

EÖTVÖS LORÁND TUDOMÁNYEGYETEM
TERMÉSZETTUDOMÁNYI KAR
METEOROLÓGIAI TANSZÉK

**A WRF-MODELL ALKALMAZÁSA
MEZO-GAMMA SKÁLÁJÚ FOLYAMATOK
MODELLEZÉSÉRE**

DIPLOMAMUNKA



Készítette:

NAGY ATTILA

Témavezető:

DR. HORVÁTH ÁKOS

OMSZ Siófoki Viharjelző Obszervatórium

Tanszéki konzulens:

DR. ÁCS FERENC

ELTE Meteorológiai Tanszék

Budapest, 2010.

TARTALOMJEGYZÉK

| | |
|--|-----------|
| 1. Bevezetés | 3 |
| 2. A mezo-gamma skálájú modellezés alapvető kérdései..... | 5 |
| 2.1. Horizontális felbontás..... | 5 |
| 2.2. A mezo-gamma skála helye meteorológiai és modellezési szempontból..... | 8 |
| 2.3. A WRF-modell által nyújtott lehetőségek a mezo-gamma skálájú modellezésre. | 10 |
| 2.3.1. Általános jellemzők | 10 |
| 2.3.2. Subgrid skálájú folyamatok kezelése - parametrizációk | 13 |
| 2.3.3. Kezdeti- és peremfeltételek előállítása a WRF-modellben..... | 20 |
| 2.3.4. Beágyazott modellezési technika - nesting | 22 |
| 3. Általános eredmények | 25 |
| 3.1. Domainválasztás..... | 25 |
| 3.2. Modelldinamika és fizikai parametrizációk mezo-gamma skálára | 28 |
| 3.3. Fiktív zajok megjelenése és szűrése a megnövekedett felbontáson..... | 31 |
| 3.3.1. Tapasztalatok, érzékenységvizsgálat..... | 31 |
| 3.3.2. Javítási lehetőség - hatodrendű explicit diffúziós séma..... | 34 |
| 4. Felszíni kényszerek okozta meteorológiai folyamatok nagyfelbontású modellezése..... | 38 |
| 4.1. Városhatás, összetett cirkulációs rendszerek | 39 |
| 4.2. Tavi cirkuláció és orográfia kölcsönhatásai: a Balaton és környezete..... | 44 |
| 5. Markáns időjárási helyzetek nagyfelbontású modellezése..... | 50 |
| 5.1. Mezo-gamma skálájú konvektív folyamatok modellezése..... | 50 |
| 5.2. Inverziós rétegződés nagyfelbontású modellezése..... | 56 |
| 6. A felszíni határfeltételek és a konvektív folyamatok kapcsolata mezo-gamma skálán – áttekintő érzékenységvizsgálat | 61 |
| 6.1. Általános áttekintés | 62 |
| 6.2. Numerikus kísérletek..... | 63 |
| 7. Összefoglalás | 71 |
| Irodalomjegyzék | 74 |
| Köszönetnyilvánítás | 78 |

1. BEVEZETÉS

Az időjárási folyamatok első sikeres számszerű előrejelzése az első programozható, digitális számítógép, az ENIAC segítségével készült el. A barotrop örvényességi egyenleten alapuló modell kidolgozása a meteorológia történetének olyan nagy neveihez kötődik, mint Ragnar Fjörtoft, Jule G. Charney és Neumann János. Az ezt követő években elterjedtek a baroklin, többféle vertikális koordinátarendszert használó modellek. A '70-es években a számítástechnika rohamtempóban fejlődött és a számítási kapacitás növekedésével le lehetett váltani a szűrt modelleket a primitív egyenleteken alapulóakra, ezáltal a kutatások már nem annyira a modell fizikájára, inkább egy ideig a numerikus módszerek fejlesztésére irányultak. Ezzel együtt egyre nagyobb területekre készültek az előrejelzések, megszülettek az első globális modellek. A '80-as évektől lett aztán egyre meghatározóbb az az irányvonal, hogy mind kisebb területen, és mind nagyobb felbontással készüljön előrejelzés. A tér- és időskála csökkenése miatt a szinoptikus skálájú közelítések érvényüket veszítik, más tagok válnak a dinamikai egyenletekben meghatározóvá, valamint több, eddig elhanyagolt folyamat kerül be a modellezhető energiatartományba. A klasszikus mezoskálájú (mezo-alfa- és mezo-béta skála) modellekben a legfontosabb a konvektív instabilitás és a mezoskálájú turbulencia, mint az adott skálán legnagyobb energiaspektrummal rendelkező folyamat kezelése. A mikrometeorológiai modellezésben már a légkör turbulens örvényeinek, a talaj-légkör(-növény) rendszer turbulens fluxusainak leírása is szükséges.

A mezo-gamma skálájú modellezés célja, hogy egy néhány 100-1000 km²-es területen olyan előrejelzést készítsünk, amely már nagy részben explicit – azaz a modellegyenletek által leírt – módon tartalmaz minden lehetségesen előforduló szignifikáns meteorológiai folyamatot. Kezdve a mezoskálájú turbulens struktúráktól, az eltérő talajtípusok- és/vagy felszíni paraméterek okozta eltérő hőháztartásból fakadó cirkulációkon át az egyedi konvektív cellák horizontális kölcsönhatásáig. Ez az eddigieknél jóval nagyobb, 100 m-es nagyságrendű horizontális felbontást igényel, aminek – azontúl, hogy a számítási igény jelentősen megnő – a modell dinamikájának, fizikájának szükségszerű megváltozása is velejárója.

A dolgozatban az OMSZ által is alkalmazott WRF-modell viselkedését vizsgáljuk, mely napjaink legdinamikusabban fejlődő mezoskálájú numerikus időjárás-előrejelző modellje. 10 éve indították útjára azzal a céllal, hogy az átláthatóbb és hatékonyabb programkóddal

rendelkezvén operatív körülmények között is a jelenleg legelterjedtebb meteorológiai modell, az MM5 helyébe lépjen. Magasrendű diszkretizációs sémái, a modellegyenletekbe bevont nagyszámú kölcsönhatás, a sokrétű parametrizációs lehetőségek, és nem utolsósorban a párhuzamosítási technikákat támogató célzottan hatékony szoftverstruktúrája arra ösztönöz, hogy kutatási célokra is használva megmutassuk: a mezo-alfa-, mezo-béta skálán túllépve km-es nagyságrendű meteorológiai folyamatok is előrejelezhetők vele.

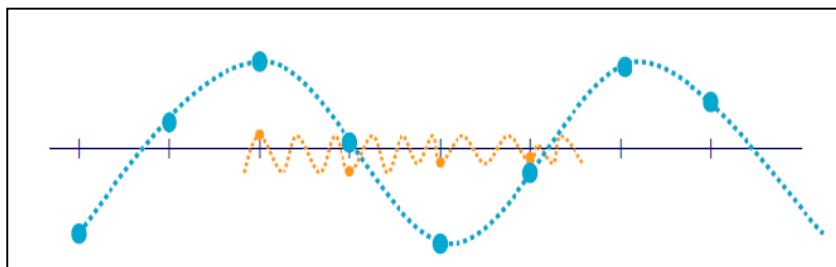
A szakdolgozatban először a mezo-gamma skálájú modellezhetőséggel kapcsolatos, numerikus kísérletek alapján szerzett általános tapasztalatainkat részletezzük, amelyek az új skála előrejelzésekor fellépő nehézségek leküzdését szolgálják. Ezután két, az adott skálán erős környezeti kényszerre való érzékenység vizsgálatára és két markáns időjárási helyzet modellezésére irányuló eredmények következnek. Elsőként a városi felszín környezetétől eltérő hőháztartásából fakadó lokális hatásokat vizsgáljuk meg, majd a témához kapcsolódó fejezet második részében megmutatjuk, hogy a Balatonnál tapasztalt tavi cirkulációba ágyazott, elsősorban orografikus eredetű meteorológiai folyamatok is eredményesen modellezhetők. Az időjárási esettanulmányok közül az egyik egy klasszikus nyári konvektív helyzet, amely során rámutatunk a WRF beágyazott modellezési technikájának hatékonyságára, a rövid felfutási időre és a nagyfelbontásból fakadó megnövekedett horizontális átvitel szerepére is a konvekció előrejelzésében. Végül a negyedik kísérletcsoportban egy téli inverziós helyzetet választva látni fogjuk, hogy a modell jó térbeli pontossággal képes a felszínközeli légrétegek meteorológiájának modellezésére is. A két-két alfejezetben foglaltak a mezoskálájú modellezés két fő feladatának megoldhatóságára irányulnak. A dolgozat utolsó részében a két feladatot együttesen is megfogalmazzuk, azaz arra keressük a választ, hogy markáns időjárási folyamat – konvekció – hogyan reagál a felszíni határfeltételek markáns megváltozásaira. A szakdolgozatban a talajnedvességre való érzékenységet teszteljük a mezo-béta skálájú folyamatok finomszerkezetére és a mezo-gamma skálájú folyamatokra vonatkozó főbb visszacsatolásokon keresztül.

A szakdolgozat keretében elvégzett munka hozzájárul a WRF-modell hatékony felhasználásához még kisebb skálájú modellek kiindulási feltételeinek megadásában és meteorológiailag is megalapozandó hatástanulmányok elkészítésében. Emellett a sikeres és optimalizált mezo-gamma skálájú alkalmazás nagy mennyiségű többletinformációt szolgáltatna olyan operatív alkalmazásokban is, mint kiemelt üdülőterületeink, vagy a főváros meteorológiai biztosítása.

2. A MEZO-GAMMA SKÁLÁJÚ MODELLEZÉS ALAPVETŐ KÉRDÉSEI

2.1. Horizontális felbontás

A numerikus előrejelzés alapjául szolgáló hidro-termodinamikai egyenletrendszernek közismert, hogy nem létezik analitikus megoldása, csak közelítő megoldás adható meg. Ehhez az egyenleteket mind a tér-, mind az időkoordináta szerint diszkrétizálni kell, ami azt jelenti, hogy a differenciáloperátorok számítása alpműveletekkel, véges lépésben legyen végrehajtható. Parciális differenciálegyenletek numerikus megoldására két módszer család létezik: a projekciós-variációs és a véges-differencia-módszer. Korlátos tartományú modellek esetén kényelmesebb, emiatt jóval elterjedtebb az utóbbi használata. Egy séma megadásának első lépése mindig olyan normált tér-sorozatot megadni, amelyet egy lineáris leképezés kapcsol össze a folytonos differenciáloperátor és a kényszerfüggvény terével. Erre teljesülni kell annak, hogy bármely diszkrét elem tartson a folytonoshoz, azaz a megfelelő normában vett távolságuk 0-hoz konvergáljon (kompatibilitás) (Mesinger et al., 1976.). A mi esetünkben a szóban forgó terek nem mások, mint az R^4 , ebben pedig az előbbi feladat egy 3D-s rács és időintervallumok konstrukcióját jelenti. Az általános megfogalmazásból következik, hogy minél durvább egy rács, annál távolabb fog esni adott pontra vonatkozóan a diszkrét érték és a folytonos, ahol a távolság valamilyen normában értendő (pl. L_2). Az, hogy ez a megoldásban mekkora hibát okoz, azon múlik, hogy mekkorák a valós megoldás térbeli különbségei. Ha a rács távolsághoz képest kicsik, ami azt is jelentheti, hogy a folyamat karakterisztikus mérete jóval meghaladja a rács távolságot, akkor az adott folyamat jól közelíthető. Ellenkező esetben túlsimított lesz, avagy teljesen kimarad a megoldásból (1. ábra).



1. ábra. Adott felbontáson modellezhető hullám (kék) és subgrid skálájú hullámmozgás (narancssárga).

Amiatt, hogy a légkör semmilyen – legalábbis a numerikus előrejelzés mai határain belül – körülmény mellett sem tekinthető 3D-ban izotropnak, a rácsfelbontás választása másképp hat a vertikális és horizontális irányú folyamatokra. A vertikális irányú diszkretizáció előtt rögzíteni kell magát a modelltartományt, hiszen az ebben az esetben nem triviális. A hagyományos „z”-koordináta választása nem szerencsés, mivel nem jelölhető ki sem egyértelmű alsó-, sem egyértelmű felső határ. A probléma könnyen kivédhető, hiszen bármilyen, a magassággal kölcsönösen egyértelmű függvénykapcsolatban álló mennyiség is alkalmas vertikális koordinátázásra. Legfontosabb példák a nyomási-, a potenciális hőmérséklet-, a felszínkövető-, valamint a hibrid koordinátarendszerek. Ahol lényeges lehet a domborzat pontos leírása (mezoskálán mindenképp), ott az utóbbiakat alkalmazzák, amelyek az alsó szinteken felszínkövető jellegűek, a magasabb szinteken viszont egyre inkább párhuzamosak lesznek a nyomási felületekkel. Ilyen például a WRF-ben is használt éta-rendszer. Az adott koordináta szerinti diszkretizáció után modellszinteket kapunk. A szintek száma, azaz a vertikális felbontás közel sem mozoghat olyan tág határok között, mint a horizontális rácsávolság. Ennek az a nyilvánvaló oka, hogy a függőleges mentén több nagyságrenddel nagyobb gradiensek vannak a légkörben, mint horizontálisan, így például egy zivatarcella leírásához optimális vertikális felbontás csak kevéssel nagyobb, mint ami egy ciklon leírásához szükséges. A különbség főként a talaj közelében jelentkezik, ugyanis a planetáris határréteg (PBL) és a felszín szerepe a méretskála csökkenésével egyre fontosabb, így például a néhány 100 m-es nagyságrendű mikrometeorológiai tartományú turbulens örvények egy konvektív rendszerre jóval nagyobb hatásúak, mint egy ciklon szerkezetére nézve. Megjegyezzük azonban, hogy a PBL-parametrizáció felépítése már önmagában meghatározza, hogy valójában mennyire van szükség a szintek sűrítésére a modell alján. A felső perem közelében viszont minden esetben sűríteni kell a felbontást, hogy a mesterséges peremről visszaverődő hullámok okozta hibák gyorsan lecsengjenek.

Így tehát a horizontális felbontás megválasztásán múlik az, hogy milyen meteorológiai skálákat fog az eredmény tartalmazni. A következőkben áttekintjük azokat a korlátokat és követelményeket, amelyek gátat szabnak a felbontás határtalan növelésének.

Az első korlát az ismeret- és adathiány. Mivel a meteorológiai folyamatok kapcsolatrendszere nagyon bonyolult, nem tudunk minden kölcsönhatást expliciten leírni, hiszen sok esetben ismereteink csak felszínesek. Fokozottan igaz ez a mikroskálájú folyamatokra, amelyeket megfigyelni és mérni is sokkal nehezebb. Másrészt a korlátos

tartományú modell működéséhez szükség van kezdeti- és peremfeltételekre, amelyek nem állnak akármilyen felbontásban rendelkezésünkre, hiszen ezek mérésekből és/vagy egy szinoptikus háttérmodell előrejelzéseiből (first guess) származnak és az adatok interpolációja csak egy bizonyos határig megengedhető. Ugyanezt a helyzet áll fenn az alsó határfeltétellel, például a domborzat, vagy felszínállapot leírásával. Hiszen hiába írná le például a modell egy nagyváros különböző beépítettségű területei közti hőáramokat, ha a felszíni adataink felbontása jóval durvább, mint a rácsávolság. Első körben tehát a rendelkezésre álló adatok szabják meg vállalkozásunk határait.

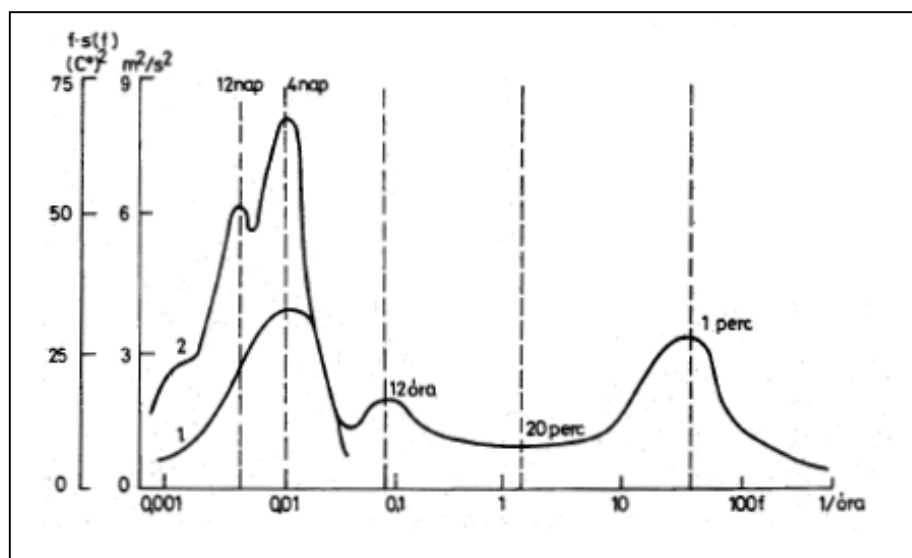
Ha kiindulási feltételeink kellő sűrűségűek, akkor is rögtön felmerül a második korlát, a számítási kapacitás kérdése. Itt nemcsak arról van szó, hogy a rácsponatok számának növekedésével nő a számítási igény, hanem arról is, hogy a modelltartományt (domain) úgy kell megválasztani, hogy a leskálázás korrekt legyen. Egy példával élve, ha a Tihanyi-félsziget területére kívánunk előrejelzést adni, a modellt annak egy „nagyobb” környezetére kell lefuttatni, lefedve például az egész Balatont. Az, hogy mit jelent a „nagy”, több tényezőtől is függ, amelyekre konkrét példákat az eredményeink bemutatásakor látunk majd. A számításigény növekedésében ez a szempont sokkal meghatározóbb, mint az a hatás, hogy a nagyobb felbontással több kölcsönhatás leírása jár együtt. Mindez egyúttal azt a továbbiakban korrektségnek nevezett elvárást fejezi ki, hogy az új skálán olyan eredményeket szeretnénk, amelyek összegződve torzítatlanul kiadják a nagyobb skálájú meteorológiai folyamatokat.

Az eredményekkel szembeni másik alapvető elvárásunk minden esetben a stabilitás, ami matematikailag azt jelenti, hogy a kezdeti feltételek kis változásaira a megoldás is csak „kis” mértékben változzon. A stabilitás megőrzése a gyakorlatban általában akkor válik lehetetlenné, amikor olyan gyors terjedésű mozgások jelennek meg a megoldásban, amelyeket a numerikus séma nem képes az adott térbeli felbontás melletti időlépcsővel követni. Erre ad feltételt az igen általános érvényű CFL-(Courant-Friedrichs-Lewy)-kritérium, amely szerint adott felbontáson úgy kell megválasztani az időlépcsőt, hogy a kettő hányadosa nagyobb legyen a modellben leírt legnagyobb fázissebességnél. Ez általános esetben a hanghullám szokott lenni. Mivel a meteorológiailag fontos folyamatok között ezek a gyors terjedésű hullámformák nem szerepelnek, így hamar felmerült az igény arra, hogy olyan numerikus sémákat dolgozzanak ki, amelyek stabilitása valamiféleképp független ezektől. Így született meg például a szemi-implicit séma, amelynek stabilitási

kritériuma a modellben leírt legnagyobb advekción sebességre vonatkozik (ez a hangsebesség mintegy harmada), vagy a szemi-Lagrange-módszer, ahol az időlépcsőre vonatkozó megkötés helyett a stabilitást másfajta, geometriai jellegű tulajdonság biztosítja (Lipschitz-feltétel). A legelterjedtebb mezoskálájú modellekben, mint az MM5, vagy az általunk használt WRF, a szemi-implicit séma elvén alapuló numerikus technikák működnek, azaz a gyors terjedésű (hang)hullámokat implicit sémával és az időlépcső további darabolásával kezelik, míg az egyéb, főként nemlineáris tagokat (advekción) explicit sémával számítják (Skamarock et al., 2008.). Így a CFL-kritérium enyhébb változatát kell szem előtt tartani, azaz a modellben fellépő legnagyobb advekción sebesség határozza meg a stabilitást. Ez viszont továbbra is azt jelenti, hogy a felbontás növekedésével egyre hosszabb integrálási idővel kell számolnunk.

2.2. A mezo-gamma skála helye meteorológiai és modellezési szempontból

A dinamikai alapú numerikus előrejelzés alapfilozófiájának is tekinthető az a tény, hogy a különböző nagyságrendű légköri folyamatok geometriájából következtetést vonunk le azok dinamikájára vonatkozóan. Ennek matematikai megvalósítását nevezzük nagyságrendi analízisnek, amelyet C. G. Rossby és L. A. Kibel munkája nyomán J. G. Charney dolgozott ki. Azt, hogy a légköri mozgásoknak egymástól elkülönülő nagyságrendi (azaz dinamikai) csoportjai léteznek, láthatjuk a légköri állapotváltozók időbeli változását leíró függvények spektrálanalíziséből is.



2. ábra. A szélesség (1) és a hőmérséklet (2) pulzációinak spektrális sűrűségfüggvénye.

A 2. ábrán feltüntetett $s(f,t)$ függvény adott t_0 -beli értéke azt mondja meg, hogy mekkora amplitúdóval jelentkezik a t_0 -periódusú szinuszfüggvény az $f(t)$ függvény Fourier-sorában. A szélesség spektrálsűrűsége például lényegében a mozgási energia megváltozásának spektrálsűrűségét adja meg (Práger, 1992.). A 12 nap körüli maximum a globális mozgásrendszereknek felel meg, míg a 4 nap körüli csúcs ezek zavarainak (szubszinoptikus skála). Az 1-fél nap körüli érték a mezoskálájú folyamatokat jelöli, a perces nagyságrend pedig a mikroskálájú turbulenciára utal. Számunkra most éppen a két érték közti intervallum az érdekes.

