametrizáció eredmények értékei közül a mérvadó nedves ülepedési együttható értékek mellett a különböző felhővastagság közelítések – illetve az egymástól kevéssé eltérő csapadékkintenzitás parametrizációkból adódó 10^{-7} m/s nagyságrendnél kisebb eltérések nem feltűnők az így készített térképeken. Emiatt az összes lehetséges variációból, mellyel a két kombinált nedves ülepedési együttható megjelenítést készítettem, csak egy-egy példát tüntettem fel:

Kombinált parametrizáció [m/s] 2011.03.11.12UTC



33. ábra A felhőn belüli tartományra felírt (Roselle and Binkowski, 1999), durvább közelítéssel alkalmazott – és egy csapadékinzintázson alapuló (Leadbetter et al., 2015) felhő alatti tartományra felírt parametrizációjának kombinációja, Észak-Amerika keleti partvidékén

Kombinált parametrizáció [m/s] 2011.03.11.12UTC



34. ábra A felhőn belüli tartományra felírt (Roselle and Binkowski, 1999), finomabb közelítéssel alkalmazott –, egy csapadékinzintázson alapuló (Leadbetter et al., 2015) felhő alatti tartományra felírt – és Pudykiewicz (1989) relatív nedvességen alapuló parametrizációjának kombinációja, Észak-Amerika keleti partvidékén

A három különböző parametrizáció közül Pudykiewicz (1989) relatív nedvességen alapuló formulája adja a legnagyobb nedves ülepedési értékeket, 10^{-4} 1/s nagyságrendben. Ezen formula eredményei jelentik a három parametrizáció kombinációja által adott nedves ülepedési együttható értékek mérvadó részét. A felhőn belüli és a csapadékintenzitáson alapuló parametrizáció kombinációja bizonyos területeken ad ehhez nagyságrendjében hasonló eredményeket. Ezen összeg jelentős részét azonban a felhőn belüli tartományra felírt parametrizáció értékei teszik ki, mivel a csapadékintenzitáson alapuló formula ezekhez képest három nagyságrenddel kisebb nedves ülepedési együttható értékeket ad eredményül. Térbeli eloszlásban jól látható eltérés van az egyes rácspontokra számított kiülepedés egzisztenciáját és mennyiségét illetően. A legnagyobb területre a relatív nedvességen alapuló formula ad kiülepedést. A másik kettő ehhez képest kisebb területre számít zérustól eltérő nedves ülepedési együttható értékeket, de közülük a csapadékintenzitáson alapuló formula térbeli eloszlása hasonlít jobban a relatív nedvességen alapuló formuláéhoz.