Orlanski osztályozása szerint a mezo-béta skála alá tartoznak a 200 és 20 km közötti karakterisztikus méretekkel rendelkező időjárási objektumok, melyek közül fontosabb példák a különböző konvektív rendszerek, a belső gravitációs hullámok, felhőklaszterek, orografikus hullámok és az alacsonyszintű jet (Orlanski, 1975.). Ezen jelenségek modellezésére dinamikai természetükből adódóan már olyan modellekre van szükség, amelyek figyelembe veszik a vertikális gyorsulásokat, azaz elvetik a kvázisztatikus közelítést. A nemhidrosztatikus modellezés elterjedése igen nagy fordulópontot jelentett, hiszen azontúl, hogy a megnövekedett felbontás szigorú követelményeket ír elő a modell dinamikájára, fizikai parametrizációira és az adatasszimilációra is, a modellváltozók eddigiektől eltérő kezelését is maga után vonja. Hozzá kell tenni, hogy a hidrosztatikus modellek is képesek voltak a konvektív folyamatokat előrejelezni, mert a cumulus-parametrizációk gondoskodtak olyan plusz tagokról, amelyek például a kondenzáció során felszabaduló látens hőt, vagy a nedvességszállítás összegezett hatását leírják a nagyobb skálájú folyamatokra nézve. Azzal viszont, hogy a modell nemhidrosztatikus lett, megnyílt az út abba az irányba, hogy az előrejelzés pontosítását – a mezo-béta skálán mindenképp – a horizontális felbontás növelésével tudjuk elérni. Bizonyos felbontáson túl (~ 4-5 km) a gomolyfelhők parametrizációját el is hagyhatjuk. A mezo-béta skála másik fontos meghajtó eleme a felszínnel való kölcsönhatások egyre jelentékenyebb szerepe. Ezen a skálán már egyáltalán nem mindegy, hogyan parametrizálja a modell a PBL-t, a talajközeli réteget, és magát a talajt is.

A mezo-gamma skála a 2-20 km közötti karakterisztikus méretű meteorológiai folyamatok tartománya. Ide sorolhatók az egyedi zivatarcellák, a felhőmentes turbulencia jelenségei, az eltérő hőháztartású felszínek közti cirkulációk zöme (városi hősziget, tavi cirkuláció és beágyazott jelenségei, hegy-völgyi szél), lokális hatások keltette köd

(Orlanski, 1975.). Első ránézésre ez a skála a mezo-béta skála részleteit foglalja magába, modellezési szempontból azonban ennél többről van szó.

A mezoskálájú mozgások előrejelezhetőségét legfőképpen a szinoptikus- és a mikroskála közötti gyors energiaátvitel korlátozza. Ahogy haladunk a kisebb méretek felé, ez egyre inkább a 3D-s turbulenciával kapcsolatos folyamat. A kezdeti feltételekben meglévő hibák és a subgrid skála leírásának hibái viszont a kisebb skála felől a nagyobb felé haladva rontják el a mozgásokat. A kinetikus energia spektrumát megnézve azt látjuk (2. ábra), hogy a mezoskála felső részén egyértelműen a nagyobb skála felől a kis skála felé irányul az energiáttranszport. Az alsó részen (mezo-gamma skála) azonban a minimumot követően visszafelé irányul az energiaátadás, így azonos irányú a hiba terjedésével (Lin, 2007.). Ezt a területet nevezi a szakirodalom „terra incognitának” (Wyngaard, 2003.). Egyúttal ezt tekintjük a mezoskála alsó határának és a mezoskálájú modellezés határának, ahol a turbulencia még szinte teljes egészében subgrid skálán marad, de a mezoskálájú csúcs már teljes egészében megoldott. Ez alatt már az ún. LES-modelleket („Large Eddy Simulation”) érdemes használni, amelyek a kifejlett 3D-s turbulenciát kezelik, eltérő mozgásegyenletekkel, mint a mezoskálájú modellekben. A mezo-gamma skálán tehát az előrejelezhetőség még bizonytalanabb, mint a mezo-béta skálán, avagy másképp megközelítve, nagyobb körültekintést igényel a helyes dinamika megválasztása ahhoz, hogy a mikroskála összegzett hatását a lehető legpontosabban vegye figyelembe a modell.

2.3. A WRF-modell által nyújtott lehetőségek a mezo-gamma skálájú modellezésre

2.3.1. Általános jellemzők

Az Amerikai Egyesült Államok Nemzeti Légkör Kutatási Központja (NCAR) valamint a Központi Előrejelző Intézete (NCEP) és számos egyetem bevonásával fejlesztett numerikus modell, a WRF („Weather Research and Forecasting Model”) a mezoskálájú numerikus időjárás-előrejelző modellek új generációjának tagja, mely alkalmazható mind operatív előrejelzési, mind kutatási célokra (Dudhia, 2006.). A WRF a méterestől az 1000 km-es karakterisztikus méretű folyamatok modellezésére is alkalmazható. Két dinamikai alrendszerrel rendelkezik: egyikük az általunk is használt ARW-alrendszer, amelyet elsősorban kutatási céloknak megfelelően fejlesztenek, hiszen itt érhetők el többek között az idealizált esettanulmányok, a regionális klímamodellezéshez szükséges kódrészletek és

a levegőkémiai kiegészítő rendszer. A másik pedig az NMM-alrendszer, amely inkább operatív használatra készült. A WRF legelső verziója 2000 decemberében került a szakmai nyilvánosság elé, azóta a sorozatos fejlesztések nyomán már a 3.1.1.-es a legfrissebb 2010 márciusában.

A következőkben röviden bemutatjuk, a modellrendszernek milyen alkotóelemei szükségesek ahhoz, hogy a dolgozatban bemutatott esettanulmányok is elkészülhessenek. Első lépés a szükséges kezdeti feltételek előállítása. Ezek esettanulmányok esetén egy szinoptikus modell analízis- vagy előrejelzett mezeiből származhatnak, amelyek kialakítják a first-guess-mezőt. Az esetleges időbeli interpoláció után a modell előfeldolgozó rendszere (WPS) előállítja a felhasználó által meghatározott horizontális rácsot – a beágyazott területekkel együtt (nest), ha vannak –, ezzel együtt az időfüggetlen mezőket (pl. szárazföld-vízfelszín, talajtípus, stb.) is leszámaztatja az előrejelzési tartományra. Ezt követően történik meg a külső modelltől származó mezők interpolációja az aktuális domainre és felbontásra. Itt történik a modellhez adekvát alsó határfeltételek előállítása is. Az eredmény ezután bekerül az inicializációt és a vertikális modellszintek előállítását végző „real” program hatáskörébe. A WRF által használt éta-koordinátarendszer szintjeire történő interpoláció legfontosabb eleme a hidrosztatikus egyensúlyban lévő szintek kialakítása, amely alapvető szerepet fog játszani a modelldinamikában. Külön kódrészlet felelős a talajszintekre történő inter- avagy extrapolációért, amely már meghívja az integrálás során alkalmazandó talajsémát. Amennyiben vannak hagyományos, vagy alternatív mérési adatok is, akkor ezután lehetne futtatni az adatasszimilációs rendszert. Miután a real előállította a modellhez adekvát 3D-s kezdeti- és határfeltételeket, lehetőség van inicializáció végzésére, amelynek fő célja az analízis-mezőkben rejlő esetleges dinamikai inkonzisztenciák megszüntetése. Az így véglegesen kialakított kezdeti mezőből indul el az integrálás, ami a teljes futtatás idejének döntő részét képezi.

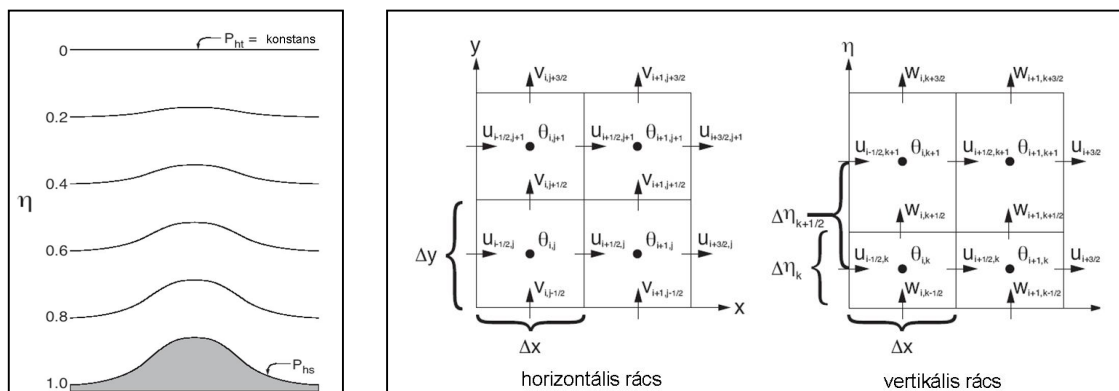
A dinamika a teljesen összenyomható, nemhidrosztatikus Euler-egyenleteken alapul, amelyek a hibrid éta-koordinátarendszerbeli alakjukban szerepelnek. Az éta definíció szerint (1) a következővel egyenlő:

$$\eta = \frac{p - p_t}{p_s - p_t}, \quad (1)$$

ahol p a nyomás hidrosztatikus része, p_t és p_s a modell tetején lévő és a felszíni légnyomás.

Ennek felületei a talaj közelében felszínkövető jellegűek, míg a felső légkörben fokozatosan párhuzamossá válnak a nyomási felületekkel (3. ábra). Vertikálisan egész- és fél éta szintek vannak definiálva: az egész szinteken a vertikális sebesség, a fél szinteken

pedig a horizontális szélkomponensek és az egyéb skalármennyiségek számítása történik. Horizontálisan is eltolt ráccsal dolgozik a modell (staggered grid), amely jelentősen csökkenti a véges differenciás numerikus séma hibáit és javítja annak diszperziós tulajdonságait (3. ábra). Az irodalom szerint legalkalmasabbnak ítélt Arakawa-C típusú rácsot használják (Mesinger et al., 1976.).



3. ábra. A WRF vertikális koordinátafelületei, a horizontális és vertikális rács.

Az időbeli diszkrétizáció során a modell 2-od, illetve 6-od rendű sémát tartalmaz az advekciónak kezelésére, az időbeli integrálás pedig 2-od vagy 3-od rendű Runge-Kutta-sémával történhet. Az advekciónak kezelésében kulcsfontosságú lehet a skalármennyiségek megmaradásának biztosítása, amely a pozitív definit, vagy a monoton advekciónak opciókon keresztül érhető el. Mivel a vertikális felbontás a talaj közelében a felszínközeli légrétegek fontossága miatt igen nagy, például 10 méter, akkor ebben a konkrét esetben a CFL-kritérium 0,1 s-os időlépcsőt követelne meg (Kertész, 2003.). Ilyen időlépcső mellett viszont a számítási idő igencsak megnyúlna. A problémát kétféleképpen lehet kezelni: vagy anelasztikus közelítést alkalmazunk – ekkor a sűrűség lokális deriváltja eltűnik –, amely nem engedi a hanghullámok kialakulását, vagy a numerikus megoldás lépéseit változtatunk. A WRF-modellben az utóbbi utat választották. Minden időlépcsőt további 4 részre osztottak, az allépésekben a hanghullámokat leíró tagokat integrálják, külön a többi tagtól. A vertikális irányban terjedő hanghullámokat viszont implicit séma kezeli (Horváth, 2003.). Ezért a CFL-kritérium enyhébb változatát lehet használni, ami a gyakorlatban azt jelenti, hogy az időlépcsőnek a kilométerekben kifejezett rácsávolság körülbelül hatszorosánál kell kisebbnek lennie.

A nemhidrosztatikus dinamikát úgy alapozták meg, hogy a modell adottnak tekint egy vertikális referenciaállapot, amely hidrosztatikus és az ettől való eltérést perturbációként

kezeli. Így a prognosztikai változók között perturbációs nyomás, geopotenciál és potenciális hőmérséklet szerepel, ezekhez társul a három szélkomponens. A mozgásegyenletek tartalmazzák a teljes Coriolis-erőt, a metrikus gyorsulásokat és a turbulens diffúziót is, valamint opcionális jelleggel prognosztikai egyenletekkel írják le például a vízgőz állapotváltozásait, vagy a turbulens kinetikus energiát (TKE) (*Skamarock et al.*, 2008.).

Az integrálás során a peremfeltételek előállítására a meghajtó modellből rendelkezésre álló fájlok számának megfelelő időközönként történik. Idealizált futtatás esetén lehetőség lenne speciális peremfeltételeket is megadni, amelyek például szimmetrikus, vagy periodikus kényszert írnának elő az állapotváltozó-mezőkre a határokon.

Miután az előrejelzési időnek megfelelő időpontba ért az integrálás, a modell tulajdonképpen befejezte a munkáját. A kapott output-fájlok netCDF formátumban állnak rendelkezésre, amely egy számítások szempontjából is kényelmesen kezelhető fájlformátum. A felhasználó számára azonban rendszerint szükség van utófeldolgozásra is. Elsősorban fontos lehet a modell által számolt perturbált mennyiségek átszámítása alapmennyiségekké (pl. hőmérséklet), emellett sok új, diagnosztikai változó kiszámítása is (pl. relatív nedvesség, stabilitási indexek, stb.). Emellett az éta-rendszerből nem árt átszámolni például nyomási rendszerbe az eredményeket, már csak a könnyebb elemzés érdekében is. Az előállított végeredmény grafikus megjelenítésére központilag fejlesztett programok is léteznek (pl. RIP4, MET, stb.), mi az Országos Meteorológiai Szolgálat fejlesztését, a HAWK („Hungarian Advanced WorkStation”) rendszert alkalmazzuk erre a célra.

A modell működésének áttekintése után a következőkben a modellfizika fontosabb egységeit részletesebben is bemutatjuk, mert a dolgozat későbbi fejezetei szempontjából is fontosak lesznek.

2.3.2. Subgrid skálájú folyamatok kezelése - parametrizációk

A meteorológiai modellalkotás lényege, hogy a légkörben működő, gyakorlatilag végtelen számú kölcsönhatás közül kiválasszuk azokat, amelyek az általunk vizsgált légköri folyamat fejlődésében meghatározó szerepet játszanak. A természettudományos modelleknél általában szokásos megkötések helyett a numerikus időjárás-előrejelzésben ezzel együtt nagyobb kötöttségek vannak, hiszen egy légkörmodellnek az időjárásalakító folyamatok összességéről kell többé-kevésbé helyes képet adnia. Tapasztalati tény, hogy

nem készíthetők elfogadható előrejelzések olyan modelleknél, amelyek zártak a légkörre nézve, azaz elhanyagolják a légkör és környezete közti kölcsönhatásokat (felszín, bolygóközi tér), valamint egyéb légkörön belüli, kisskálájú folyamatokat (pl. mikrofizika). Ezeket közvetlenül azonban nem lehet bekapcsolni a modellbe. Ennek oka lehet az, hogy az adott jelenséget nem ismerjük olyan pontossággal, hogy az azt leíró modell a hidrodinamikai egyenletrendszerrel (HTER) adekvát pontosságú legyen, de ha ilyet tudnánk is készíteni, akkor az olyan mértékben bonyolítaná el a modellt, hogy a számítási igény megsokszorozódna. Egyes fizikai folyamatok pedig méret- és időskálájukból kifolyólag eleve nem írhatók le az adott rácsfelbontáson. Erre kínál megoldást a paraméterezés módszere, amelynek alapja az, hogy az adott meteorológiai folyamatnak a modell által expliciten leírt hidrodinamikai folyamatokra gyakorolt összegzett hatását vesszük figyelembe. Az összegzett hatás általában fluxus formában van felírva, amely valamilyen matematikai módszer eredménye. Ez lehet akár egy adott folyamat statisztikai átlagértékének kiszámítása, vagy egy, a valóságnál lényegesen egyszerűbb, empirikus feltételek bekapcsolásával készített matematikai algoritmus (Práger, 1992.).

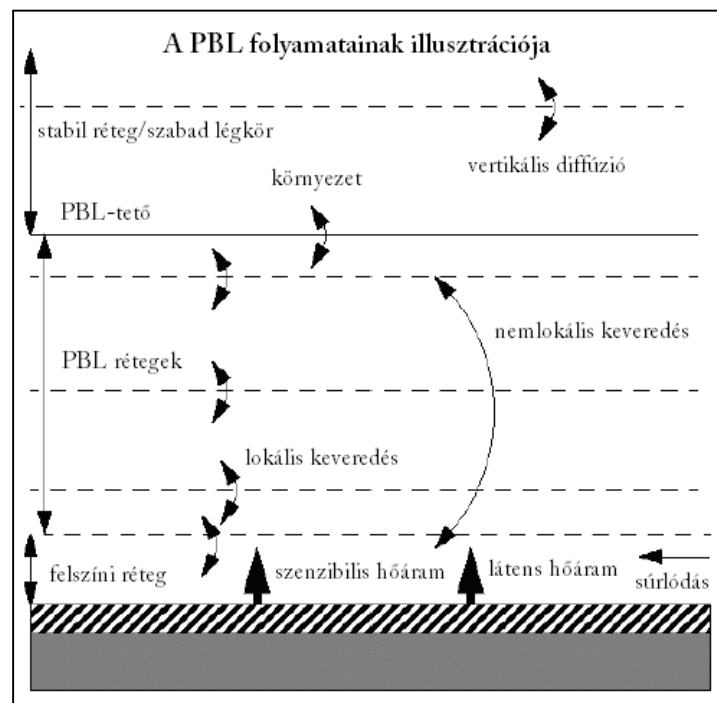
A mezoskálájú modellek fizikai parametrizációkat kezelő szegmense általában három különálló részre tagolható: diffúzióra, légoszlopra felírt változások kezelésére és a mikrofizikai folyamatokra (Dudhia, 2006.).

A *turbulens diffúzió* számítását illetően a felhasználónak két alapvető ponton nyílik lehetősége beavatkozni a modellbe: megadhatjuk, hogy milyen vertikális koordináták szerint és milyen módszerrel történjen a számítás.

Az első kérdés megválaszolásához két lehetőségünk van a WRF-ben: vagy a modell koordinátafelületein, vagy a fizikai térben (azaz a Descartes-rendszerben) értelmezhető a diffúzió. Ez utóbbi számításigényesebb, mert több rácspont szükséges hozzá (Dudhia, 2006.). Munkánk során egységesen az utóbbi opciót választottuk. Egyrészt azért, mert általában hatékonyabb diffúziót állít elő ez a módszer, éppen a bevont rácspontok nagyobb száma miatt. Másrészt ha a PBL kezelését nem bízuk parametrizációra, eleve csak ez a beállítás megengedett.

A továbbiakban K-val jelölt turbulens diffúziós együtthatók parametrizálására négy lehetőség van. A legegyszerűbb leírasmódban a K-értékeket konstansként kezeljük, amelyet mi állítunk be a főprogramhoz tartozó paraméterfájlban. Bonyolultabb esetben ez a K-érték nem konstans, ekkor előállításukra többféle számítási mód áll rendelkezésre a

WRF-modellben. Az egyik, fizikai jellegű megközelítésben a TKE függvényeként állítandó elő. Ez a módszer jól alkalmazható nagyfelbontású felhőfizikai folyamatok és örvények szimulációjára (Mellor et al., 1982.). Ekkor 1,5-öd rendű lezárásról van szó, mert a TKE 1,5-ödik hatványon szerepel a „K” kifejezésében. A másik esetben a 2- vagy 3D-s deformációtenzor segítségével állíthatók elő a K-értékek. A horizontális (és vertikális) diffúziós együttható számítására ekkor az igen elterjedten alkalmazott Smagorinsky-lezárási hipotézist használja fel a modell. Általában a 2D-s lezárást szokás alkalmazni, mert a vertikális keveredést a határrétegsémák kezelik, amennyiben azonban nincs PBL-séma beállítva, avagy a modell horizontális felbontása pár 100 m alatti, akkor a 3D-s eset választása a megfelelő (Skamarock et al., 2008.).



4. ábra. A planetáris határréteg keveredési folyamatai és a felszíni kényszerek.

A **planetáris határréteg** a légkör azon alsó rétege, amelyre a felszín közvetlen mechanikai és termikus kényszerként hat. A határrétegsémák azok, amely ebben az átlagosan 1 km-es rétegben kezelik a létrejött turbulens örvényeket, amelyek gyakorlatilag kizárólagosan végzik a hő, a momentum és a nedvesség szállítását a talaj felől a felsőbb légrétegekbe (4. ábra). A PBL-parametrizáció feladata, hogy a talajséma és a felszíni réteg séma által előállított hő-, momentum-, és nedvességáram alapján megadja a hőmérséklet-, a szél- és a nedvesség profilját az alsó légrétegekben. Ehhez többféle megközelítés vezethet. A legegyszerűbb modellek geosztrófikus átkeveredést feltételeznek, amelyek

olyan esetekben alkalmazandók, ha a PBL-ben nincs modellszint, így a modell kénytelen a legalsó vertikális szint alatt tekinteni a határreteget. Kizárólag az egyensúlyi határreteg modellezésére alkalmas, hiszen a turbulens fluxusokat a geosztrófikus szélkomponensek lineáris kombinációjaként adja meg, kizárólag diagnosztikus összefüggésekkel (*Beljaars, 1992.*). Ehhez képest az első előrelépést a bulk-típusú modellek jelentették. Ezek a sémák a határreteg belsejét meghatározott számú paraméterrel írják le, ezekre a határreteg külön prognosztikai egyenletei vonatkoznak. A „bulk” elnevezésből is látszik az a fő előnye, hogy a PBL-t nem kell megoldani a modell vertikális struktúrájában, ami a jól kevert, nappali határretegre igen jó eredményeket is szolgáltatathat. A stabil, éjszakai eset, a kettő közti átmeneti állapot és a gyorsan változó határreteg modellezése azonban ezzel a módszerrel nem megoldott.

Napjaink mezoskálájú modelljeiben – így a WRF-ben is – a rácsponti PBL-sémák vannak már csak jelen, amelyek a modell vertikális szintjein oldják meg a határreteget. A határretegben fellépő turbulens fluxusok lezárásának legegyszerűbb módja az elsőrendű közelítés. A formula a molekuláris diffúzióra mutat analógiát, ám a legfontosabb különbség abban van, hogy a K-együttható itt nem a folyadék egyik belső tulajdonságát, hanem mozgásának állapotát jellemzi. Így feltétlenül függnie kell az áramlástól. A lokális lezárás egyszerű, de éppen ezért a modellezés sikeressége erősen függ a vertikális felbontástól. Igen jó a módszer a stabil határretegre, ha a felbontás kellően nagy. A lezárás a konvektív PBL-re kevésbé jó, főleg, ha meggondoljuk, hogy a lokalitásból fakadóan a szabad légkörrel történő kölcsönhatásokat ez a közelítés figyelmen kívül hagyja.

A WRF-modellben az egyik típusú PBL-séma a K-profil lezáráson alapul. Ebben K-t már nem lokálisan határozzák meg, hanem egy egész PBL-re vonatkozó függvényként. Ez a parametrizáció a Yonsei Egyetem által az 1996-ban kifejlesztett MRF (Medium Range Forecast Model) modell szerves kiegészítése. Fontos jellemzője, hogy alkalmazza az „ellengradiens” korrekciót a hő és a nedvesség turbulens szállításának leírásában. Erre akkor van szükség, ha az adott mennyiség transzportja megegyező irányúvá válik a gradiensevel. Ennek létezését mérések igazolják a tisztán konvektív határretegben például a potenciális hőmérséklet esetén, így a modellben is az instabil rétegződés esetén kerül be az egyenletekbe (*Roode et al., 2003.*). A PBL magasságát a kritikus Richardson-számból számítja a séma. Így a határreteg vastagsága gyakorlatilag a felhajtóerő profiljától függ. Fontos előrelépés az MRF-hez képest, hogy a PBL és a szabad légkör határán zajló folyamatokat explicit módon kezeli, amelyeknek ugyancsak a konvektív határretegben van jelentősége, elsősorban a környezeti levegő bekeveredése folytán (*Hong et al., 1996.*,

Skamarock et al., 2008.). A séma előnye a stabilitás a numerikus megoldás szempontjából, hátránya viszont az, hogy felhővel borított vagy erős baroklin kényszer által vezérelt PBL leírásához sokszor nehéz megtalálni a megfelelő K-függvényt (*Beljaars*, 1992.).

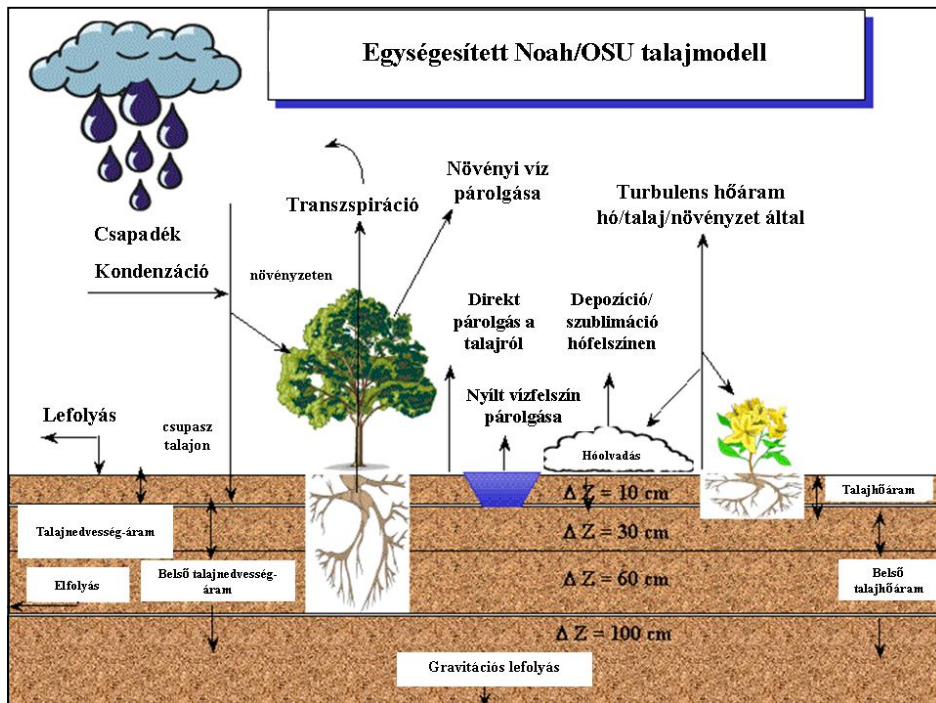
A másik fő közelítés az, ha magasabb rendű lezárást alkalmazunk. Önkényesen azonban nem érdemes felírni további összefüggéseket, hiszen már az elsőrendűre sem elég pontos. Kihasználható viszont, hogy a K-k szoros kapcsolatban vannak egy jól előrejelezhető modellváltozóval, a turbulens kinetikus energiával. A TKE egyenlete után a K-kat egy további turbulens méretek-paraméter bevonásával írjuk fel, amelynek hatványkitevője határozza meg a lezárás rendűségét. A WRF-modell 3.1.-es verziójában ezeknek több változata is fellelhető. A legelterjedtebben használt parametrizáció a Mellor-Yamada 2,5-öd rendű turbulens diffúzióra vonatkozó lezárási hipotézis megvalósítása a légköri turbulencia teljes tartományára. A keveredési úthosszt is számító lokális lezárású modellek családjába tartozik. Egy felső határt definiál a keveredési úthosszra, ami arányos a TKE négyzetgyökével, emellett függvénye a felhajtóerőnek és a vezető áramlás nyírásának. Stabil és instabil esetben ezt a függvényt más-más feltételekből határozza meg. A TKE egyenletét iteratív módon kell megoldani, mivel a keresett két mennyiség egymástól kölcsönösen függ (*Janjić*, 2001.).

A nemlokális lezárások közül külön kategóriát képvisel a Pleim-Xiu-séma. A séma a Blackadar által kifejlesztett modell (*Blackadar*, 1979.) és az aszimmetrikus konvektív keveredési modell (*Pleim et al.*, 1992.) kombinációjából alakult ki. Nemlokális modell, amely azzal a feltételezéssel él, hogy a nagy örvények gyorsabban szállítanak, mint ahogyan a kis örvények kevernek. A nemlokális lezárás általános formája az, amelyben a PBL minden alrétege között fennállhat keveredés. Ezt ez a séma aszimmetrikus módon kezeli, azaz a leáramlások lokális jellegűek, minden alréteg keveredik a vele szomszédossal, míg a feláramlások csak a talajról indulóan engedélyeznek keveredést az egyes rétegekkel (*Weidinger et al.*, 2006.). Elsősorban a stabil határréteg modellezésére használják, mert a számítások szerint a konvektív határréteget sokkal inkább a kis területre kiterjedő gyors feláramlások és a nagyobb kiterjedésű, lassú leáramlások jellemzik. A PBL magasságát a kritikus Richardson-szám alapján határozza meg (*Pleim et al.*, 1992.).

A **felszíni réteg-modell** hő, a nedvesség és a momentum (esetleg egyéb anyagok) felszínről induló fluxusait számítja, amely a határréteg vastagságának az alsó, mintegy 10%-a. Ebben a modulban számítják a súrlódási sebességet is. A séma diagnosztikus összefüggéseket tartalmaz, ami abból adódik, hogy csak közvetítő szerepet játszik a

határréteg és a tényleges felszín között. E parametrizációk zöme hasonlósági elméleten alapul (*Jacobson, 2005.*). Ezek közül legszélesebb körben Monin és Obukhov elmélete terjedt el, de megjegyezzük, hogy a PBL-parametrizációban alkalmazott lezárások rendüské erős megkötést ad a hasonlósági elmélet megvalósítására. Így a modellben adott határrétegsémához csak adott felszíni réteg parametrizációt választhatunk, különben az integrálás el sem fog indulni.

A tényleges felszínt a „**land surface**” sémák írják le, amelyek a modell alsó határfeltételeit adják meg. Bemenő adatként felhasználja a sugárzási meghajtást, a felszíni réteg kondícióit, a mikrofizika, avagy a cumulus-parametrizáció által termelt csapadékot, így igen érzékeny a modell többi parametrizációjára. Információkat tartalmaz a felszín borítottságáról és a talaj állapotáról, a talajt többrétegűnek veszi. Mivel csak egy bizonyos mélységben veszi állandónak a hőmérsékletet, felette a modell futása során dinamikusan változnak a hőmérsékleti és nedvességi karakterisztikák, a modell alja szigorúan nem a fizikai felszínen, hanem a talajban található. A WRF modell általunk is használt sémáját szemlélteti az 5. ábra.



5. ábra. A land-surface modellek legelterjedtebb négyrétegű változata, feltüntetve a többi parametrizációval való interakciókat.

A **rövid- és hosszúhullámú sugárzás** parametrizációjára felbontástól függetlenül szükség van. A sugárzásátvitel parametrizációja során is sugárzási fluxusokat szeretnénk kapni. Ezeket a sugárzásátviteli egyenletből határozhatjuk meg, amely a legáltalánosabb formájában leírja a Föld-légkör rendszerbe belépő, illetve onnan kilépő monokromatikus sugárzási fluxusok átvitelét. Sarkalatos pont az egyenletben a nyelő- és forrástagok leírása (elnyelés, szóródás, visszasugárzás...), mert ezek döntő mértékben függenek a légköri gázok, aeroszolok mennyiségi eloszlásától, illetve a földfelszín optikai tulajdonságaitól is. Ezeket viszont parametrizálni kell a kivitelezhetetlen mérési feladatok megoldása helyett (*Geresdi et al.*, 2003.).

A WRF modellben kettő hosszúhullámú és három rövidhullámú komponensre vonatkozó séma áll rendelkezésre. A két csoport azért válik külön egymástól, mert a hosszúhullámú komponenseknek a légkörben is vannak forrásai, leírásuk így sokkal bonyolultabb. Mindhárom séma kölcsönhat a felhőkkel és az aeroszollokkal. A CO₂ koncentrációját állandónak veszik, míg az ózont vagy konstansnak, vagy évszaktól függően kezelik (*Dudhia*, 2006.).

A **mikrofizikai folyamatok** leírása a parametrizációk külön csoportjába kerül, melyre igen elterjedt módszer a már említett „bulk”-parametrizáció. A felhőfizika paraméterezése során a „bulk” elnevezés arra utal, hogy meghatározott számú (általában 3-6) hidrometeorot különítenek el főként a halmazállapot, illetve méret alapján, és feltételezik, hogy ezek méreteloszlása valamilyen folytonos függvénnyel közelíthető. Ebben megjelenik legalább egy, keverési aránytól függő paraméter. Ezen feltétel alapján a megmaradási egyenletekben szereplő forrástagok megadhatók a keverési arány függvényében (*Geresdi*, 2004.). Ha a paraméterek száma több, több momentumos parametrizációról beszélünk. Kétmomentumos esetben például a keverési arány mellett a darabszám-koncentrációra is meg kell adni prognosztikus egyenletet. A bevont hidrometeorok a vízgőz, a felhőcsepp, az esőcsepp, a jégkristály, a hó és a graupel. Ezek kölcsönhatásai során keletkező újabb részecskéket (pl. jég szemek) implicit módon kezelik a sémák. A sémák fontos interakcióban vannak a land surface modellel, mert az a légköri nedvesség külső forrását jelenti (*Dudhia*, 2006.).

A mikrofizikát mindig az adott időlépcső végén hívja meg a modell. Erre azért van szükség, mert az időlépcsőn belüli változásokra rendkívül érzékenyen reagál, például kismértékű hűlésre is teljesen más telítettségi kondíciók léphetnek fel.

2.3.3. Kezdeti- és peremfeltételek előállítása a WRF-modellben

Mivel a légköri folyamatokat leíró egyenletrendszer determinisztikus, kezdeti feltétel szükséges ahhoz, hogy a rendszer jövőbeli állapotát meghatározhassuk. Az egyenletek nemlineáris voltából következően a kezdeti feltétel pontossága döntően meghatározza a megoldás pontosságát is, mivel a hibák nemlineáris rendszerekben kiszámíthatatlan módon nőni fognak. A kiindulási állapotot meghatározó mezők pontosságán túl további lényeges követelmény azok konzisztenciája, ami azt követeli meg, hogy bennük legyen meg az egymáshoz és a rendszert leíró egyenletekhez viszonyított dinamikai összehangoltság, azaz az analízis kváziegyensúlya. Ennek hiányában rögtön az integrálás elején olyan hamis módusok lépnek fel a megoldásban, amelyek nagyon gyorsan irreális tartományba terelik a modellt (*Radnóti, 2003.*).

A first-guess mezőket a szinoptikus meghajtó modelltől állítja elő a WRF az adott tartományra az előfeldolgozás részeként, amelynek dinamikai konzisztenciáját a real programrész biztosítja. Valós idejű előrejelzéseknél lehetőség van mérési adatok figyelembevételére is, amely adatasszimilációs technikával oldható meg. Erre a WRF-modellben alkalmazható a statisztikai elven alapuló 4D-s variációs séma és a mérések fizikai figyelembevételére irányuló nudging (igazodási) technika.

Mivel a WRF-modell az operatív felhasználás mellett kutatási célokra is készült, a modellezés tárgyának megfelelően a kezdeti feltételek ideális, egyszerűsített alakban is megadhatók. Az igen kis térskáláktól kezdve (100 m) a legnagyobb skáláknak (600 km) megfelelő dinamikához igazodó idealizált eseteket tartalmaz a modell a felhasználó számára, amelyekkel együtt a modell dinamikája és fizikája is alapvetően egyszerűsödik. Így lehetőség van többé-kevésbé más meteorológiai folyamatoktól szeparáltan vizsgálni olyan jelenségeket, mint például a mikroskálájú turbulencia (LES: large eddy simulation), a szupercellák, orografikus hullámok, nagyobb skálán a baroklin hullámok, vagy akár globális méretskálán az inerciális hullámok.

A parciális differenciálegyenletek megoldásának természetes igénye a térkoordinátákra vonatkozó „kezdeti feltétel” megadása is, amelyet szemléletes jelentése miatt határfeltételekként emlegetünk. Korlátos tartományú modelltől lévén szó, az előrejelzéshez az alsó és felső határfeltételek mellett szükség van az előrejelzési tartomány oldalsó peremén is előírni bizonyos kondíciókat.

Az oldalsó peremfeltételek megadásakor a nehézségeket az okozza, hogy a HTER-hez tartozó korrekt kitűzésű peremértékfeladathoz szükséges peremfeltételek számát elméletileg sem lehetséges meghatározni (*Oliger et al.*, 1978.). A modellegyenletek lényegi egyszerűsítésével lehetne elérni azt, hogy ezt meg tudjuk mondani, ez viszont gyakorlati szempontból értéktelenné tenné a modellt. Létezik ugyan eljárás, amellyel majdnem korrekt peremfeltételeket lehetne adni, de ez az operatív gyakorlatban nem alkalmazható. Így azt a módszert szokás követni, hogy minden pontban, minden állapothatározóra kap peremfeltételt a modell, az ezáltal matematikailag túlhatározott feladat megoldásában keletkező zajokat pedig szűrésnek kell alávetni. Ez az egyik feladata az előrejelzési tartomány szélein húzódó relaxációs zónának, maga a konkrét eljárás a Davies-féle módszeren alapul. Valójában ez a terület két részre osztható: a legkülső rácspontokba egyszerű idő- és térbeli interpolációval kerülnek az adatok be a meghajtó modelltől (specifikus zóna), majd ezt a modell felbontásától függően, és/vagy a felhasználó beállítása alapján meghatározott számú rácspontsor követi, amelyben a tényleges csillapítás és szinoptikus modell adatainak modellhez való igazítása történik (relaxációs zóna).

$$\partial_t \psi|_n = F_1(\psi_{LS} - \psi) - F_2 \Delta^2(\psi_{LS} - \psi) \quad (2)$$

A (2) képlet a relaxációs zónában érvényes, ahol ψ_{LS} a specifikus zónában lévő – nagy skálát reprezentáló – értéket jelöli, Δ^2 ötponos horizontális simító függvény az étaszinteken értelmezve. Az F_1 és F_2 súlyparaméterek, amelyek a specifikus és a relaxációs zóna méretétől, az adott helytől és az időlépcsőtől függenek. A (2)-es formula alkalmazásának célja az, hogy a meghajtó modell interpolált adatai valamilyen folytonos függvény szerint változva, néhány – lehetőleg minél kevesebb – rácsponton keresztül olyan értékekké alakuljanak át, amelyek konzisztens módon illeszkednek a nagyobb felbontású modell analízismezéjébe.

Nemcsak korlátos tartományú modellek természetes igénye az alsó- és felső peremfeltételek rendelkezésre bocsátása is. Alsó határfeltételként a „free-slip” feltételt alkalmazza a modell, ami azt jelenti, hogy a horizontális szélkomponensek függőleges gradiense zérus legyen a legalsó modellszinten. A felső határfeltétel megadási módjának jelentősége a horizontális felbontás növekedésével párhuzamosan növekszik, ugyanis az egyre finomabb domborzatból eredő anizotrópiák egyre több nagyfrekvenciájú hullámot termelnek, amelyek expliciten megjelennek a modellben. Nem megengedhető az, hogy

ezek a felső határról visszaverődjenek, hiszen ez a valósághoz képest a modelltartomány belsejének energiatöbbletet jelentene. A WRF-modellben ennek megoldására a mezoskálájú modellekben elterjedten alkalmazott szivacsréteg megoldást választották (Skamarock et al., 2008.).

2.3.4. Beágyazott modellezési technika - nesting

A szakdolgozat eredményei szempontjából kiemelt jelentőségű a WRF-modell beágyazott modellezési technikájának vizsgálata és alkalmazhatósága. A mezo-gamma skálára való leskálázáshoz ugyanis sok esetben ez az egyetlen lehetőségünk. Operatív gyakorlatban is helytálló előrejelzések készítéséhez ugyanis nem alkalmazhatnánk például dinamikai adaptáción alapuló leskálázást, hiszen ahhoz, hogy a megnövekedett felbontással a modelldinamika is lépést tartson, feltétlenül szükséges a teljes modell lefuttatása a nagy felbontású területre is.

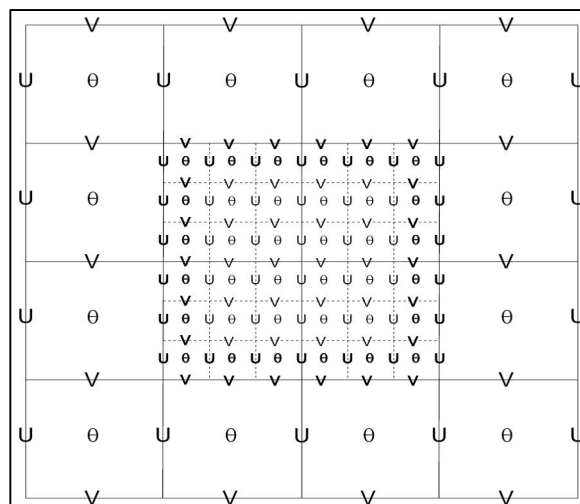
A beágyazott modellezési technika (nesting) lényege, hogy a modelltartományban kisebb területe(ke)t jelölünk ki, amelyekben a megnövelt felbontás mellett az alapmodelltől eltérő fizikai parametrizációkat alkalmazva a kisebb skálájú folyamatok fejlődését vizsgálhatjuk. Csak horizontális irányú beágyazásra van lehetőség, ami nem véletlen, hiszen a parametrizációk zöme csak vertikális irányban van értelmezve, a modellszintek sűrítése pedig közel sem jelent olyan minőségi változást, mint amit vízszintesen. A domainek téglalap alakúak lehetnek, közvetlen kölcsönhatásban pedig csak az eggyel nagyobb modelltartománnyal vannak (mother-domain) (6. ábra). A kölcsönhatás módja szerint megkülönböztetünk egy- és kétirányú nestet. Az első esetben pusztán a durva felbontású modell adatai interpolálódnak a nest határaitra. A kétirányú esetben viszont emellett a nestelt terület rácspontjainak értékeit visszahelyettesíti a modell a mother-domain megfelelő rácspontjaira (Skamarock et al., 2008.). Utóbbi nyilván nagyobb számításigénnyel jár, és vigyázni is kell vele, hiszen ha a beágyazott modell valamilyen oknál fogva torzított eredményeket szolgáltat, az kihat a szülőjére is, ezáltal időben előre haladva a hibák sokkal gyorsabban fognak nőni. Általában az egyirányú megoldás kielégítő eredményeket szolgáltat, kétirányú nestre főként akkor lehet szükség, ha a leskálázás méretaránya kicsi, avagy sok, egymás mellett fekvő beágyazott terület van.

A nestelt területek elhelyezkedését csak az a logikus feltétel szabályozza, hogy azok nem érintkezhetnek és nem metszhetik egymást, azaz ha az n-edik nest egy pontját tartalmazza az n-1-edik, akkor egyúttal minden pontját is tartalmazza (Dudhia, 2006.). Elvileg a

határpontokon belül bárhol kijelölhető az új nest, azért célszerű mégis arányosan „helyet” hagyni a domainek között. Erre elsősorban azért van szükség, mert a modell viselkedése általában a perem közelében a legkritikusabb. Ez jelenthet lassan tompuló külső eredetű hibákat, vagy visszaverődő hullámokat, de mindenképpen fontos az, hogy ne ezek szolgáltassák a következő beágyazott terület határfeltételeit. Mindez fokozottan érvényes abban az esetben, ha a leskálázási arány viszonylag magas.

Lehetőség van arra is, hogy a nestelt terület időben változzon, így például egy mozgó időjárás objektumot is követhetünk. A mozgás a felhasználó által előre is beállítható, vagy egy előre megadott sebességgel automatikusan is rábízható a modellre (Skamarock et al., 2008.). A módszernek kétségtelen előnye az, hogy egy markáns meteorológiai folyamatnak (pl. zivatar) nem kell az integrálás során áthaladnia a nest peremén, hanem végig belül marad. A tapasztalat ugyanakkor azt mutatja, hogy a leskálázási arány és relaxáció mértéke könnyen megválasztható úgy, hogy gyakorlatilag torzítás nélkül átvegyen a nestelt terület ilyen markáns folyamatot is. Ez a tény különösen fontos, hiszen a gyakorlatban (pl. operatív használat során) néhány kivételes esettől eltekintve rögzített területre kívánunk előrejelzést készíteni.

A WRF beágyazott modellezési technikája programkódját tekintve is szerencsésebb a többi mezoskálájú modellhez képest, mert hatékonyabban fut párhuzamosított memóriájú rendszer alatt.



6. ábra. Beágyazott terület az Arakawa-C típusú eltolt rácson. „ θ ” tetszőleges skalármennyiséget jelöl, U , V pedig a szél zonális és meridionális komponensét jelöli. A mother-domain minden időlépcsőjében interpoláció szolgáltatja az oldalsó határfeltételeket a nestnek.

Az előző részfejezet alapján megállapíthatjuk, hogy a WRF-ben rendelkezésre állnak a mezo-gamma skálájú modellezés alapvető feltételei. Bemutatott numerikus kísérleteinket az OMSZ SGI 3700b platformján végeztük, amelyen 104 processzor állt rendelkezésre. A 2,5 km-es felbontású mother-domainba illesztett 0,5 km felbontású nest esetén például egy óra előrejelzés átlagosan 20 percet vesz igénybe, 1 domain használata során viszont csak körülbelül 10 percet, mindez egy Magyarország – Balaton méretű tartománypár esetén érvényes.