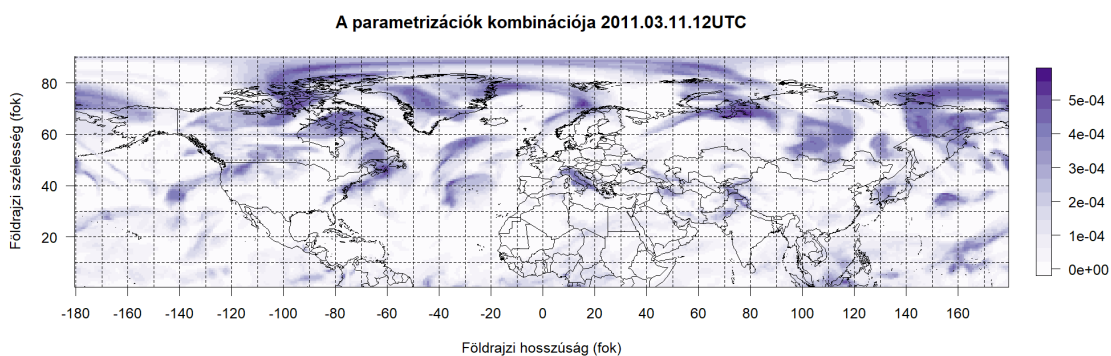
7. Összefoglalás

Számításaim során 10^{-4} – 10^{-7} 1/s közötti nedves ülepedési együttható értékeket kaptam. A kiülepedéshez kapcsolódó előrejelzés megbízhatóságának vizsgálatához három különböző parametrizációt használtam, Pudykiewicz (1989) relatív nedvességen alapuló, Roselle and Binkowski (1999) felhőn belüli tartományokra felírt, illetve Belot (1988), Maryon et al. (1991) és Leadbetter et al. (2015) csapadékintenzitáson alapuló formuláját. Ezek közül a szakirodalom szerint a relatív nedvességen alapuló parametrizáció a legmegbízhatóbb (Brandt et al., 2002). Pudykiewicz (1989) relatív nedvességen alapuló formulája adta a legnagyobb, 10^{-4} m/s nagyságú nedves ülepedési értékeket minden általam vizsgált esetben. A felhőn belüli parametrizáció adott ehhez nagyságrendjében hasonló értékeket bizonyos területeken, máshol pedig inkább a csapadékintenzitáson alapuló parametrizáció jellemzően három nagyságrenddel kisebb értékeihez hasonlókat adott eredményül. A csapadékintenzitáson alapuló parametrizáció által adott alacsony nedves ülepedési együttható értékekhez érdemes figyelembe venni, hogy 6 óránként álltak rendelkezésre az ERA Interim adatbázisból letöltött kumulált csapadékmennyiség adatok, amelyek felhasználásával a számított csapadékintenzitás nem adja vissza a valós értéket a

csapadékhullás valóságos idejében, hanem egy 6 óra hosszúságú időintervallum átlagolt csapadékinzintásával közelíti azt.

Az általam végzett vizsgálatok eredményei azt mutatják, hogy a különböző meteorológiai állapotathatározóktól függő parametrizációk által előrejelezhető nedves ülepedés, és az annak függvényében alakuló szennyezőanyag koncentráció formulától függően nagyon változó értékű lehet. Számítási eredményeimet a vizsgált 2011. 03. 11. 12 UTC időpontra az akkor aktuális időjárási helyzet részletes elemzésével is alátámasztottam Észak-Amerika keleti partvidékének területén, amely a nedves ülepedési együttható területi eloszlása szempontjából az egyik leglátványosabb terület volt ebben időpontban az általam vizsgált északi félgömbön. Ennek során merült fel a különböző formulák alkalmazása során számított eredmények közötti különbségre egy jó példa. Az említett New York-i mérőállomás környékén a relatív nedvességen alapuló parametrizáció 10^{-5} m/s nagyságrendű kiülepedést adott, míg a többi formula zérus értékűt. Az eltérés ebben az esetben részben magyarázható volt a térség aktuális időjárásának figyelembevételével.

A gyakorlatban a különböző parametrizációk alkalmazása során érdemes az aktuális időjárást meghatározó meteorológiai állapotathatározók függvényében kezelni az eredményeket. Érdemes továbbá az egyes parametrizációkat kombinálni az időjárásra jellemző, a kiülepedést leginkább meghatározó meteorológiai állapotathatározók szerint (35. ábra), hogy a légkör egyes tartományaiban az aktuális időjárás függvényében még pontosabb közelítéssel történjen a számítás. Ezen kívül érdemes figyelembe venni a számításokhoz felhasználandó mérési adatok tér- és időbeli felbontását, mely az eredmények pontossága szempontjából jelentős hatással van az előrejelzés megbízhatóságára.



35. ábra Mindhárom parametrizáció kombinációjából készített nedves ülepedési együttható térbeli eloszlása (2011.03.11. 12 UTC)

8. Köszönetnyilvánítás

Munkám végén szeretnék köszönetet mondani mindazoknak, akik segítségükkel támogattak a diplomamunkám megírásában. Köszönöm Kristóf Erzsébetnek és dr. Bartosz Czerneckinek az R program elsajátításához és az egyes programcsomagok alkalmazásához adott tanácsait. Köszönöm Ihász Istvánnak a számításokhoz szükséges adatok beszerzésében nyújtott segítségét. Végül legfőként témavezetőimnek, dr. Mészáros Róbertnek és dr. Leelőssy Ádámnak szeretném megköszönni mindazt, amivel a témaválasztás és dolgozat megírása közben felmerülő problémák megoldása során támogatták munkámat, illetve amivel végig kísérték egyetemi tanulmányaimat és minden korábbi kutatásomat.

Irodalomjegyzék:

- Albergel, A., Martin, D., Strauss, B., and Gros, J.-M., 1988: The chernobyl accident: Modelling of dispersion over europe of the radioactive plume and comparison with air activity measurements. *Atmospheric Environment (1967)*, 22, 2431–2444. doi:10.1016/0004-6981(88)90475-1
- Appel, K.W., Foley, K.M., Bash, J.O., Pinder, R.W., Dennis, R.L., Allen, D.J., and Pickering, K., 2011: A multi-resolution assessment of the Community Multiscale Air Quality (CMAQ) model v4.7 wet deposition estimates for 2002–2006. *Geoscientific Model Development*, 4, 357–371.
- Asman, W.A.H., 1995: Parameterization of below-cloud scavenging of highly soluble gases under convective conditions. *Atmospheric Environment*, 29, 1359–1368. doi:10.1016/1352-2310(95)00065-7
- Baklanov, A., and Sørensen, J.H., 2001: Parameterisation of radionuclide deposition in atmospheric long-range transport modelling. *Physics and Chemistry of the Earth, Part B: Hydrology, Oceans and Atmosphere*, 26, 787–799. doi:10.1016/S1464-1909(01)00087-9
- Berkowicz, R., Olesen, H.R., and Torp, U., 1986: The Danish Gaussian Air Pollution Model (Oml): Description, Test and Sensitivity Analysis in View of Regulatory Applications, In: *Air Pollution Modeling and Its Application V, NATO · Challenges of Modern Society* (eds. De Wispelaere, C., Schiermeier, F.A., and Gillani, N.V.). Springer US, Boston, MA, 453–481. doi:10.1007/978-1-4757-9125-9_30
- Belot, Y., Caput, C., Guenot, J., 1988. Etude bibliographique du lavage par la pluie des radionucléides particuliers et gazeux émis en situation accidentelle. Technical report, IRSN et EDF.
- Binkowski, F.S., and Roselle, S.J., 2003: Models-3 Community Multiscale Air Quality (CMAQ) model aerosol component 1. Model description. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 108. doi:10.1029/2001JD001409
- Brandt, J., Christensen, J.H., and Frohn, L.M., 2002: Modelling transport and deposition of caesium and iodine from the Chernobyl accident using the DREAM model. *Atmos. Chem. Phys.*, 2, 397–417. doi:10.5194/acp-2-397-2002
- Butler, D., 2011: Radioactivity spreads in Japan. *Nature*, 471, 555–556. doi:10.1038/471555a
- Byun, D., and Schere, K.L., 2006: Review of the Governing Equations, Computational Algorithms, and Other Components of the Models-3 Community Multiscale Air Quality (CMAQ) Modeling System. *Applied Mechanics Reviews*, 59, 51–77. doi:10.1115/1.2128636
- CHINO, M., NAKAYAMA, H., NAGAI, H., TERADA, H., KATATA, G., and YAMAZAWA, H., 2011: Preliminary Estimation of Release Amounts of ¹³¹I and ¹³⁷Cs Accidentally Discharged from the Fukushima Daiichi Nuclear Power Plant into the Atmosphere. *Journal of Nuclear Science and Technology*, 48, 1129–1134. doi:10.1080/18811248.2011.9711799
- Czernecki, B., 2018: *Data processing with R*.
- Choularton, T., and Gallagher, M., 1991: The parameterisation of wet deposition for the UK Nuclear Accident response Model. final report. UMIST, Manchester, UK.
- Collett, R.S., and Oduyemi, K., 1997: Air quality modelling: a technical review of mathematical approaches. *Meteorological Applications*, 4, 235–246.