A következőkben először általános tapasztalatainkat mutatjuk be, választ adunk a modellezhetőséggel kapcsolatos néhány általános kérdésre. Ezt követően pedig konkrét esettanulmányokon keresztül támasztjuk alá a 3. fejezetben elmondottakat.

3. ÁLTALÁNOS EREDMÉNYEK

3.1. Domainválasztás

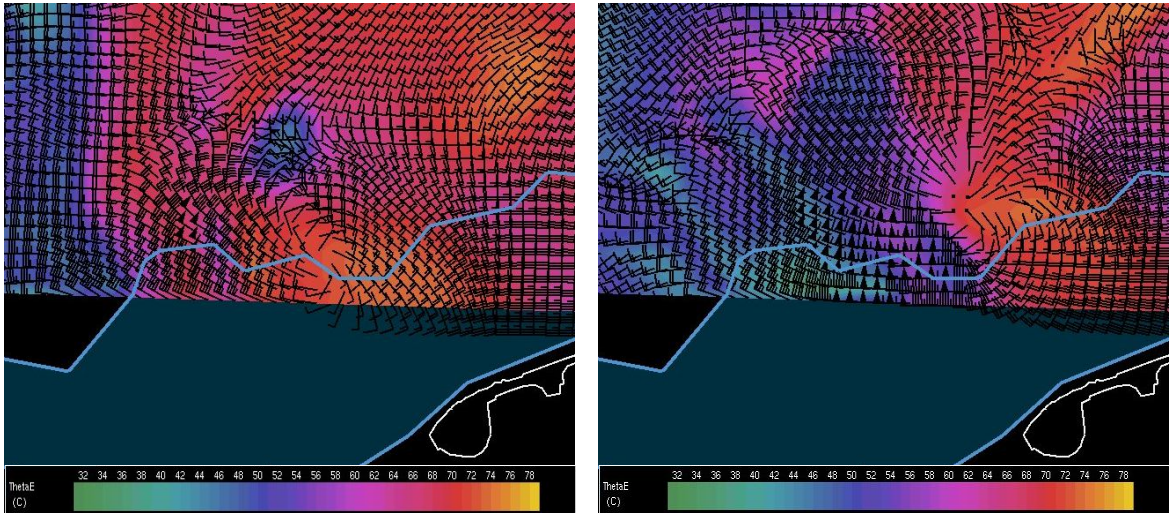
A mezo-gamma skálájú modellezés során az első feladat a néhány 100 m-es felbontásra való leskálázás módjának megválasztása. Kezdeti- és határfeltételként rendszerint egy szinoptikus modell mezőit használtuk fel, amelyek felbontása a kívántnál mintegy két nagyságrenddel kisebb rácssűrűséget jelent. A tapasztalat azt mutatja, hogy 2-3 km-es felbontású futtatásokhoz még a legtöbb időjárási helyzetben biztonságos a közvetlen leskálázás, azaz az interpolált mezők tartalmazzák azokat a folyamatokat, amelyek szükségesek a helyes előrejelzéshez. Néhány 100 m-es felbontás esetén viszont erre már csak kivételes esetekben látunk példát, a bemenő adatok interpolációja többnyire irreális mértékben simított mezőt ad, amiből esélytelen a valósághoz közel eső előrejelzés készítése.

A mezo-gamma skálájú folyamatok modellezéséhez tehát a nest-technikát kell alkalmaznunk. A beágyazott területek számának növekedése a számítási idő megnyúlását eredményezi, így a nestek számát és azok területét, elhelyezkedését körültekintően kell megválasztanunk. Azt tapasztaltuk, hogy a domainekek területének helyes megválasztása elsősorban az időjárási helyzettől függ. Az általunk végzett esettanulmányok azt bizonyítják, hogy egy beágyazott modellel általában megfelelő eredményekhez jutunk, a második beágyazás minőségi javulást nem hoz. Markáns, az integrálási idő alatt gyorsan változó szinoptikus kényszerek mellett azonban biztonságosabb két nest használata, ráadásul ekkor a harmadik domaint kicsire is választhatjuk.

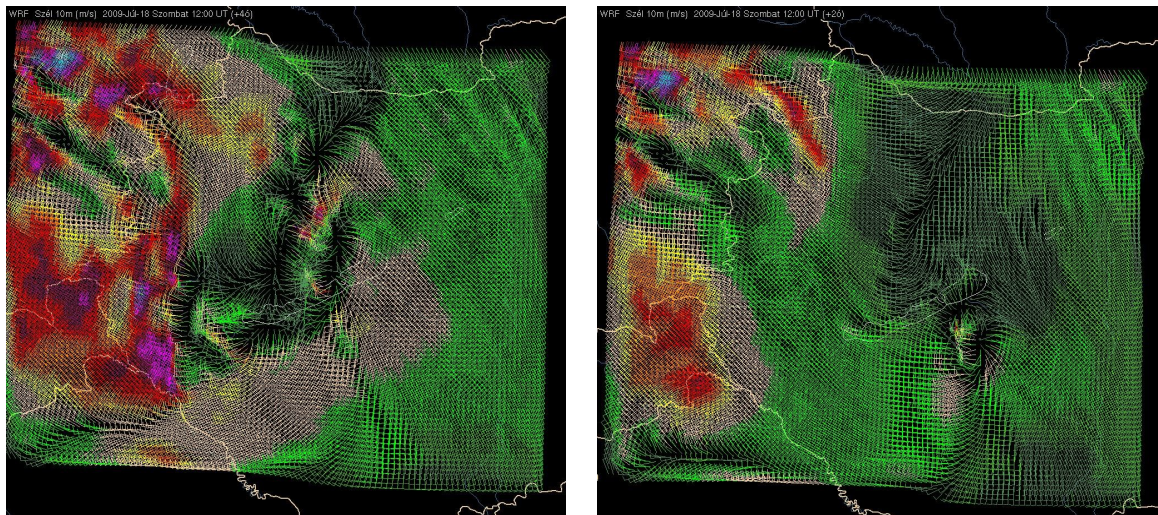
Igen jó tulajdonsága a modellnek, hogy a mother-domain és az abba ágyazott nest közötti leskálázás nagyon kis torzítású, azaz a nagyobb terület által kitermelt tulajdonságok átvitele a kisebbre kellően folytonos. Ennek nagy szerepe van olyan kis skálájú folyamatok előrejelzésénél, mint például a zivatarcellák. Azt tapasztaltuk, ha kellően erős konvektív képződményről van szó, a relaxációs zóna nem szűri ki, mint esetleges hibás zajt, hanem átengedi a nestre, ahol a modell helyes beállítása esetén hamar továbbfejlődhet. Erre látunk példát a 7. ábrán.

Ez a megállapítás alapozza meg azt a gyakorlatban nagyon fontos tényt, hogy egy adott időjárási folyamat előrejelezhetőségét az adott időjárási helyzetet meghatározó külső kényszerek szintjén lévő domain változtatásával javítsuk, ami a számításigény

szempontjából sokkal kedvezőbb, mintha a kis terület méretét kellene manipulálni. Azaz például egy zivatarrendszer előrejelzése akkor lehet sikeres a nesten, ha mother-domain a konvektív folyamatok csíráit tartalmazza, hiszen a meghajtó szinoptikus modelltől azért nem várjuk el, hogy mezoskálájú pontossággal tartalmazza a zivatarokat.



7. ábra. Forgó zivatarcella 500 m-es felbontású nest határán, rendre 2009. július 18-án 11.45. és 11.50. UTC-kor, feltüntetve a 850 hPa-os szélmezőt és ekvivalens potenciális hőmérsékletet.



8. ábra. Prefrontális konvekció 2009. július 18-án 12.00. UTC-re vonatkozóan a 10 m-es szélmező ábrázolásával a mother-domainon. A bal oldali futtatás 08.00. UTC-től indult, míg a jobb oldali 10.00. UTC-től.

A számításgény csökkentését másik oldalról az integrálási idő közvetlen lerövidítése jelentheti. Ez felveti az indítási időpont megválasztásának kérdését, azaz hogy a modellnek mennyi időre van szüksége a légkör ritmusának felvételére (spin-up time). Futtatásaink alapján azt mondhatjuk, hogy gyenge külső kényszerek mellett ez az idő nagyjából két óra, konvektív folyamatok mellett inkább 3-4 óra körül van (8. ábra). Ez utóbbi különösen jónak mondható, ha arra gondolunk, hogy nem esik messze attól az időponttól, amikor a jelenből kiinduló lineáris extrapoláció elveszti érvényét.

A 9. ábrán példát látunk arra, hogy markáns szinoptikus helyzetben milyen lehet egy biztonságos leskálázási elrendezés.



9. ábra. Budapest városhatásának modellezésére használhatjuk például a fenti elrendezést. Esetünkben az ECMWF 20 km-es adataiból kis torzítású interpoláció nyerhető a mother-domainra, amely az időjárási front nagyságrendű folyamatokat már leírja.

Említettük, hogy kivételes esetekben nest használata nélkül is reális eredményeket kaptunk. Ez olyan gyenge szinoptikus helyzetekre vonatkozik, amikor döntően helyi hatások alakítják az időjárást, és a meteorológiai mezők kezdeti értékében nincsenek nagy gradiensek. Ilyenkor, ha a célterület elég nagy környezetére választjuk meg a néhány 100 m-es felbontású céldomaint, a modell belsejében reális eredményeket kaphatunk. Az, hogy a peremek környezetében milyen távolságokban lépnek fel hibák, egyrészt az határozza meg, hogy milyen alsó határfeltételbeli különbségek vannak a két modell között, másrészt

az, hogy mekkora összhangban van a két modell dinamikája és fizikája. Természetesen ezek máskor is fontos szempontok, de ebben a szélsőséges esetben válnak igazán meghatározóvá. Az első szempont arra vonatkozik, hogy kisebb vízfelszíneket, vagy térben gyorsan változó domborzati viszonyokat a szinoptikus felbontású modell nyilván csak olyan durván (vagy egyáltalán nem) veszi figyelembe, hogy az általa szolgáltatott érték nem lesz adekvát a kis skálájú futtatás kezdeti- vagy határfeltételeihez. A másik szempont pedig elvezet a következő nagyobb feladathoz, azaz a modell dinamikájának és fizikájának megválasztásához a néhány 100 m-es felbontások esetén.

3.2. Modelldinamika és fizikai parametrizációk mezo-gamma skálára

Az előző fejezetben láttuk, hogy az általunk vizsgált skála energetikáját átmenet jellemzi a mezo-alfa, mezo-béta skálájú rendszerek és a turbulencia mikrometeorológiai tartománya között. Így az egyik központi kérdés a turbulencia, ezen belül is elsősorban a planetáris határréteg kezelésének módja.

Mint ismeretes, a felszín és a szabad légkör közti momentum-, hő-, nedvesség- és nyomanyagátvitelt döntő részben turbulens örvények végzik. Ezek mérete letről felfelé haladva nő, az energiaspektrum csúcsát a 100 m-es átmérőjű örvények képviselik. 500 m-es felbontáson például 5 rácspont ír le egy 1 km horizontális átmérőjű örvényt, egy ugyanekkorát vertikálisan valamivel több, ha a vertikális szintek sűrűsége nagy. Azaz, a turbulencia továbbra is subgrid skálájú folyamat marad, összhatása azonban sokkal közvetlenebbé válik.

Azt tapasztaltuk, hogy a nagyfelbontáson jól alkalmazható a határréteg-parametrizáció jelenléte mellett a TKE-séma, függetlenül a PBL megválasztásától. A Smagorinsky-séma kissé zajosabb eredményeket produkált, amit főleg a vertikális sebesség mezején vehetünk észre. Annak ellenére, hogy a konstans diffúziós beállításokat a szakirodalom nem ajánlja, nekünk igen jó eredményeket sikerült vele elérni. Az, hogy az opció alkalmazásakor a felhasználó nagyobb szabadságot kap, egyben előny és hátrány is. Figyelembe kell venni ugyanis azt a tényt, hogy ezen a skálán már nagyon gyorsan változik a K -értékek hatása a felbontás megváltozásával. Egyszerű nagyságrendi becslés alapján is kimutatható, hogy a rácstávolság csökkenésével négyzetesen nő a K -t tartalmazó tagok nagysága a mozgásegyenletekben. Így óvatosan kell bánni a szakirodalomból átvett tapasztalati értékek alkalmazásával, ugyanis a diszkrét modellrácsra már nem egészen ugyanazt jelenti

ez az érték. 500 m-es felbontás esetén $100\text{-}500\text{ m}^2\text{s}^{-1}$ körüli horizontális turbulens diffúziós együttható reális eredményeket ad mind a gyengén labilis, mind a stabil határrétegben. Amennyiben nem használunk PBL-parametризációt, akkor a vertikális diffúzióról is manuálisan kell gondoskodnunk. Itt a $0\text{-}10\text{ m}^2\text{s}^{-1}$ közötti értékek a legmegfelelőbbek. Ennél nagyobb együtthatók használata kellő besugárzás mellett a talajközeli rétegek túlmelegedéséhez vezet.

A parametrizációk egy nagyobb csoportja az adott rácspont fölötti 1D-s légoszlopban számol, amelyeket egymástól függetlennek tekint, azaz nem veszi figyelembe a köztük lévő horizontális kapcsolatokat. Ez igen jó közelítés akkor, ha folyamat vertikális kiterjedése sokkal kisebb, mint a horizontális rácstávolság. A mi esetünkben a néhány 100 m-es felbontáshoz az 1 km-es nagyságrendű folyamatok már a modellegyenletekkel is leírhatók, a 100 m-es nagyságrendre pedig a parametrizációk jó megoldást adnak. Az egyedüli kérdés ebben a csoportban a planetáris határreghémséma használata, amelyre egyértelmű válasz a szakirodalom szerint nincs.

Azt tapasztaltuk, hogy az 500 m körüli felbontáson még mindig érdemes használni a PBL-sémát, anélkül ugyanis az alsó rétegek hőmérsékletének és a szélmezejének előrejelzése nem volt reális. A 3D-s turbulenciasémák önmagukban kevés turbulenciát termelnek ki a gyenge áramlású, neutrális, vagy instabil határreghében, így általában a szélmezőhöz irreális kiegyenlítő mozgások adaptálódtak. Ezek gyengítésére kézenfekvő lenne a diffúzió manuális beállítása. Tapasztalatunk szerint azonban ez csak ront a helyzeten, ugyanis a túlzott horizontális diffúzió egyrészt elmossa azokat a lokális cirkulációkat, amelyek valójában léteznek egy adott időjárási helyzetben, másrészt erős besugárzás esetén kielezi a talaj és a magasabb légrétegek közti hőmérsékletkülönbséget, ami irreálisan erős termikek kialakulásához vezet. A vertikális diffúzió erősítése pedig a hőmérséklet jelentős felülbecslését eredményezi.

A felbontás növekedésével az egyes sémák közti eltérések is fokozatosan kieleződnek, így nem mindegy, hogy melyik sémát használjuk még egy helyi hatások irányította helyzetben sem. A legalkalmasabbnak a nemlokális lezárású, aszimmetrikus konvektív modell bizonyult a gyenge kényszerek melletti helyzetekben (*Pleim et al.*, 1992.). A séma egyébként inkább stabilizálja a felszínközeli légrétegeket, ami gyengébb turbulenciát jelent. Ez az aszimmetrikus kezelésmódból ered, azaz a feláramlásokat csak a talajról indulóan engedélyezi, míg a leáramlások során minden réteg keveredhet a vele szomszédossal, így azok lokális jellegűek. A konvektív határreghét a megfigyelések

szerint viszont pont ennek ellenkezője jellemzi (*Weidinger et al.*, 2006.). A konvektív esettanulmányokra a YSU-parametrizáció tűnik alkalmasabbnak. A PBL tetején a környezettel való kölcsönhatások bevonása és az ellengradiens-tagok bevezetése (*Roode et al.*, 2003.) indokolja elsősorban az erősen instabil határrétegre való alkalmazhatóságát.

A dolgozatban bemutatott eredmények mindegyike olyan futtatásból származik, ahol talajsémaként négyrétegű modellt használtunk. Azt tapasztaltuk ugyanis, hogy a talajszintek számának változtatására csak igen kicsi a modell reakciója.

Futtatásaink során az RRTM-sémát és Dudhia hosszúhullámú parametrizációját használtuk (*Mlawer et al.*, 1997., *Dudhia*, 1989.). Arra is figyelni kell, hogy a séma meghívási frekvenciájának igazodnia kell a horizontális felbontáshoz, ami a gyakorlatban azt jelenti, hogy a kilométerekben kifejezett rácstávolságnak megfelelő másodpercenként optimális meghívni a sugárzási parametrizációt, ami – összevetve az optimális időlépcsőhosszal – körülbelül minden hatodik időlépcsőt jelenti.

A cumulus-séma használatának kérdése a mezo-béta skálájú (néhány km-es felbontású) modellezésben érdekes probléma, mezo-gamma skálán alkalmazása a tapasztalatok szerint felesleges, sőt káros lehet a konvekció mértékének túlbecslése miatt.

Tekintettel arra, hogy a mikrofizikai sémák szoros kapcsolatban állnak a turbulenciasémákkal, így érdemes hatásukat minimalizálni. Ez azt jelenti, hogy csak akkor érdemes bonyolult, 5-6 hidrometeor bevonó parametrizációt használni, ha arra reálisan szükség lehet az integrálás ideje alatt. Futtatásaink során a konvektív helyzet kivételével a WSM3-sémát használtuk. A séma 3 osztályát a vízgőz, felhőcsepp/-jég és az eső/hó alkotja, így ezt egy egyszerű jég-sémának is nevezhetjük, mivel a felhőelem és csapadékelem mérettartományokban nem tesz különbséget halmazállapot szerint, azaz a kevert fázisú folyamatokat nem kezeli (*Hong et al.*, 2004.). A konvektív esettanulmányban szükségesnek tartottunk olyan sémát használni, amely kezeli a kevert fázisú folyamatokat és a graupelt is. A Purdue és Lin által kidolgozott parametrizációra esett a választásunk. A hidrometeorok 6 típusa képviselteti magát ebben a sémában: a vízgőz, a felhőcsepp, az esőcsepp, a felhőjég, a hókristály és a graupel. Az alapvető kölcsönhatások kiegészülnek a nedvességszállítási taggal és a jég kiülepedését leíró formulákkal (*Lin et al.*, 1983.).

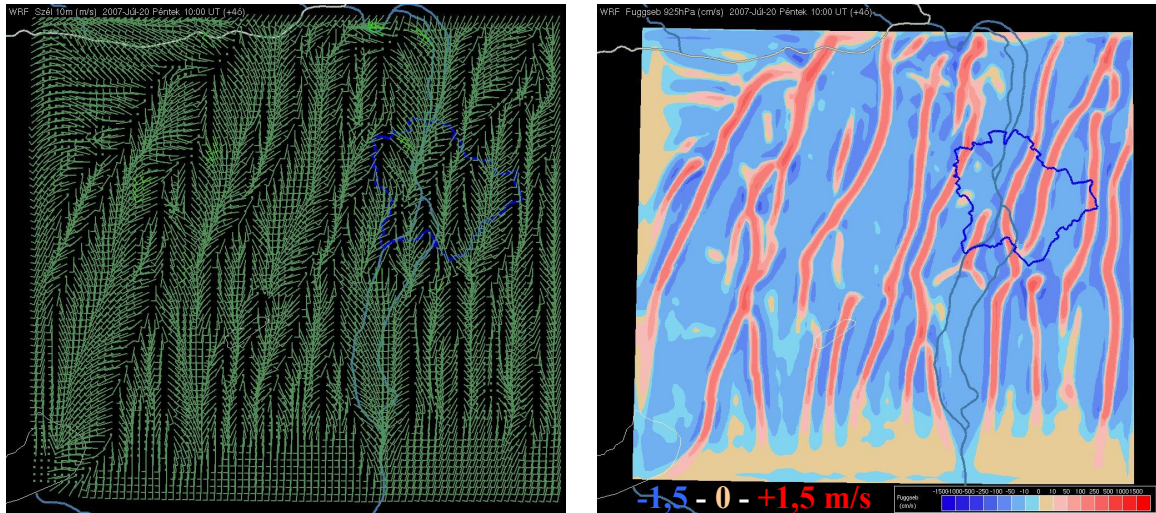
3.3. Fiktív zajok megjelenése és szűrése a megnövekedett felbontáson

A mezo-gamma skálájú modellezés megvalósítása során a legfontosabb szempontokra tértünk ki eddig, amelyek megteremtése a felhasználón múlik. Láttuk, hogy helyes modelldinamika- és fizika beállításával és alkalmas domainválasztással korrekt és stabil előrejelzés készíthető. Ezen túlmenően azonban vannak a modellnek olyan belső tulajdonságai is, amelyek a fentiek által meghatározott, helyesnek vélt beállítások mellett is megnehezítik az előrejelzés készítését. Ebben a fejezetben olyan meteorológiai mezőkben megfigyelhető jelenségre keresünk magyarázatot, amely – mint azt látni fogjuk – nemcsak a mezo-gamma skálájú modellezésben jelent problémát, de a rácsávolság csökkenésével egyre erősebb a hatása, így bizonyos helyzetekben a célkitűzéseinknek megfelelő előrejelzés készítését ellehetetleníti. Mindazonáltal az eredmények stabilitása és a korrektsége teljesül ezekben az esetekben is, hiszen a folyamat illeszkedik a modell dinamikájához, és a mezo-béta-, mezo-alfa skála alsó részén is megfigyelhető a jelenléte. Mindenekelőtt felhívjuk a figyelmet arra, hogy ezen a skálán és ilyen térbeli felbontásban nagy területen nem áll rendelkezésre semmiféle rendszeres operatív vagy alternatív mérési adat, így a jelenség realitásának megítélése nem triviális feladat.

A következőkben áttekintjük a kapcsolódó numerikus kísérleti eredményeinket, választ keresünk arra, hogy valós folyamatról van-e szó, majd ismertetünk egy részleges megoldási módszert is a fellépő hibák kiküszöbölésére. Mindezzel újabb lépést teszünk a mezo-gamma skálájú modellezhetőség felé. A célunk ugyanis az, hogy ne csak stabil és korrekt előrejelzést készítsünk, hanem azok minden időjárási körülmény mellett az operatív gyakorlatban is hatékonyan hasznosíthatók legyenek.