- Draxler, R.R., and Rolph, G.D., 2012: Evaluation of the Transfer Coefficient Matrix (TCM) approach to model the atmospheric radionuclide air concentrations from Fukushima. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 117, D05107. doi:10.1029/2011JD017205
- Grell, A., Dudhia, J., and Stauffer, D., 1994: A description of the fifth-generation Penn State/NCAR Mesoscale Model (MM5). doi:10.5065/D60Z716B
- Grell, G.A., Peckham, S.E., Schmitz, R., McKeen, S.A., Frost, G., Skamarock, W.C., and Eder, B., 2005: Fully coupled “online” chemistry within the WRF model. *Atmospheric Environment*, 39, 6957–6975. doi:10.1016/j.atmosenv.2005.04.027
- Grythe, H., Kristiansen, N.I., Zwaafink, C.D.G., Eckhardt, S., Strom, J., Tunved, P., Krejci, R., and Stohl, A., 2017: A new aerosol wet removal scheme for the Lagrangian particle model FLEXPART v10. doi:https://doi.org/10.5194/gmd-10-1447-2017
- Hass, H., Memmesheimer, M., Geiß, H., Jakobs, H.J., Laube, M., and Ebel, A., 1990: Simulation of the chernobyl radioactive cloud over Europe using the eurad model. *Atmospheric Environment. Part A. General Topics*, 24, 673–692. doi:10.1016/0960-1686(90)90022-F
- HIRAO, S., and YAMAZAWA, H., 2010: Release Rate Estimation of Radioactive Noble Gases in the Criticality Accident at Tokai-Mura from Off-Site Monitoring Data. *Journal of Nuclear Science and Technology*, 47, 20–30. doi:10.1080/18811248.2010.9711924
- Jylhä, K., 2000: The scavenging of air pollutants by precipitation, and its estimation with the aid of weather radar.
- Kouznetsov, R., and Sofiev, M., 2012: A methodology for evaluation of vertical dispersion and dry deposition of atmospheric aerosols. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 117. doi:10.1029/2011JD016366
- Lagzi, Mészáros, Gelybó, and Leelőssy, 2013: *Atmospheric Chemistry*. Budapest, 201 p.
- Leadbetter, S.J., Hort, M.C., Jones, A.R., Webster, H.N., and Draxler, R.R., 2015: Sensitivity of the modelled deposition of Caesium-137 from the Fukushima Dai-ichi nuclear power plant to the wet deposition parameterisation in NAME. *Journal of Environmental Radioactivity*, 139, 200–211. doi:10.1016/j.jenvrad.2014.03.018
- Leelőssy, Á., Mona, T., Mészáros, R., Lagzi, I., and Havasi, Á., 2016: Eulerian and Lagrangian Approaches for Modelling of Air Quality, In: *Mathematical Problems in Meteorological Modelling, Mathematics in Industry* (eds. Bátkai, A., Csomós, P., Faragó, I., Horányi, A., and Szépszó, G.). Springer International Publishing, 73–85.
- Leelőssy, Á., Lagzi, I., Kovács, A., and Mészáros, R., 2018: A review of numerical models to predict the atmospheric dispersion of radionuclides. *Journal of Environmental Radioactivity*, 182, 20–33. doi:10.1016/j.jenvrad.2017.11.009
- Loosmore, G.A., and Cederwall, R.T., 2004: Precipitation scavenging of atmospheric aerosols for emergency response applications: testing an updated model with new real-time data. *Atmospheric Environment*, 38, 993–1003. doi:10.1016/j.atmosenv.2003.10.055
- Maryon, R.H., Smith, F.B., Conway, B.J., and Goddard, D.M., 1991: The U.K. nuclear accident model. *Progress in Nuclear Energy*, 26, 85–104. doi:10.1016/0149-1970(91)90043-O

- Mircea, M., and Stefan, S., 1998: A theoretical study of the microphysical parameterization of the scavenging coefficient as a function of precipitation type and rate. *Atmospheric Environment*, 32, 2931–2938. doi:10.1016/S1352-2310(98)00018-1
- Nieuwstadt, D.G., and Van Dop, 1982: Atmospheric turbulence and air pollution modelling. *Journal of Climatology*,.
- Owens, R.G., and Hewson, T.D., 2018: ECMWF Forecast User Guide. Reading: ECMWF. doi: 10.21957/m1cs7h.
- PASQUILL, F., 1961: The Estimation of The Dispersion of Windborne Material. *Met. Mag.*, 90, 33
- Pudykiewicz, J., 1988: Numerical simulation of the transport of radioactive cloud from the Chernobyl nuclear accident. *Tellus B*, 40B, 241–259. doi:10.1111/j.1600-0889.1988.tb00295.x
- Pudykiewicz, J., 1989: Simulation of the Chernobyl dispersion with a 3-D hemispheric tracer model. *Tellus*, 391412.
- Roberts, L., 1987: Radiation Accident Grips Goiânia. *Science*, 238, 1028–1031.
- Robertson, L., Langner, J., and Engardt, M., 1999: An Eulerian Limited-Area Atmospheric Transport Model. *Journal of Applied Meteorology*, 38, 190–210. doi:10.1175/1520-0450(1999)038<0190:AELAAT>2.0.CO;2
- Robertson, L., Langner, J., and Engardt, M., 1996: *MATCH - Meso-scale Atmospheric Transport and Chemistry modelling system*. Swedish Meteorological and Hydrological Institute Reports Meteorology and Climatology 70, 37 pp. SMHI.
- Roselle, and Binkowski, 1999: Science Algorithms of the EPA Models-3 Community Multiscale Air Quality (CMAQ) Modeling System.
- Rotstayn, L.D., and Lohmann, U., 2002: Simulation of the tropospheric sulfur cycle in a global model with a physically based cloud scheme. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 107, 4592. doi:10.1029/2002JD002128
- Simonin, D., Pierce, C., Roberts, N., Ballard, S.P., and Li, Z., 2018: Corrigendum to: Performance of Met Office hourly cycling NWP based nowcasting for precipitation forecasts. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 144, 630–631. doi:10.1002/qj.3226
- Sofiev, M., Siljamo, P., Valkama, I., Ilvonen, M., and Kukkonen, J., 2006: A dispersion modelling system SILAM and its evaluation against ETEX data. *Atmospheric Environment*, 40, 674–685. doi:10.1016/j.atmosenv.2005.09.069
- Sofiev, M., Galperin, M., and Genikhovich, E., 2008: A Construction and Evaluation of Eulerian Dynamic Core for the Air Quality and Emergency Modelling System SILAM, In: *Air Pollution Modeling and Its Application XIX*, NATO Science for Peace and Security Series Series C: Environmental Security (eds. Borrego, C., and Miranda, A.I.). Springer Netherlands, 699–701.
- Sparmacher, H., Fülber, K., and Bonka, H., 1993: Below-cloud scavenging of aerosol particles: Particle-bound radionuclides—Experimental. *Atmospheric Environment. Part A. General Topics*, 27, 605–618. doi:10.1016/0960-1686(93)90218-N
- Sportisse, B., and Djouad, R., 2003: Mathematical investigation of mass transfer for atmospheric pollutants into a fixed droplet with aqueous chemistry. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 108. doi:10.1029/2001JD001336
- Sportisse, B., 2007: A review of parameterizations for modelling dry deposition and scavenging of radionuclides. *Atmospheric Environment*.
- Stohl, A., Wotawa, G., Seibert, P., and Kromp-Kolb, H., 1995: Interpolation Errors in Wind Fields as a Function of Spatial and Temporal Resolution and Their Impact on Different Types of Kinematic Trajectories. *Journal of Applied Meteorology*, 34, 2149–2165. doi:10.1175/1520-0450(1995)034<2149:IEIWFA>2.0.CO;2