3.3.1. Tapasztalatok, érzékenységvizsgálat

A *10. ábrán* a talajközeli szélmező és a szintén alacsonyabb szinteken modellezett vertikális sebesség mezejében megfigyelhető jelenség tapasztalatunk szerint jelentős besugárzás melletti időjárási helyzetben, meleg felszín feletti légrétegekben alakulhat ki. Az integrálás kezdetétől fejlődő jelenség pontszerű összeáramlások és a hozzájuk kapcsolódó szétáramlások formájában indul el, amelyek aztán a leggyengébb alapáramlás hatására is vonalba rendeződnek. A *10. ábrán* csak példaként szerepel a két meteorológiai mező, ugyanis a folyamat hatása mintegy 700 hPa-os magasságig érezhető gyakorlatilag minden állapotathatározó mezejében.



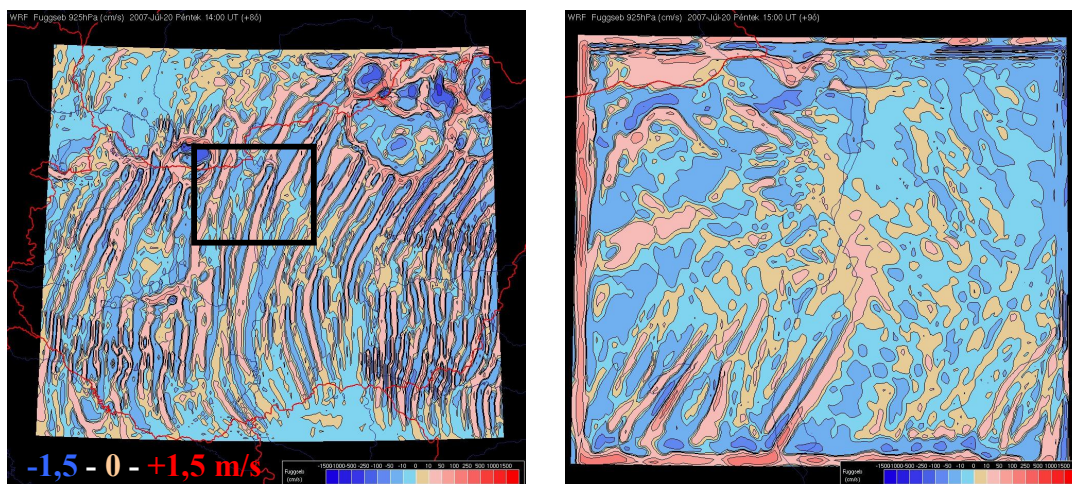
10. ábra. 10 m-es szélmező (1-3 m/s között) és 925 hPa-os vertikális sebesség mezeje (a skálahatárokat feltüntetve) 2007. július 20-án 10.00. UTC-re vonatkozóan.

Rögtön a vizsgálat elején kizárjuk azt, hogy iniciális, igazodási problémáról lenne szó. Egyrészt azért, mert az integrálás során a modell fokozatosan termeli ki a jelenséget, másrészt több napos időtartamra végzett modellfuttatás során jól követte a nappalok és éjszakák váltakozását. Iniciális zavarok egyébként természetesek, hiszen például a finom felbontású orográfiahoz adekvát szélmező kialakításához a modellnek szüksége van 1-2 órára, ezzel pedig hasonló konvergencia és divergencia vonalak kialakulása is jár, ám ezek hamar megszűnnek, ami a modell spin-up idejének viszonylagos rövidegét jelzi.

Arra jutottunk, hogy a folyamat realitásának szempontjából az a legfontosabb kérdés, hogy milyen kapcsolatban áll a felszínnel. Azt tapasztaltuk, hogy először a modelltartományon belül a viszonylag sima és relatíve meleg területek felett alakulnak ki a hullámszerű jelenségek, azonban ha már kifejlődtek, a felszíntől függetlenül is fenn tudnak maradni. Gyakorlati szempontból ez velük a legnagyobb gond, hiszen – ahogy a 10. ábrán is látszik – néhány óra integrálási idő után már függetlenül az orográfiától és egyéb felszíni tulajdonságoktól fennmaradnak és egyben uralják az alsó légrétegek meteorológiai mezőit. Ha ez reális lenne, akkor erős besugárzás melletti, derült nyári időjárási helyzetben elnyomnák azokat a mezo-béta és mezo-gamma skálájú cirkulációkat és hatásokat, amelyek viszont a megfigyelések és szórványos mérések alapján is kimutathatók!

Ezek után ki kell deríteni, hogy a kiváltó mechanizmus valós-e, amelyre a modell „csak” túlzott érzékenységgel reagál, vagy eredendően fiktív és valamilyen hibából származik. Ennek megválaszolásához azt kellett észrevenni, hogy a folyamat nem jellemezhető egy állandó karakterisztikus mérettel, hanem ezek a méretek skálafüggőek (11. ábra.), ami –

mint arra már rámutattunk – a horizontális rácstávolságtól való függéssel egyenértékű. Példaképpen az egyes feláramlási vonalak egymástól mért távolsága sok kísérlet alapján egyöntetűen az adott rácstávolság 3-5-szöröse.



11. ábra. 925 hPa-os vertikális sebesség mezeje (a két ábrán egységes skálahatárokat feltüntetve) 2007. július 20-án 14.00. UTC-re vonatkozóan. Bal oldalon a 2,5 km-es felbontású futtatás eredménye látszik, míg jobb oldalon az 500 m-es futtatása a bejelölt területen.

Árnyalja a képet viszont az, hogy a felbontás csökkenésével a vertikális sebesség mezejében – jó közelítéssel – állóhullámok formájában megjelenő mozgás amplitúdója csökken, körülbelül 6 km-es felbontás felett már nem észlelhető. Ezért a jelenség mögött kell lennie fizikai háttérnek, amit az is bizonyít, 1,5-2 km-es felbontás esetén már csak a mezo-béta skála felsőbb tartománya jelenik meg a valósághoz hű módon az eredményekben, de néhány 100 m-es rácstávolság esetén már a teljes mezo-gamma skála modellezhetetlenné válik a fent leírt időjárási helyzetekben. Azt mondhatjuk tehát, hogy a folyamatot valószínűleg fiktív mechanizmus indítja el, de a kezdeti kis perturbációk csak bizonyos dinamikai helyzetben tudnak fejlődni, amelyek a tapasztalataink szerint a jelentős – nyári hónapokra jellemző – besugárzással meghajtott, gyengén labilis, illetve neutrális PBL jelenlétét jelentik.

A dinamikai háttér megléte felveti annak lehetőségét, hogy alkalmasan megválasztott modelldinamika és/vagy -fizika segítheti a zajok gyengülését. Az ilyen irányú vizsgálatok alapelve viszont szigorúan az, hogy csak olyan változtatásokat végezhetünk, amelyek nem terelik a modellt a valóságtól eltérő dinamikai és fizikai körülmények közé, hiszen hiába tűnik el ez a folyamat, ha a visszamaradt meteorológiai mezők önmagukban is irreálisak.

Mindenesetre azt tapasztaltuk, hogy a jelenség fizikai parametrizációkra való érzékenysége az esetek nagy részében igen gyenge, kivételt ez alól csak a turbulencia képezett. A horizontális turbulens diffúziós együttható növelése simította a zajokat, azaz a vertikális sebesség mezejében a vonalszerűen váltakozó pozitív és negatív anomáliák csökkentek, ám mindez csak olyan nagy értékeknél történt meg, amely már a nagyobb skálájú folyamatokat is károsította.

A vertikális irányú diffúziós együtthatóra még ennél is nagyobb érzékenység mutatkozott, viszont ezzel az a baj, hogy nem sikerült olyan értéket beállítani, amely a hullámokat is kiszűri és a fenti alapelvünknek is megfelel. A növekvő értékekkel ugyanis amellett, hogy a zajok gyengülnek, az alsó légrétegek irreális felmelegedése jár együtt, különösen, ha a felszíni hőmérséklet igen magas.

Fontos megemlíteni a mikrofizika hatását, amivel kapcsolatban azt tapasztaltuk, hogy egyszerű séma használata mellett, bár csak kis mértékben, de a hullámozás gyengébb lett. A modellfizikában a felhőfizikai folyamatok kezelésére lehetett érzékenységet tapasztalni, ami arra enged következtetni, annak helyes megválasztása a turbulens kicserélődési folyamatokra is jelentékeny hatással van.

Az egyéb modellbeállításokkal kapcsolatban még két fontosabb tapasztalatot említünk meg. Az egyik az, hogy a jelenségnek nincsen köze a növekvő felbontással egyébként egyre intenzívebbé váló explicit, belső gravitációs hullámokhoz. Ezt az bizonyítja, hogy a rájuk vonatkozó csillapítási módszerek (damping) egyikére sem reagált a jelenség a legkisebb mértékben sem. Másrészt az alsó légrétegekben a vertikális szintek számának növelése erősítette a folyamatot, számottevő gyengülést pedig akkor tapasztaltunk, amikor a függőleges felbontás már olyan kicsivé vált, hogy az károsította a PBL valósághoz közeli leírását.

3.3.2. Javítási lehetőség - hatodrendű explicit diffúziós séma

Numerikus kísérleteink arra vezettek, hogy a jelenség beilleszkedik a modell dinamikájába, azon belül a turbulenciával van egyedül szoros kapcsolatban, ugyanakkor a skálafüggés miatt a kiváltó mechanizmusnak irreálisnak kell lennie. *Knievel et al. (2007)* munkája adta az ötletet arra, hogy egy a diffúziós séma explicit részében ható 6-odrendű sémát alkalmazzuk a mi felbontásainkra, ezáltal javítva a mezo-béta és mezo-gamma skálájú modelleredményeket az említett időjárási helyzetben is.

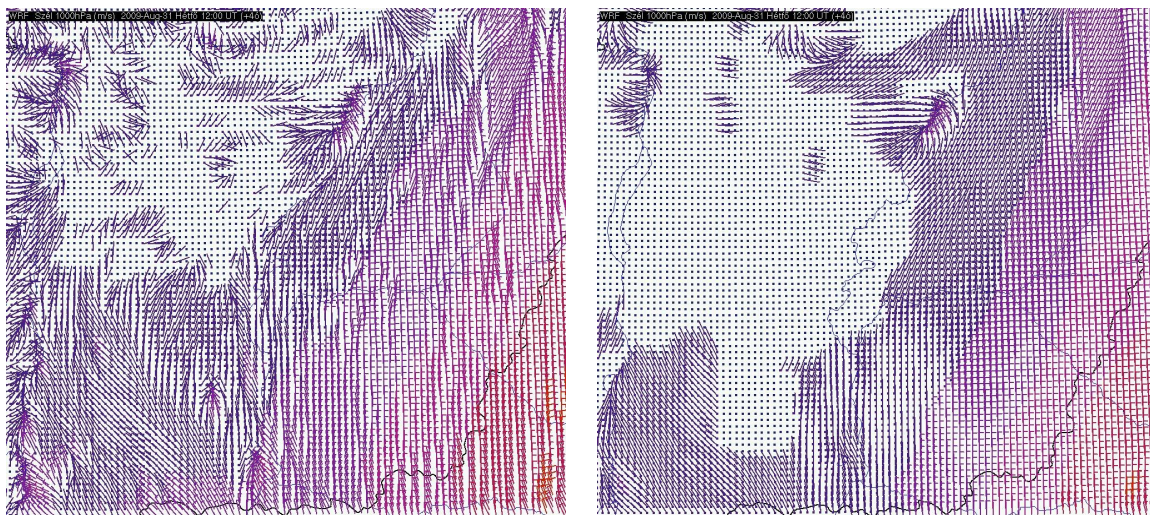
A séma sikeressége abban áll, hogy az áramlási mezőben jelenlévő, skálafüggően kezelt diffúzió eredetileg implicit módon jelenik meg az advekciós tagban. Általában igaz, hogy az egyoldali numerikus advekciós sémák ekvivalensek az eggyel magasabb rendű, egy diffúziós taggal kiegészített középponti sémával (*Mesinger et al., 1976.*). Ebben az új tagban az együttható arányos a szélességgel, tehát gyenge szélben a diffúzió kicsinek fog adódni. Ez ugyan helyes közelítés, de nem biztos, hogy megfelelően adekvát a diszkrét megoldási módszer során a kinematikai mezőben óhatatlanul fellépő zavarokhoz. Ezek a keletkezési módjuknak megfelelően rácsávolságnyi mérettel indulnak, de a következő időlépcsőben a modell már velük együtt számol, óhatatlanul beépítve a modell dinamikai és fizikai rendszerébe. Így ezek a perturbációk bizonyos körülmények között fejlődhetnek, amelyek már a légkör meghatározott fizikai állapotaihoz kötődnek. Az a fontos megállapítás, hogy a rácsávolságnál indulnak ezek a hullámok, megmagyarázza azt, hogy miért olyan kis hatású az explicit első-, vagy másodrendű horizontális diffúzió megnövelése. Ezek ugyanis csak az adott rácspont kis környezetében számolnak, így a kis méretű zajokra hatástalanok. Éppen ezért jelenthet megoldást az, hogy közvetlenül az advekció kiszámítását módosítjuk, és nem a már kiszámolt advekción és állapotváltozók mezejére erőltetjük rá a parametrizációk hatását.

A (3)-as és (4)-es képlet írja le a szóban forgó tag kifejezését:

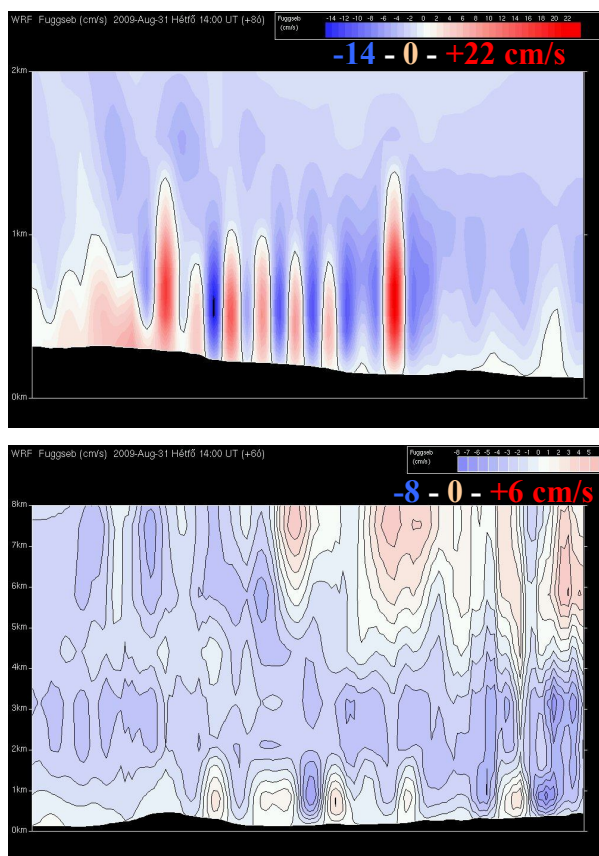
$$\frac{\partial \Phi}{\partial t} = S + \alpha \nabla_{\eta}^6 \Phi, \quad (3)$$

$$\alpha = 2^{-6} p^{-1} \Delta t^{-1} \beta, \quad (4)$$

ahol „ Φ ” tetszőleges állapotváltozó, „ S ” a módosíthatatlan advekciós tag, „ p ” a diffúzió dimenziójának számát jelenti (horizontális esetben 2), „ Δt ” az időlépcső másodpercben kifejezve, „ β ” pedig egy felhasználó által megadott állandó. Ez a 0 és 1 közé eső szám azt fejezi ki, hogy a séma egy időlépcsőn belül hány százalékkal csökkenti a $2\Delta x$ hullámhosszú módusok amplitúdóját. A képlet egyszerűsége egyben hátrány is, ugyanis a séma természetesen nem érzékeli, hogy az adott $2\Delta x$ méretű folyamat zaj-e vagy sem, ezáltal az állandó túl nagyra állítása biztosan problémát fog okozni. Mielőtt azonban konkrét értékeket javasolnánk, felhívjuk a figyelmet a képletben szereplő másik fontos mennyiségre, nevezetesen az időlépcsőre. Minél kisebbre választjuk, annál erősebb lesz a szűrés hatékonysága, ami valóban teljesül is, annak ellenére, hogy azt gondolhatnánk, hogy kisebb Δt -nél a zajok is erősebbek. A tapasztalat szerint azonban csak minimális változás jelentkezik az időlépcső mintegy 50%-os változása esetén is, ami azt jelenti, hogy a két egymás ellen dolgozó hatás kiegyenlíti egymást, viszont a számításigény jelentősen nő.



12.a. ábra. 1000 hPa-os szélmező (0-6 m/s közötti értékek) 2009. augusztus 31. 11.00. UTC-re vonatkozóan. A bal oldali eredmény a hatodrendű diffúziós séma beállítása nélkül, a jobb oldali annak alkalmazásával készült.



12.b. ábra. Vertikális sebesség vertikális metszete (a skálahatárokat feltüntetve) 2009. augusztus 31. 14.00. UTC-re vonatkozóan. A felső ábra a hatodrendű diffúziós séma nélkül kialakult hullámzást mutatja a légkör alsó 2 km-es rétegében. Az alsó ábra ugyanezen a skálán a séma használatával történő futtatás eredményét szemlélteti.

A 2,5 km-es felbontás esetén 0,2, az 500 m-es felbontású nest esetén 0,6-os β -értékkel még stabilan lefutott a modell, ennél nagyobb értékekkel már nem. Az időlépcső egységesen 10, illetve 2 s volt (*12.a. és 12.b. ábra*).

Ezek alapján fontos lenne megvizsgálni azt is, hogy vajon alternatív megoldási lehetőséget jelentene-e az is, ha az advekciónak eredeti kiszámítását követően a parametrizációk időlépcsőn belüli sorrendjét változtatnánk meg. Így például a turbulencia bizonyos részei implicitté, mások explicitté válnának, amely módosíthatná ezeknek a zavaroknak integrálás során történő terjedését. Az ezzel kapcsolatos vizsgálatok jövőbeli terveink között szerepelnek. A bemutatott módszer azonban önmagában is sikeresen hozzájárul a mezo-gamma skálájú modellezés kitűzött céljainak megfelelő megvalósításához.

4. FELSZÍNI KÉNYSZEREK OKOZTA METEOROLÓGIAI FOLYAMATOK NAGYFELBONTÁSÚ MODELLEZÉSE

A mezoskálájú modellezés egyik fő feladata az, hogy a felszíni inhomogenitások légköri hatásait a megfelelő felbontás mellett beépítse az előrejelzésekbe. A mezo-gamma skálán ez a hozzájárulás km-es nagyságrendű meteorológiai folyamatokat jelent. Az alsó határfeltétel mind horizontális, mind vertikális irányban is lehet inhomogén. Első esetben a különböző fizikai tulajdonságokkal rendelkező felszínek egymás mellé kerülése, a másodikban a felszín magasságának térbeli változása okozza a nagytérségű folyamatokba ágyazott anomáliákat.

Az eltérő felszíni típusok keltette folyamatok mozgatórugója az, hogy a különböző tulajdonságú felszínek sugárzási egyenlege, valamint hő- és nedvességháztartása is különböző, így a légkör alsó néhány km-es tartományában eltérő rétegzettségű állapotot generálnak. Távolról nézve ezek a légoszlopok egymás mellé kerülve erősen baroklin rétegződést alakítanak ki, azaz az állapotváltozók (nyomás, sűrűség, stb.) egységfelületei nagy szögben metszik egymást. Bjerknes-tételének értelmében ez a cirkuláció időbeli fejlődését eredményezi, így jönnek létre például a beépített terület és környezete vagy a vízfelszín-szárazföld határán kialakult zárt cirkulációk.

A domborzat térbeli változása viszont homogén felszín jelenlétében is összetett hatást fejt ki a meteorológiai folyamatokra. Erős áramlás mellett inkább a felszín geometriája a meghatározó, azaz az orográfia egyenetlenségei szélesatornák, össze- és szétáramlási területek rendszerét alakítja ki. Gyenge alapáramlás esetén azonban a termikus kényszerek kerülnek előtérbe, ha a sugárzási meghajtás megfelelően nagy. Itt arról van szó, hogy egy adott magasságban egymás mellé kerül egy a felszínhez viszonylag közel és távol eső légelem. Emiatt szintén kompenzáló mozgások indulnak meg, amelyeket végső soron a nyomási mező nemhidrosztatikus része idéz elő. A lejtőszél egyszerű dinamikai leírása ezen alapul.

Sokszor érdekes lehet azt is megvizsgálni, hogy a nagyobb környezetétől jelentősen eltérő felszín felett a szélmezőben és az állapothatározó-mezőkben milyen anomáliák alakulnak ki, így például a mezo-gamma skálán elvárjuk a városi hősziget jelenség, vagy a nagy érdességű felszín feletti szélmező turbulens részének megjelenését.

Numerikus kísérleteink első csoportja ezen gyenge, mezo-gamma skálájú folyamatok modellezésére irányulnak. Olyan példák ezek, amelyek hatása még a mezo-alfa skálán sem jelenik meg, így az ilyen szintű (numerikus) előrejelzésekben nem is szerepelhetnek. Helyileg azonban az időjárást az ott élők számára jelentős mértékben képesek módosítani.