- Stohl, A., Hittenberger, M., and Wotawa, G., 1998: Validation of the lagrangian particle dispersion model FLEXPART against large-scale tracer experiment data. *Atmospheric Environment*, 32, 4245–4264. doi:10.1016/S1352-2310(98)00184-8
- Stohl, A., 1999: *The FLEXTRA Trajectory Model Version 3.0 User Guide*.
- Stohl, A., Forster, C., Frank, A., Seibert, P., and Wotawa, G., 2005: Technical note: The Lagrangian particle dispersion model FLEXPART version 6.2. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 5, 2461–2474. doi:https://doi.org/10.5194/acp-5-2461-2005
- Takaya, Y., Yasuda, T., Fujii, Y., Matsumoto, S., Soga, T., Mori, H., Hirai, M., Ishikawa, I., Sato, H., Shimpo, A., Kamachi, M., and Ose, T., 2017: Japan Meteorological Agency/Meteorological Research Institute-Coupled Prediction System version 1 (JMA/MRI-CPS1) for operational seasonal forecasting. *Climate Dynamics*, 48, 313–333. doi:10.1007/s00382-016-3076-9
- Takaya, Y., Hirahara, S., Yasuda, T., Matsueda, S., Toyoda, T., Fujii, Y., Sugimoto, H., Matsukawa, C., Ishikawa, I., Mori, H., Nagasawa, R., Kubo, Y., Adachi, N., Yamanaka, G., Kuragano, T., Shimpo, A., Maeda, S., and Ose, T., 2018: Japan Meteorological Agency/Meteorological Research Institute-Coupled Prediction System version 2 (JMA/MRI-CPS2): atmosphere–land–ocean–sea ice coupled prediction system for operational seasonal forecasting. *Climate Dynamics*, 50, 751–765. doi:10.1007/s00382-017-3638-5
- Thyker-Nielsen, S., Deme, S., and Mikkelsen, T., 1999: Description of the Atmospheric Dispersion Module RIMPUFF. *RRORIMUG1.DOC - TN(98)-02, RODOS(WG2)-TN(98)-02*.
- Tost, H., Jöckel, P., Kerkweg, A., Sander, R., and Lelieveld, J., 2006: Technical note: A new comprehensive SCAVenging submodel for global atmospheric chemistry modelling. *Atmos. Chem. Phys.*, 6, 565–574. doi:10.5194/acp-6-565-2006
- Troen, I.B., and Mahrt, L., 1986: A simple model of the atmospheric boundary layer; sensitivity to surface evaporation. *Boundary-Layer Meteorology*, 37, 129–148. doi:10.1007/BF00122760
- Uden, P., 2002: HIRLAM-5 Scientific Documentation. HIRLAM Project.
- Webster, H.N., and Thomson, D.J., 2014: *The NAME wet deposition scheme*.
- Wheeler, D.A., 1988: Atmospheric dispersal and deposition of radioactive material from Chernobyl. *Atmospheric Environment (1967)*, 22, 853–863. doi:10.1016/0004-6981(88)90262-4
- Wong, D.C., Pleim, J., Mathur, R., Binkowski, F., Otte, T., Gilliam, R., Pouliot, G., Xiu, A., Young, J.O., and Kang, D., 2012: WRF-CMAQ two-way coupled system with aerosol feedback: software development and preliminary results. *Geoscientific Model Development*, 5, 299–312. doi:https://doi.org/10.5194/gmd-5-299-2012

Internetes hivatkozások:

- [1] wetter3.de: <http://www1.wetter3.de/Archiv/>