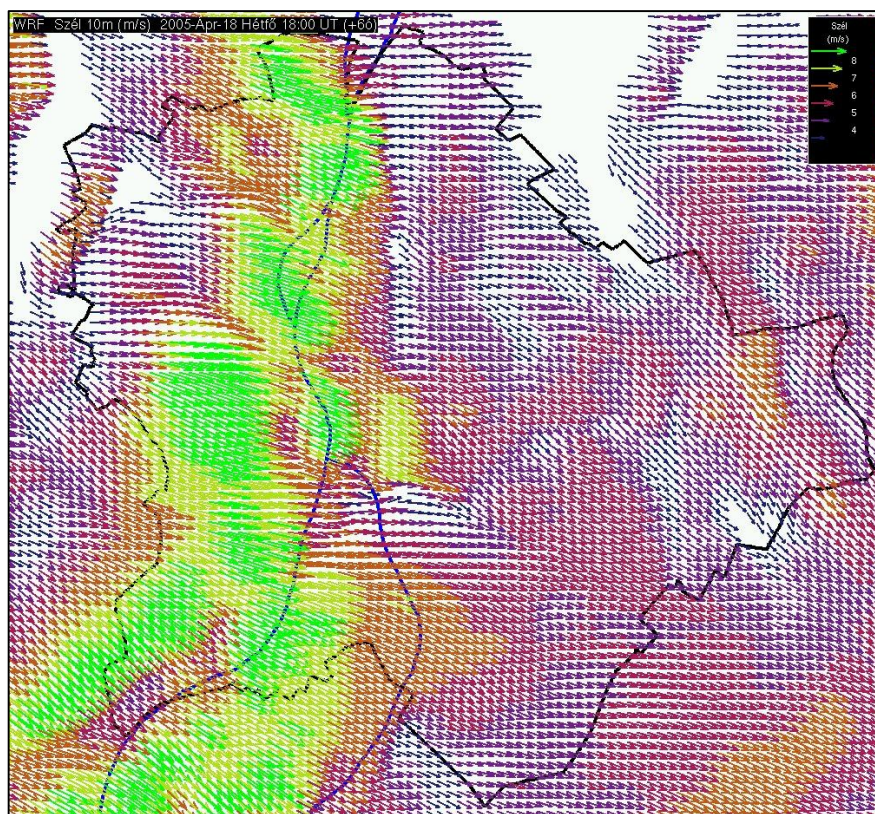
4.1. Városhatás, összetett cirkulációs rendszerek

A beépített felszín hatásának fizikai háttere a felszín környezetétől élesen különböző sugárzási hasznosításában, vízháztartásában és érdességében rejlik. A városi felszín albedója néhány %-kal kisebb, mint a növényzettel borított felületek zömére vonatkozó érték. Ez a beérkező rövidhullámú sugárzás felszín által elnyelt részének növekedésével jár. Ezzel együtt a hosszuhullámú kisugárzás maximális tartományában – a WRF-ben 9 μm -nél – a városi felszín mintegy 10%-kal több energiát ad át a légkörnek. Ezt az emisszivitási együttható számszerűsíti. A két effektus együttesen azt eredményezi, hogy a hőmérséklet napi menete nagyobb amplitúdójú lesz a környezeténél. Ezt viszont jelentősen módosítja a mesterséges felszín nagy hőkapacitása, ami a kisugárzási időszakban – főként nyáron – jelentősen mérsékli a felszínközeli rétegek lehülését. Ennek az is a következménye, hogy a kisugárzási inverzió a város felett általában vékonyabb rétegben alakul ki, majd a besugárzás megindulásával hamarabb szakad föl. A felszín érdességi paramétere értelemszerűen jóval nagyobb a természetes felszínek zömére jellemző értéknél, ami azontúl, hogy fékezi az alapáramlást, jelentős hatással van a vertikális hőátvitelre is. Az alsó légrétegek vízháztartását meghatározza a felszín rendelkezésre álló víztartalma, amely a városban jóval kisebb, mint a növényzet, avagy csupasz talaj esetén. Ez azt fejezi ki, hogy a mesterséges elvezetés következtében a lefolyás sokkal több vizet vezet el, mint amennyit az amúgy melegebb felszínről meginduló gyorsabb párolgás visszajuttatna a légkörbe. A WRF-modell ezen szempontok alapján tesz különbséget a városi felszín és környezete között.

Ha gyengék a nagyléptékű légáramlások, akkor az előzőek szerint a beépített terület általában melegebb a környezeténél, amely egy konvektív feláramlást és a magasabb légrétegekben egy szétáramlást indít el. A felemelkedő levegő pótlására a külső területek felől egy befelé tartó áramlás alakul ki a felszín közelében. Ezt a befelé tartó áramlást városi szélnek, míg a teljes áramlási rendszert hősziget cirkulációnak nevezzük.

Numerikus kísérleteinket két időjárási helyzetre végeztük el. Választottunk egy erős alapáramlású, ugyanakkor gyenge besugárzású esetet, és ennek ellenpéldájaként egy erős besugárzású, gyenge alapáramlású helyzetet is.

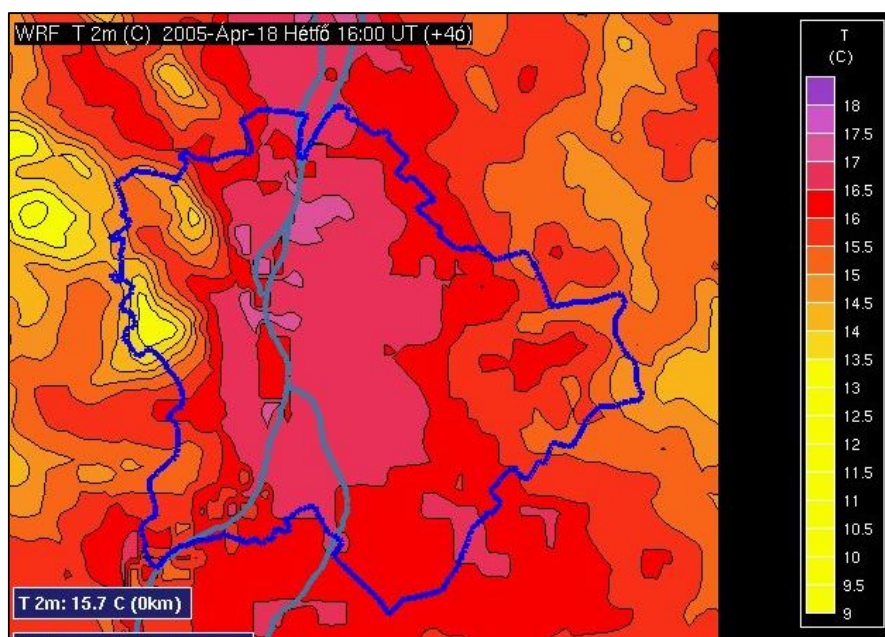
2005. április 18-án hazánk időjárását egy már több napja a közelünkben elhelyezkedett ciklon alakította. Az Északi-középhegység térségében többfelé alakultak ki heves zivatarok, de zápor többfelé előfordult az országban. A fővárost a késő délutáni órákra érte el a hegyekben kialakult csapadéktömb, addig a többnyire erősen felhős égbolt mellett mérsékelt, ÉNy-i alapszélben 17 fokig melegedett fel a levegő a pestszentlőrinci észlelőállomáson. Ilyen meteorológiai viszonyok között várjuk legkevésbé azt, hogy a városhatás szignifikáns legyen. Éppen ezért kíváncsiak voltunk arra, hogy milyen módon kezeli a modell ezt a gyenge triggerhatást. Ebben az esetben az erős szinoptikus és gyenge felszíni kényszerek miatt két beágyazott nestet használtunk (a 9. ábrán látott elrendezésben), a legfelső domain felbontása 560 m volt.



13. ábra. 10 m-es szélmező az 560 m-es felbontású nesten 2005. április 18-án 18.00. UTC-re vonatkozóan.

Az előrejelzett 10 m-es szélmező (13. ábra) elsősorban a domborzati hatások függvénye. Érdekes, hogy a szél a hegyek luv oldalán rendszerint lelassul, az átellenes lejtőkön pedig felgyorsul, holott azt is várhatnánk, hogy a csúcsok közelében fúj a legerősebben. Emellett a Duna völgyében tapasztalható szélerősödés, ugyanakkor fordulás nem, így ez inkább a hegyekről lefújó szél tehetetlenségének köszönhető, semmint a medencehatásnak. A városi felszín legnagyobb sűrűségű részére érve (Pest) a szél lelassul, de ez inkább a sík felszínnek köszönhető, semmint a városhatásnak. Az viszont egyértelmű, hogy a szélmező sokkal változékonyabb a városi felszín felett, mint azon kívül, például a délkeleti területeken.

Az előrejelzett 2 m-es hőmérséklet mezőjét (14. ábra) tanulmányozva is elsősorban a tengerszint feletti magasság szerinti változékonyságot látjuk. Emellett viszont még ebben a gyenge besugárzási helyzetben is megjelenik egy gyenge hősziget a város felett. Sőt, szerephez jut az alapáramlásból adódó hőszállítás is, amely a belváros feletti kissé melegebb levegőt DK-i irányba szállítja.



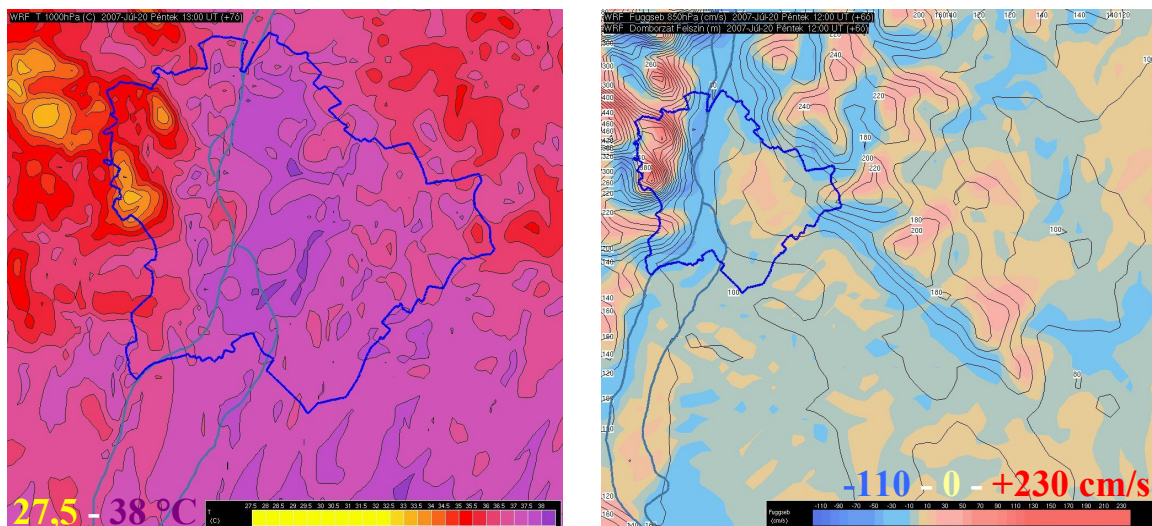
14. ábra. 2 m-es hőmérsékleti mező az 560 m-es felbontású nesten 2005. április 18-án 16.00. UTC-re vonatkozóan.

Az elvárásoknak megfelelő előrejelzésben a legfontosabb új elem a városon belüli részletes meteorológiai mezők előállítása, amely tartalmazza az orográfia km-es nagyságrendű elemeinek hatását, a Duna-völgyét, valamint a Pesti-síkság beépített és természetes felszínű részei közötti áramlásbeli különbségeket.

Az erős besugárzás melletti időjárási helyzetre két konkrét példát tekintünk. 2009. augusztus 31-én zavartalan besugárzás mellett a gyenge keleties alapáramlásban 23-26 fokig melegedett a levegő a fővárosban és környékén, míg 2007. július 20-án a szintén zavartalan besugárzás mellett Pestszentlőrincen 41 fokig emelkedett a hőmérséklet.

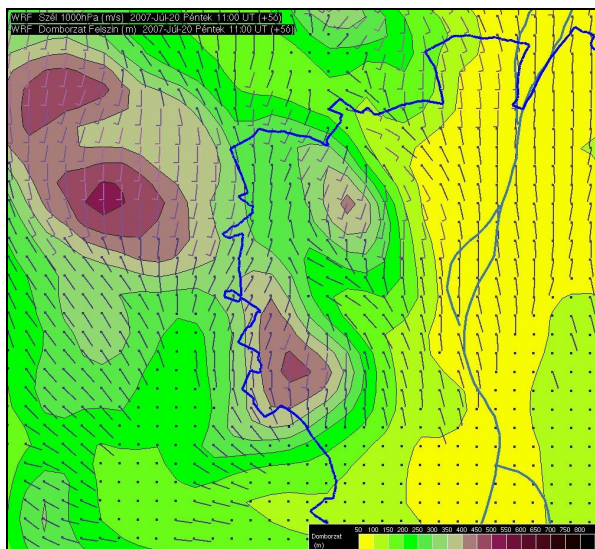
A gyenge szinoptikus kényszerek miatt itt két domaint használtunk, a külső 2,5 km-es felbontással, míg a belső 500 m-es rácsávolsággal rendelkezik.

A nest eredményei tartalmazzák a besugárzási időszakban megjelenő város feletti éles hőszigetet, és az ahhoz kapcsolódó – orográfától független – gyenge feláramlási mezőt. (15.a.-15.b. ábra). Azt látjuk, hogy a legmelegebb területek a belváros körüli sávban helyezkednek el (belső lakóhelyöv), amit a modell azáltal tudott figyelembe venni, hogy ezeken a részeken a legnagyobb a városi paraméterekkel rendelkező felszín térbeli sűrűsége.

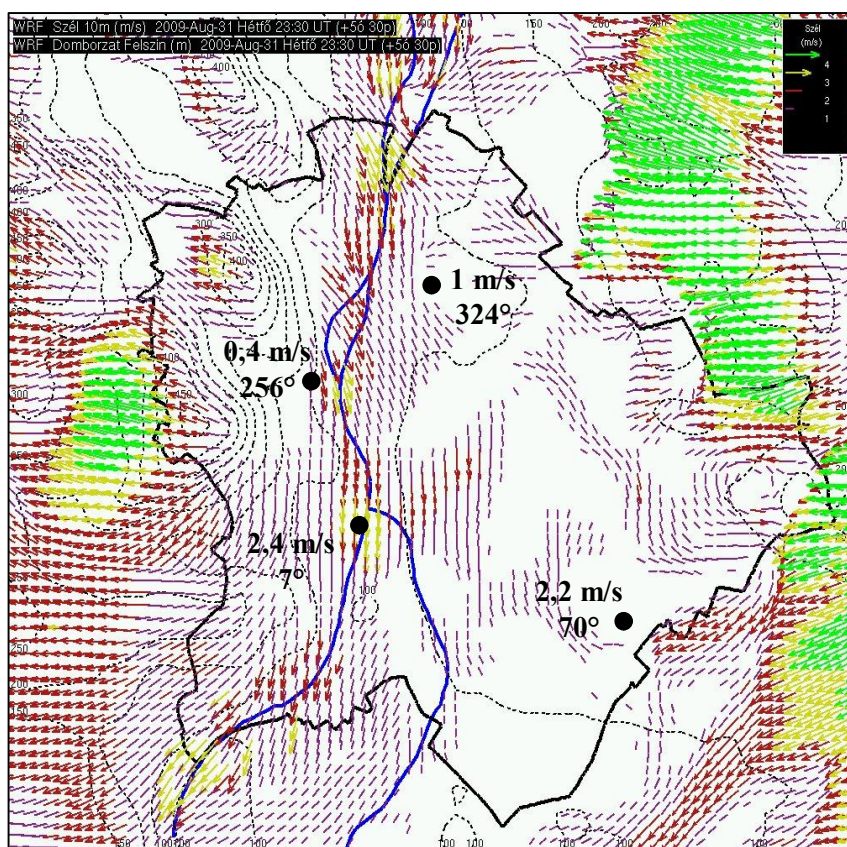


15.a.- és 15.b. ábra. Előrejelzett 1000 hPa-os hőmérséklet, 925 hPa-os vertikális sebesség (a skálahatárokat feltüntetve) és domborzat (vékony vonalak) 2007. július 20. 13.00. és 12.00. UTC-re vonatkozóan.

Nagyon fontos eredmény, hogy a hazánkban eddig részleteiben még nem modellezett gyenge, összetett mezo-gamma skálájú cirkulációs rendszer, a hegy-völgyi cirkuláció ezen a felbontáson már elemeire bontva megjelenik. Nappali megnyilvánulását a 16. ábrán láthatjuk, azaz megfigyelhetjük a hegyek lejtőjén felfelé, a völgyekbe pedig a befelé fújó szélkomponens jelenlétét, például a János-hegy, vagy a Hűvösvölgy területén. Az éjszakai órákban mindez fordítva játszódik le, a 17. ábra szemlélteti a hegytetőkről a völgy felé, majd onnan kifújó szélkomponens dominanciáját.



16. ábra. Domborzat (színezés) és előrejelzett 10 m-es szélmező (0-3 m/s közötti értékek) 2009. augusztus 31. 11.00. UTC-re vonatkozóan.



17. ábra. Domborzat (vékony szaggatott vonalak) és előrejelzett 10 m-es szélmező 2009. augusztus 31. 23.30. UTC-re vonatkozóan. Feltüntettük az OMSZ 4 budapesti mérőállomásának a szélességre és a szélirányra vonatkozó adatait.

A Duna áramlásmódosító hatása és a város feletti átlagszél csökkenése ebben az időjárási helyzetben megjelenik, a gyenge áramlás miatt még határozottabban. Különös figyelmet érdemel a Duna mentén kialakuló, az alapáramlás irányától teljesen eltérő irányú szélcsatorna, amely részleteire bontva modellezhető. A felszíni érdesség ugrásszerű változásai pedig vertikális tengelyű, mezo-gamma skálájú örvényeket is kitermelnek, amelyek a megnövekedett sűrűlódás miatt alakulnak ki ott, ahol a horizontális szélnyírás hirtelen megugrik (pl. város határa).

A már-már örökzöld kutatási téma, a városklíma-modellezés egyik alappillére minden bizonnyal a légköri viszonyokat leíró kiindulási feltételek jó minősége. Ezeket a feltételeket nemcsak nyers – és emiatt valószínűleg nehezen kezelhető – mérésekből származtathatjuk, hanem egy nagyfelbontású meteorológiai modell által számolt állapothatározó-mezőkből is. Ráadásul így lehetőségünk van több, egymástól élesen eltérő időjárási helyzetben, más évszakban és más környezeti paraméterek mellett is megvizsgálni az épített környezet hatásait, sőt, a környezetben végbemenő változások városra gyakorolt hatásait is. Az eredmények tükrében elmondhatjuk, hogy a WRF-modell képes arra, hogy megbízható kiindulási feltételeket adjon olyan modelleknek, amelyeket még kisebb skálákra fejlesztettek ki, például utcamodellek, vagy lokális skálájú légszennyezés-terjedési modellek. Emellett meteorológiai szempontból is megalapozott hatástanulmányok elkészítéséhez is segítséget nyújthat a modell, tekintve a rugalmas felszínhasználati beállítási lehetőségeket.

3.2. Tavi cirkuláció és orográfia kölcsönhatásai: a Balaton és környezete

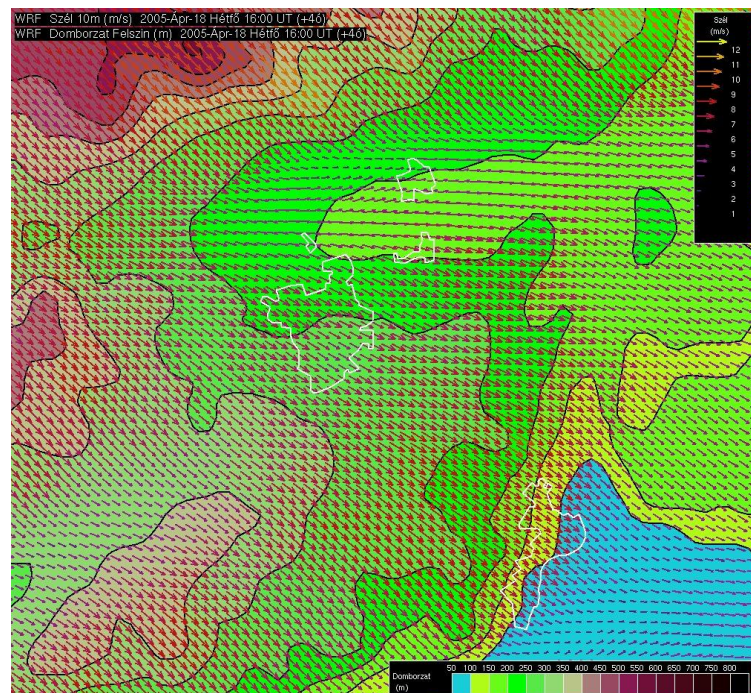
A Balaton és a Bakony térségében a tavi cirkuláció és az orográfia finom kölcsönhatásainak eredményeképpen lokálisan szignifikáns időjárási helyzetek jöhetnek létre. Ezért a terület különösen alkalmas a WRF-modell finomstruktúrára való érzékenységeinek tesztelésére.

A tavi cirkuláció kialakulása az eltérő hőháztartású vízfelszín és szárazföld feletti légrétegek baroklin rétegződésére vezethetők vissza. A nappali órákban a felszín közelében a víz felől, éjjel pedig a víz felé fúj a szél. A tó felett kialakuló leáramlás szükségszerűen erős inverziós rétegződést indukál, amelyet hidegdómnak nevezünk, ugyanis kellő nedvesség jelenlétében ez a réteg kupola formájában megfigyelhető. Az ideális esetet módosító tényezők közül legfontosabb az orográfia, amely elsősorban azt határozza meg,

hogy a parton milyen távolságra nyúlik be a parti szél frontja. Például, ha van egy tóra merőleges, hegyekkel körülvett völgy, vagy medence, amelyen keresztül a külső áramlás sebessége feltétlenül megnő, hamar elnyomhatja a parti szelet. Északias áramlás esetén a Balatonnál ilyen hely a Szigligeti-öböl. Ugyanakkor a viszonylag egységes hegyvonulat pozitív visszacsatolást eredményez, hiszen a besugárzási időszakban eleve a megnő a lejtőn felfelé irányuló szélkomponens. A másik tényező az orográfia keltette konvekció jelenléte. Ha ugyanis túlzott mértékben jelenik meg gomolyfelhőzet, a part felmelegedése gyengül, így csökken a hőmérsékletkülönbség a két terület között. Ehhez kapcsolódik az is, hogy a tó fölött kialakuló hideg légpárnára felsikló melegebb levegő besodorja ezeket a konvektív rendszereket. Ezek turbulens örvények formájában jelennek meg, amelyek fokozottan alkalmasak arra, hogy egészen a tó felszínéig feltörjék az inverziót, és lekeverjék a meleg levegőt.

A mezoskálájú modellekkel km-es nagyságrendű felbontást használva már sokszor modellezték sikeresen a parti cirkulációt. Arra azonban eddig nem volt példa, hogy az ebbe ágyazott lokális hatásokat is megpróbálják előrejelezni, amelyeket csak az orográfia és a felszínhasználati tulajdonságok nagy felbontású figyelembevételével tesz lehetővé.

Kísérleteink során megvizsgáltuk a Balaton és környezetének viselkedését erős alapáramlás jelenlétében és markáns nagytérségű hatásoktól mentes nyári helyzetben is.



18. ábra. Domborzat és előrejelzett 10 m-es szélmező 2005. április 18-án 16.00. UTC-re.

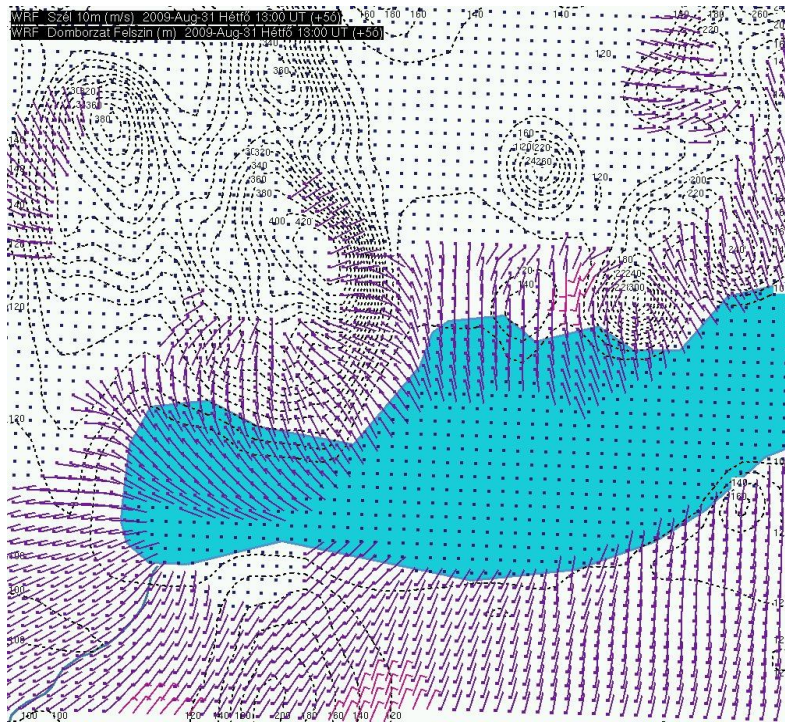
2005. április 18-án az egész közép-dunántúli térséget ÉNy-i irányból fújó erős szél jellemezte. A *18. ábrán* főként a finom domborzat áramlasmódosító hatásait figyelhetjük meg ebben az időjárási helyzetben. Kiemelendő, hogy a lejtőkön erősödő szél mellett megjelenik a völgyekben a szél fordulása és gyengülése is, amely az orografikus akadályok következtében létrejövő konvergenciák eredménye. Kisebb felbontáson ez nem jelenik meg, pedig gyakorta érezhető irányváltást jelent az ott élőknek. Megjelenik a nagyobb települések fokozott felszíni érdessége miatti szélgyengülés is, ahogy ezt például Veszprém fölött látjuk. A Balatonra lebukó szél észrevehetően gyengül és fordul, de ez itt a működésbe lépett tavi cirkuláció áramlasmódosító hatásának köszönhető.

Vizsgálatokat végeztünk egy erős besugárzású, nagyskálájú kényszerektől mentes időjárási helyzetben is.

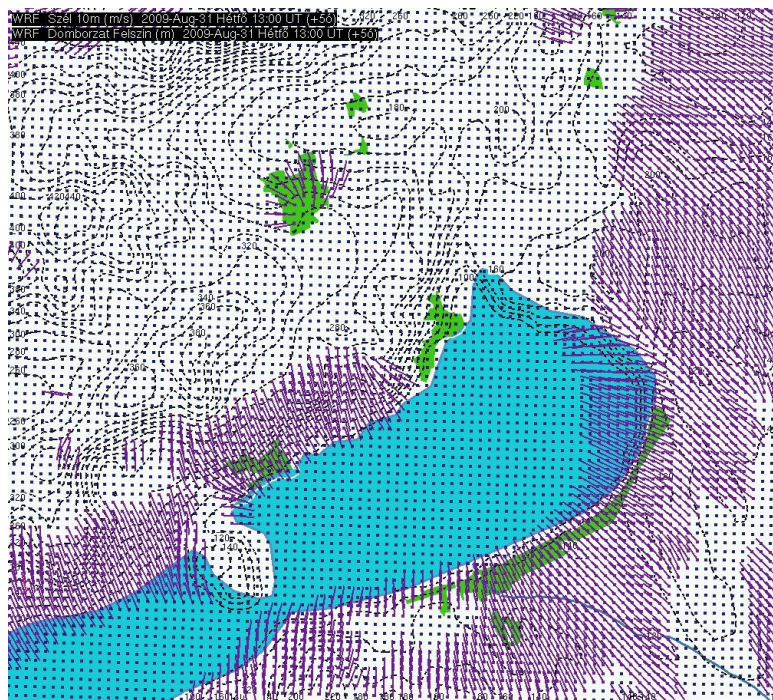
A 2,5 km-es felbontású mother-domain eredményei már tartalmazzák a lejtőszél és a parti cirkuláció jelenlétét. Az 500 m-es felbontású nesten viszont ezek finomstruktúrája és kölcsönhatásai is tanulmányozhatók. A *19.a. ábrán* a Balaton nyugati medencéjének jellegzetes áramlási viszonyai fedezhetők fel.

A Keszthelyi-öböl térségében gyakorta tapasztalható szélgyengülés, ha a tavi cirkulációhoz szükséges szinoptikus körülmények fennállnak. Alapáramlás híján a jelenség az összeszűkülő tófelszín feletti divergenciának köszönhető, amely abból származik, hogy a levegő a partoknál található kiemelkedések lejtőire gyorsabban áramlik fel, mint másutt. A szétáramlás helyére kelet felől kompenzáló áramlás indul meg, aminek egy része kifut a nyugati partra is.

A térség egyik kulcsfontosságú területe a Szigligeti-öböl, illetve a vele szemben lévő déli partszakasz. A Keszthelyi-hegység és a Bakony közti Tapolcai-medence szélcsatornaként működik, északi, északnyugati áramlás esetén rendszerint Szigliget, illetve a túlsó parton, Balatonmáriafürdő környékén mérik a legerősebb szeleket. Gyenge áramlási helyzetben a parti szél tud megerősödni a Szigligeti-öbölben, az általa létrehozott ál-hidegfront messzebb be tud törni a szárazföld fölé. A nagyfelbontáson az 1 km-es rácssűrűségű domborzati adatok teljesen kihasználhatók, így modellezhető a tanúhegyek termikus és dinamikus áramlasmódosító hatása is.

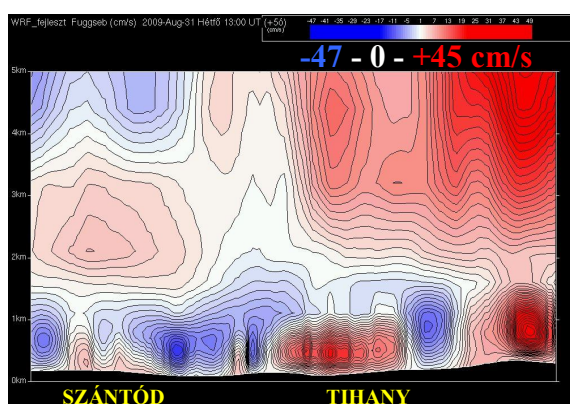


19.a. ábra. Előrejelzett 10 m-es szélmező (0-2 m/s közötti értékek) és domborzat (szaggatott vonalak) 2009. augusztus 31. 13.00. UTC-re vonatkozóan.

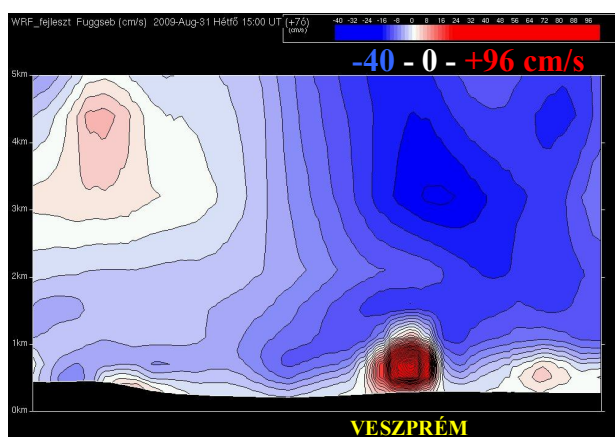


19.b. ábra. Előrejelzett 10 m-es szélmező (0-2 m/s közötti értékek) és domborzat (szaggatott vonalak) 2009. augusztus 31. 13.00. UTC-re vonatkozóan, zöld színnel a városokat jelölve.

A Balaton keleti medencéjének környezetében is sok új elemet tartalmaz a nest előrejelzése (19.b. ábra). Az egyik legfontosabb a Tihanyi-félsziget termikus és dinamikus kényszerének modellezése. A parti szél a félsziget felé fújó komponenssel módosul mindkét oldalon, így a félsziget felett, illetve kissé északabbra talajközeli konvergencia alakul ki. A konkrét példában ez 40 cm/s-ot jelent, amely a légkör alsó 1 km-es rétegébe koncentrálódik (20.a. ábra). Ez a hatás segíthet az alsó légrétegekben jelenlévő gyenge konvektív gátlást áttörni azáltal, hogy a légrétegek emelkedéséhez szükséges munka egy részét a háttéremelés biztosítja. Emellett még ebben a gyenge alapáramlásban is megjelenik a Tihanyi-szorosban látható szélfordulás és megnövekvő szélesség.



20.a. ábra. Vertikális sebesség függőleges metszete dél-észak irányban a Szántód–Tihany vonalban 2009. augusztus 31-én 13.00. UTC-re.

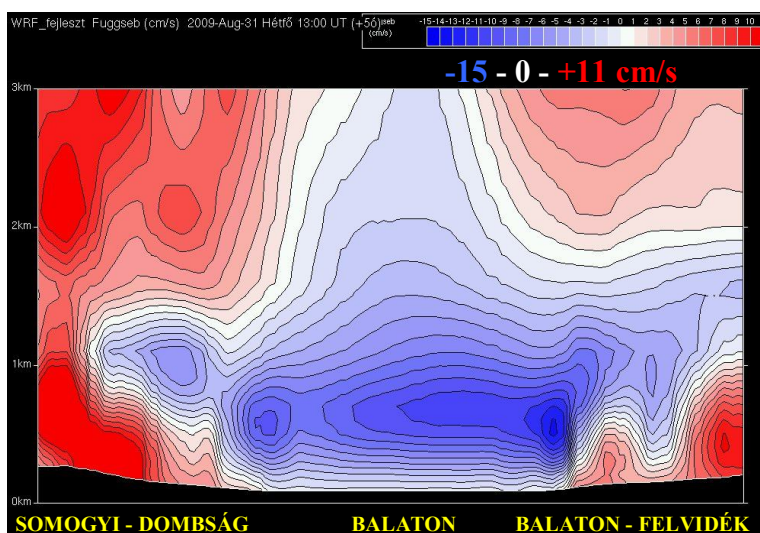


20.b. ábra. Vertikális sebesség függőleges metszete – a skálahatárokat feltüntetve – nyugat-kelet irányban Veszprémen áthaladva 2009. augusztus 31-én 15.00. UTC-re.

A nagyfelbontású modellezés eredménye az is, hogy olyan kisebb városok hatása is megjelenik, mint Veszprém. A 10 m-es szélmezőben egyértelmű konvergencia épült ki a

délutáni órákra, amely feláramlást generált. A modell szerint 1 m/s-os vertikális sebesség tartozik a városi cirkuláció központjához (20.b. ábra), amely a nagytérségű, viszonylag erős leáramlási mezőben alacsony magasságban gyorsan leengül. Kellően labilis légállapot esetén azonban ez is jelentős hozzájárulás lehet a gomolyfelhők kialakulásához.

A mezo-béta skálájú folyamatok torzítatlanul megjelennek a nesten is, de kiegészülve azok részleteivel, kölcsönhatásaival. Így a Mezőföld és a déli part térségében megjelenik az északias alapáramlás vagy a parti szél orográfia okozta megerősödése az északi parton. Ezt támasztja alá a 21. ábra is. Világosan látszik a Balaton felett kialakuló hideg dóm okozta gyenge leáramlási terület az alsó légrétegekben, míg a partok feletti feláramlási mező, azaz a leskálázás korrekt, ami esetünkben annyit jelent, hogy a mezo-gamma skálájú folyamatok összegződve torzítatlanul kiadják a mezo-béta skálájú meteorológiai állapotot.



21. ábra. Vertikális sebesség függőleges metszete – a skálahatárokat feltüntetve – a Balaton keleti medencéje felett dél-észak irányban 2009. augusztus 31-én 13.00. UTC-re.

A fejezetben bemutatott eredmények alapján azt mondhatjuk, hogy a WRF-modell alkalmas a mezo-gamma skálán való modellezésre a felszíni kényszerek időjárás-módosító szerepének figyelembevételét illetően. Annak ellenére, hogy a gyakorlatban való alkalmazáshoz ezek csak előzetes eredményeknek tekinthetők, biztató, hogy képesek vagyunk modellezni a Balaton környéki területek km-es nagyságrendű felszíni változásaiból fakadó kiskálájú folyamatokat, mint pl. a szélcsatornák, lejtőszél, helyi összeáramlások, stb. Az eredmények tükrében a modell körültekintő tesztelése után a mostanihoz képest jelentős többletinformációt nyerhetnénk a helyi előrejelzések, veszélyjelzések elkészítéséhez.

5. MARKÁNS IDŐJÁRÁSI HELYZETEK NAGY FELBONTÁSÚ MODELLEZÉSE

5.1. Mezo-gamma skálájú konvektív folyamatok modellezése

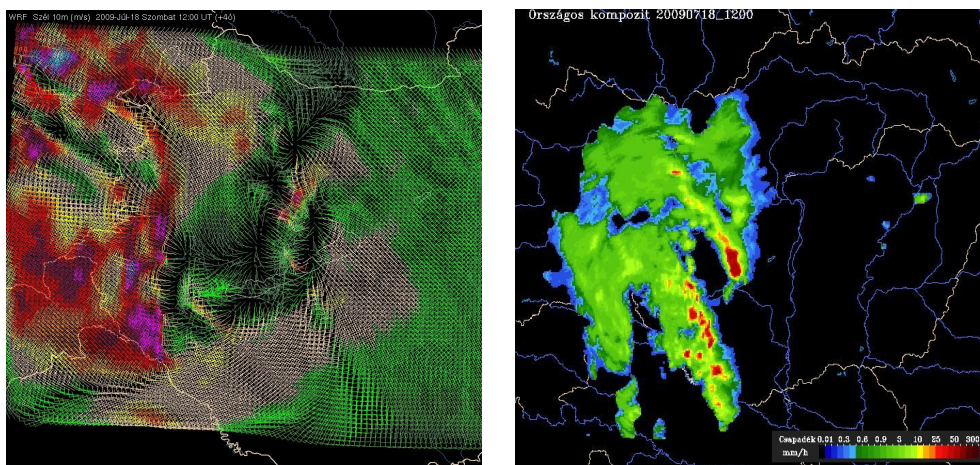
A mezoskálájú modellezés kiemelkedő feladata a legtöbb veszélyt magában hordozó légköri folyamat, a konvekció előrejelzése. A jelenség modellezéséhez arra van szükség, hogy a modell figyelembe tudja venni a konvektív folyamatok során felszabaduló látens hő, valamint a szenzibilis hő-, a momentum- és az impulzus vertikális transzportjának hatását az állapotátározó-mezők számítása során. Amíg nem volt lehetőség 10 km-nél finomabb felbontásban modellezni, a probléma egyetlen megoldása a megfelelő parametrizáció konstrukciója volt. A legegyszerűbb sémák fel- és leszálló nedvességáramokat kezelnek, és ezzel párhuzamosan módosítják a potenciális hőmérséklet profilját. Vannak olyan sémák is, amelyek a nagyskálájú vízgőzkonvergencia alapján származtatják a felhőkből kihullott csapadékot (*Jacobson, 2005.*). A cumulus-sémák hozzájárulása a felbontás növekedésével ugyan erősödik, de ez egy bizonyos határon túl minőségi változást nem fog eredményezni, ugyanis a konvektív folyamatok dinamikája hidrosztatikus légkörben nem írható le. Ezért van arra szükség, hogy egy mezoskálájú modell a dinamikai egyenletekben vegye figyelembe a vertikális gyorsulásokat, és ezzel megbontva a hidrosztatikus egyensúlyt, saját maga termelje ki a megfelelő áramlási és nyomási mezőt. Kiegészítve a modellt egy sok kölcsönhatást leíró mikrofizikai parametrizációval, lehetőség nyílik rá, hogy pusztán a felbontás növelésével a konvekció előrejelzése egyre sikeresebb legyen.

Mezo-alfa skálán (10 km-nél durvább felbontás) a modell már képes leírni az időjárási frontokat, és a ciklonokban jelenlévő szállítószalagok szerkezetét, illetve a térségünkben előforduló legnagyobb méretű zivatarrendszereket, a mezoskálájú konvektív komplexumokat. A mezo-béta skálán elvárható, hogy adott szinoptikus (mezo-alfa skálájú) kényszerek mellett modellezze a zivatarcsoportosulásokat (squall-line, zivatarvonal), illetve a skála alsó határán – 1-2 km-es felbontásnál – már a szupercellákat is.

Jelenlegi vizsgálataink arra irányulnak, hogy megmutassuk, milyen többletinformációkat szolgáltat a konvekció szempontjából a WRF-modell mezo-gamma skálán. Ehhez egy olyan összetett időjárási helyzetet választottunk, amikor egy hidegfronthoz kapcsolódó

zivatarrendszer előrejelzése volt a fő feladat, ugyanakkor már a front előtti konvergencia áramlási mezőben is realizálódott a labilitás.

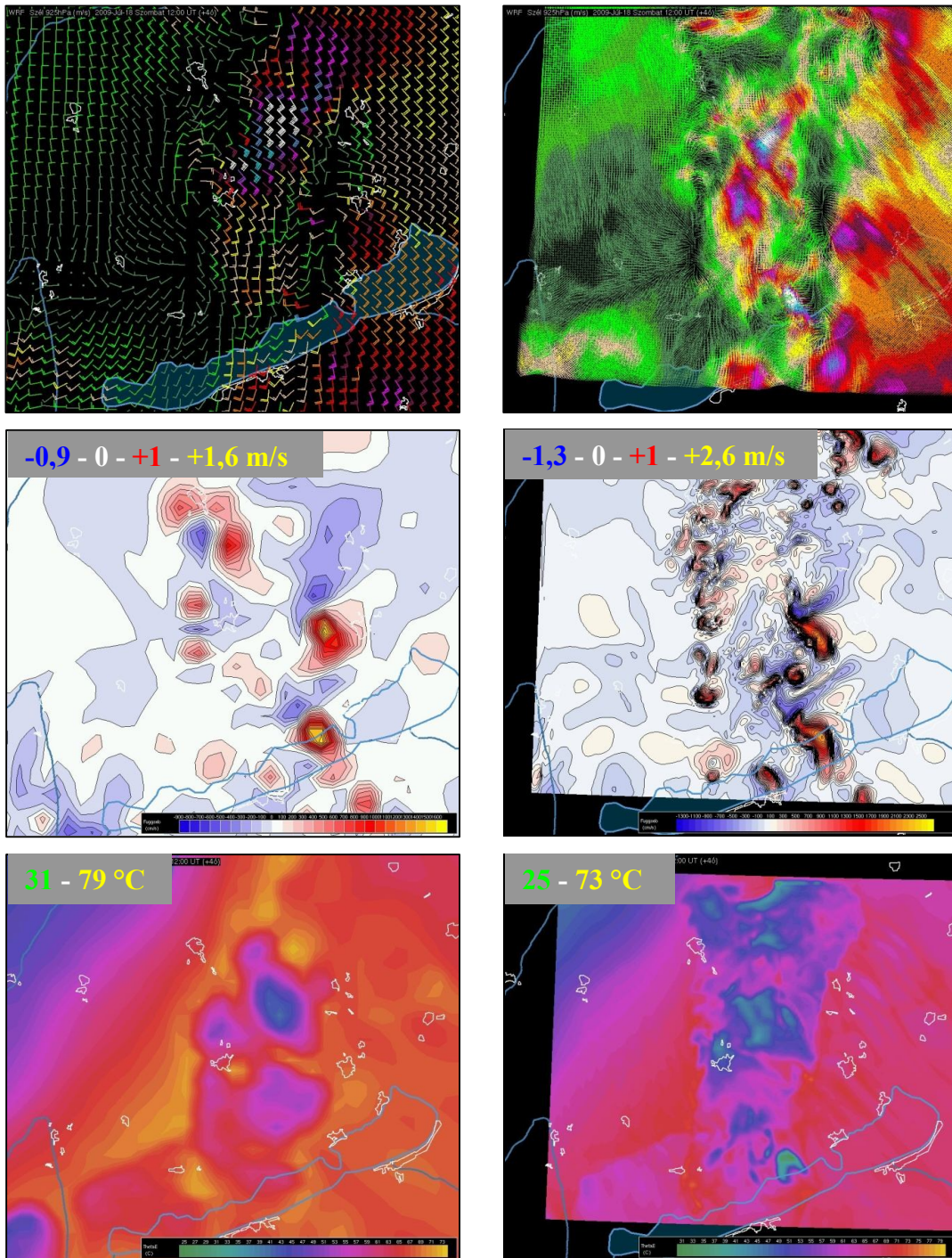
2009. július 18-án Európát egy Észak-Afrika partjaitól a Skandináv-félsziget déli részéig húzódó frontrendszer szelte ketté. Közép-Európa felett mozgása lelassult, rajta több hullám is képződött. A kialakult konfiguráció nem kedvezett olyan klasszikus mezoszínoptikai helyzet kialakulásának, mint a szlovéniai instabilitási vonal, a helyzet veszélyességét helyi hatások fokozták. Az alsó szinteken beszívargó hűvös levegő és a rendszer előtt erős déli áramlással érkező igen meleg levegő éles konvergenciazónát alakított ki a Közép-Dunántúl felett, amihez a front hullámvetése miatt jelentős vertikális szélnyírás társult. Az akadálytalan besugárzás kora délutánra a talaj közelében az említett konvergencia mentén eltüntette a délelőtt folyamán kialakult keskeny inverziós réteget, és robbanásszerűen indult be a zivatarképződés. DNy-ÉK-i irányban haladtak, heves villámtevékenységet, többfelé jégesőt produkáltak. 12.00. UTC-re a hidegfront nyugat felől utolérte ezt a zivatarvonalat, amely mentén további, heves kifutószeleket okozó zivatarok törtek ki.



22. ábra. Előrejelzett 10 m-es szélmező a modell mother-domain területén és kompozit radarkép 2009. július 18. 12.00. UTC-re vonatkozóan.

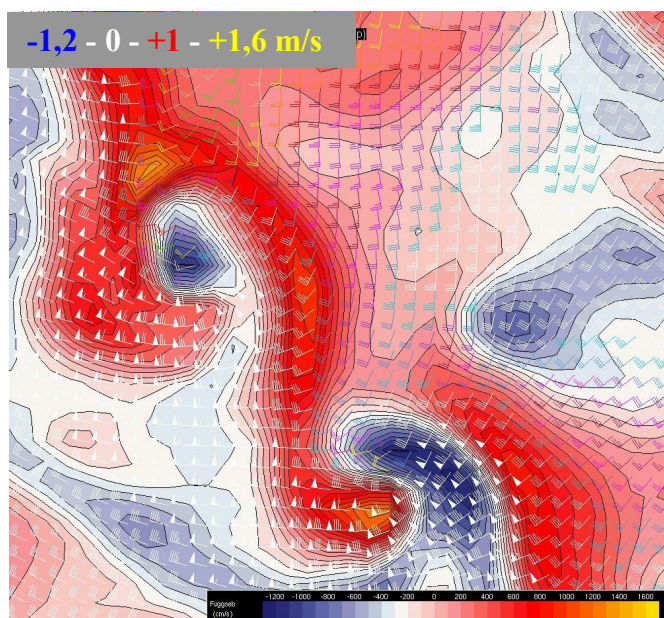
A 22. ábrát tekintve az előrejelzés sikeresnek mondható. Az időjárási helyzet modellezéséhez egy 2,5 km-es felbontású mother-domaint és egy 500 m-es felbontású nestet használtunk. A modellterületek közti megfelelő relaxációnak köszönhetően a mother-domaint kellett úgy megválasztani, hogy abban benne legyenek a konvekció kirobbanásának lehetséges helyei, különben nincs esély jó előrejelzésre. A 2,5 km-es felbontású tartomány legfontosabb feladata most az volt, hogy a hidegfront által okozott alsószintű kiáramlás és az előoldali melegadvekció határfelületét helyesen megtalálja, a

felszín sugárzási egyenlegét pedig úgy alakítsa ki, hogy a gyenge konvektív gátlás időben megszűnjön. Emellett a hidegfront érkezését is jó időben kellett visszaadnia.



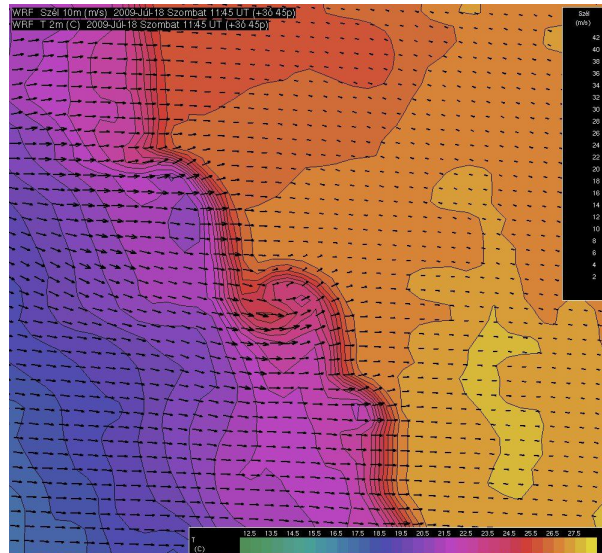
23. ábra. Rendre a 925 hPa-os szélmező, a 700 hPa-os vertikális sebesség (feltüntetve a skálahatárokat) és a 960 hPa-os ekvivalens potenciális hőmérséklet előrejelzése 2009. július 18-án 12.00. UTC-ra vonatkozóan. A bal oldalon a 2,5 km felbontású mother domain, a jobb oldalon az 500 m felbontású nest eredményei láthatók.

Ezek alapján már összehasonlíthatjuk a nesten kapott eredményeket a durvább felbontású modell eredményeivel. A 23. ábrán a 925 hPa-os szélmező összehasonlításából azt látjuk, hogy nagyskálájú mozgások finomszerkezetükben jelenik meg a nesten. A legfontosabb többletinformáció a zivatarcellák okozta be- és kiáramlási területeinek megjelenésében, illetve egymástól való elkülönülésükben van. A 700 hPa-os vertikális sebesség mezeje bizonyítja, hogy a modellezhetőség az egyedi cellák szintjére jutott el, azaz az egycellás zivatarok karakterisztikus méreteinek megfelelő fel- és leáramlási területek elkülöníthetők (24. ábra). A konvektív folyamatokat nagyon jól jellemző ekvivalens potenciális hőmérséklet mezején pedig ennek megfelelően a cellák horizontális kölcsönhatása is tanulmányozható egy adott szinten. Ez a mennyiség konzervatív a nedves adiabatikus folyamatokra nézve, azaz értékét a rendszer hő- és vízgőztartalma egyértelműen meghatározza. Egy zivatar tehát akkor tud sokáig fennmaradni, ha hosszú időn át nagy területről tud meleg, nedves levegőt (magas ekv. pot. hőm.) beszívni. A már realizálódott konvekció előrejelzését éppen ez a zivatarok közti versengés teszi még nehezebbé. A talaj közelében ilyenkor érdemes a vertikális szintek számát kissé megnövelni azért, hogy a szélnyírási viszonyok leírása minél pontosabb legyen. A zivatarcella kifutószélfrontján belüli és a környezet szélnyírásának viszonya dönti el ugyanis, hogy a kényszeremelés újabb cellák kialakulásához vezet-e vagy sem.



24. ábra. Egycellás zivatarok kölcsönhatása a 850 hPa-os vertikális sebesség mezején (feltüntetve a skálahatárokat), és a 925 hPa-os szélmezőn 2009. július 18-án 12.15. UTC-re vonatkozóan a nest területén.

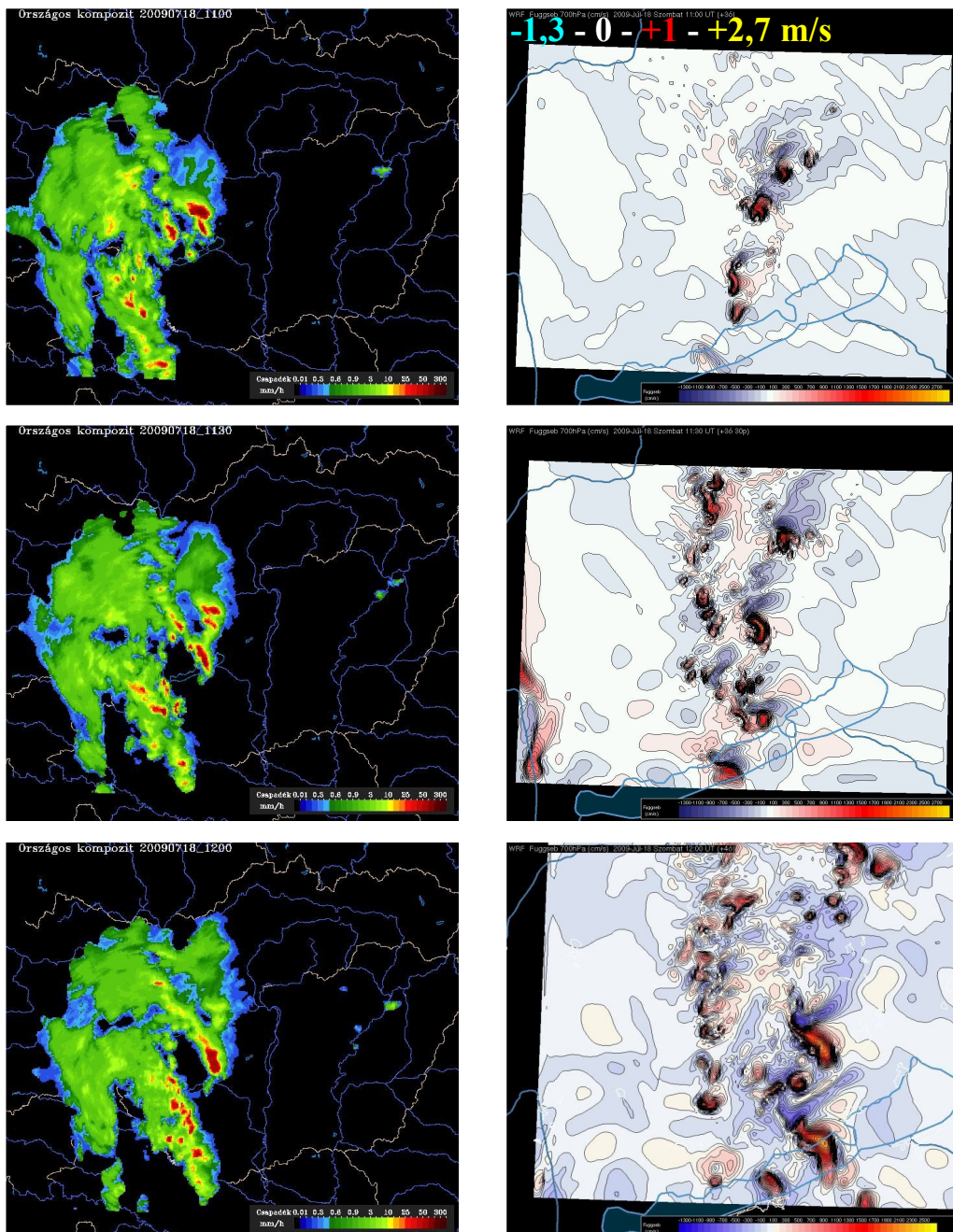
A konvektív folyamatok közül is a legtöbb veszélyt magában hordozó jelenség, a forgó zivatarok kialakulási esélyét is jobban meg tudjuk becsülni a nest segítségével. Azáltal ugyanis, hogy a nagyfelbontás következtében eljutott a modell az egyedi cellák kölcsönhatásainak leírásához, lehetővé válik a modelleredményeket a szupercellák nagyságrendjében értelmezni. Azt továbbra sem várhatjuk el, hogy a modell által adott hely pontos legyen, ha a valóságban létrejött zivatart egyáltalán ki is termelte a modell. Annak megítélésére vállalkozhatunk, hogy a modell által bizonyos elrendeződésben kialakított konvektív rendszerek egymásra várhatóan hogyan fognak hatni, azaz például adott helyről indulva merre fog mozogni egy hosszú életű szupercella, és hogyan változik az erőssége. A kérdés megválaszolásához pedig alkalmasak a nagyfelbontású állapothatározó-mezők, például az egyik legfontosabb a már említett ekvivalens potenciális hőmérséklet. De a nedvességkonvergencia is jó indikátor lehet, a kialakult zivatar erősségét pedig jól jellemzi a graupel keverési aránya. Tehát mezo-gamma skálán is az az elvárás, hogy az eggyel nagyobb nagyságrendű konvekciót kiváltó folyamatokat írja le minél pontosabban a modell, ezáltal kaphatunk jó becslést az egyedi cellák erősségére és kialakulásuk helyére.



25. ábra. A hidegfront vonala mentén létrejött instabil hullámok és vertikális tengelyű örvények a 10 m-es szélmezőben, feltüntetve a 2 m-es hőmérsékletet 2009. július 18-án 11.45. UTC-re vonatkozóan a nest területén.

A fenti jelenségeken túl néhány további veszélyes jelenség is megjelent eredményeinkben. Modellezhetők például a front vonala mentén létrejött nagy horizontális

hőmérsékleti gradiensnek és szélnyírásnak köszönhető hullámok, és a belőlük kialakuló örvények (25. ábra), amelyeket a felszínközeli súrlódás is erősít. Ezek helyén alakulhatnak ki a legerősebb szellőkések, illetve az ún. gustnadok is. Mint említettük, a hely becslésére nem vállalkozhatunk, de a fellépő örvények mennyiségétől függően a kialakulásuk valószínűségét meg lehet becsülni.



26. ábra. Bal oldalon az OMSZ kompozit radarképei, jobb oldalon a 700 hPa-es vertikális sebesség mezeje (feltüntetve a három képen egységes skálahatárokat) 2009. július 18-án rendre 11.00., 11.30. és 12.00. UTC-re vonatkozóan

Annak bizonyításaképpen, hogy a leskálázás valóban korrekt volt, tekintsük a 26. ábrán feltüntetett radarképeket és az adott időponthoz tartozó vertikális sebesség mezőket. Figyelemreméltó, hogy a nest megfogta a hidegfront előtti zivatarvonalat és magát a frontot is jó időben, jó helyen hozta be, sőt a két rendszer közti csapadékmentes terület is megjelenik. A kezdeti időpontbeli fokozott különbségek pedig nem sorolhatók egyértelműen a modell hibái közé. A Veszprém megye keleti része felett látható intenzív cella egy hosszú életű, gyorsan mozgó zivatar volt, amelyről a radarképek visszakövetésével kiderült, hogy országhatárainkon kívül keletkezett, ahova a mother-domain sem ért el. Az 500 m-es felbontású területen belül keletkezett zivatarok előrejelzése azonban összességében sikeresnek tekinthető.

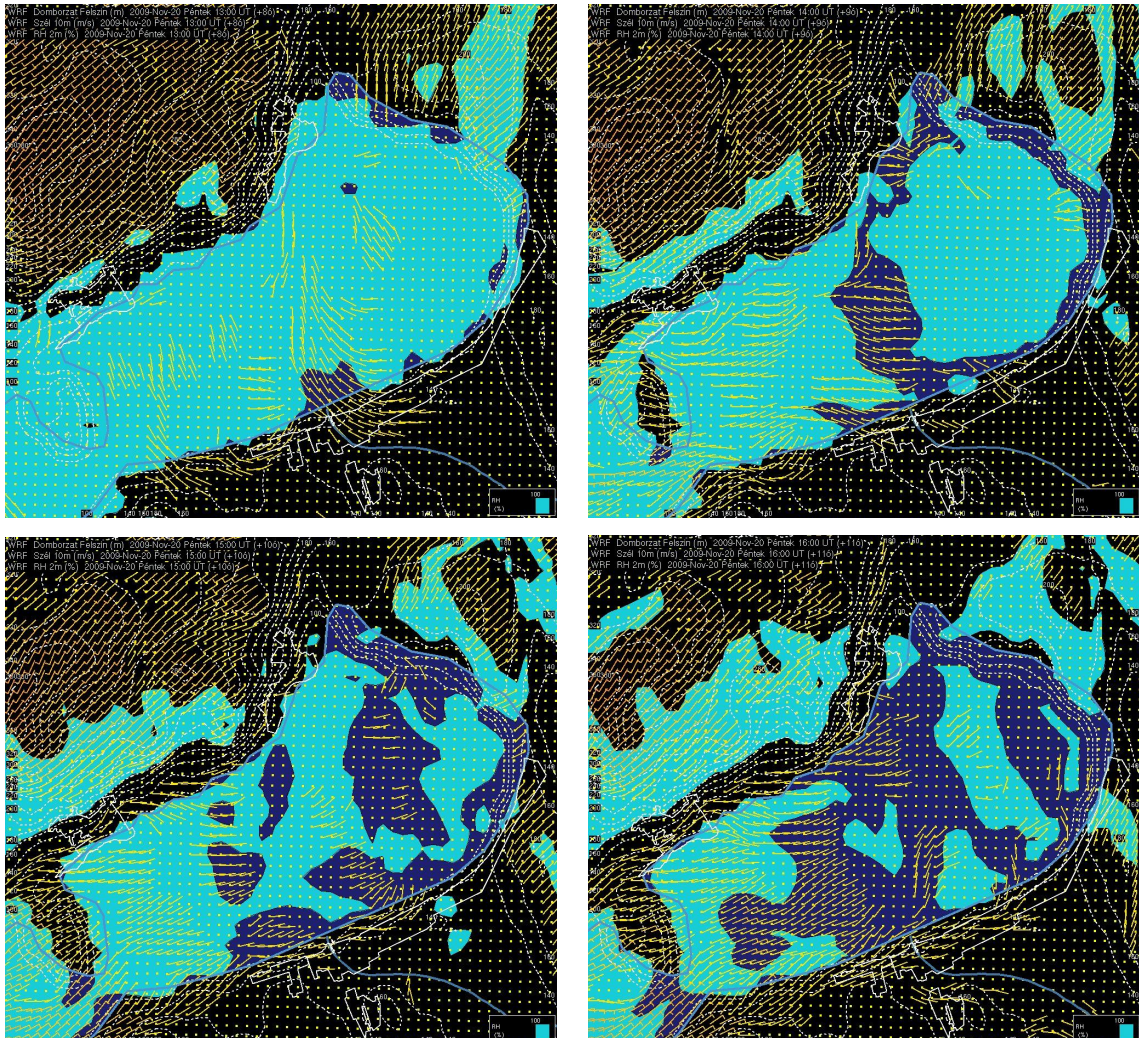
5.2. Inverziós rétegződés nagyfelbontású modellezése

A szinoptikus skálájú előrejelzések egyik legbizonytalanabb pontja az inverzió nagytérségű szerkezetének prognózisa. Ez a jelenség fizikai természetéből fakad. Miután ugyanis a szinoptikus skálájú folyamatok megfelelő helyzetet teremtettek a jelenség kialakulásához, tulajdonképpen már csak a felszíni kényszer lesz a meghatározó az inverziós rétegződés tér- és időbeli fejlődésére nézve. A mezoskálájú modellezéstől tehát javulást várunk, elsősorban a mikrofizikai folyamatok pontosabb leírása és a felszíni kényszerek fokozottabb figyelembevételé miatt. Mezo-gamma skálán arra vagyunk kíváncsiak, hogy modellezhetőek-e a legfontosabb felszíni kényszerek (orográfia hatása, város, vízfelszín, stb.), valamint az inverziós réteg 3D-s szerkezete is leírható-e.

Esettanulmányként 2009. november 20-át választottuk. A besugárzás az év ezen szakában már elegendően gyenge ahhoz, hogy kedvező szinoptikus körülmények között nagy területen, tartós köd alakulhasson ki. A hőmérsékleti rétegződés pedig valóban kedvezően alakult, hiszen 850 hPa-on hazánk felett 12-13 °C uralkodott, míg a talaj közelében ennél jóval hidegebb volt. A Kárpát-medence egészén összefüggő ködpárna ezen a napon viszont még nem alakult ki – egy nappal később már igen –, így a felszíni hatások még nagy térbeli változatossággal juthattak szerephez.

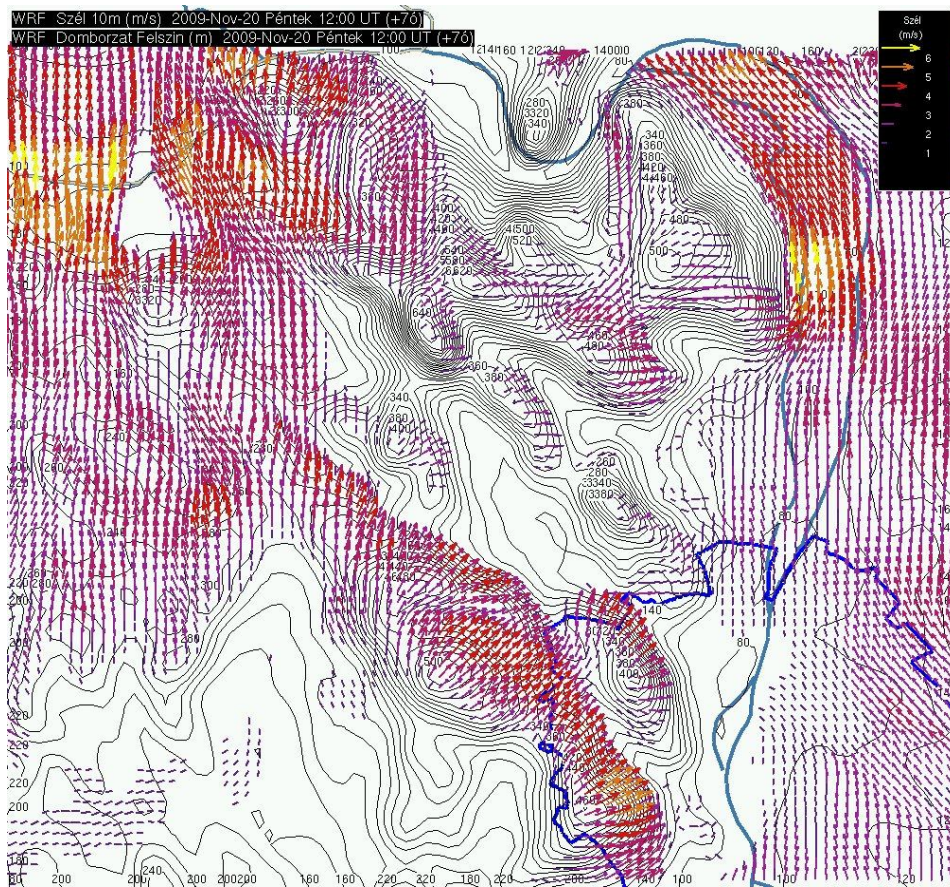
Elsőként a Balaton térségére futtattuk a modellt. A 27. ábrán a 2 m-es relatív nedvesség mezején látható, hogy a napközben kialakult telítettséghez közel eső légréteg hogyan szakadozik szét az esti órákra. Ez elsősorban annak köszönhető, hogy a köd elég vékony rétegben alakult ki ahhoz, hogy a tetejére jutó összegzett besugárzás felszakítsa. A reggeli

derültebb órákat követően délre összefüggő köd alakult ki a Balaton felett, ami elsősorban a homogén vízfelszínnek volt köszönhető. A köd felszakadását a nettó besugárzásösszeg mellett más tényezők is segítették. A Sió völgye sok esetben viselkedik egy természetes szélcsatornaként, most is megfigyelhető, hogy a Somogyi-dombság szárazabb levegőjét „összegyűjtve” alacsonyabb nedvességtartalmú levegőt szállít a Balaton fölé. A keleti medencében kettészakadt ködpárna 14.00. UTC után kezd feloszlan, amit az is segít, hogy a lenyugvó nap oldalról is melegíti. A felszakadást a szélmező sávok szerkezete is mutatja. Látható még a Balaton-felvidéken emelkedő levegő fokozatos telítődése, amely az idő előrehaladásával egyre nagyobb területen okoz ködöt a lejtőkön, ugyanakkor közvetlenül a Balaton partján az erős szélnyírású zónában mindvégig derült marad az ég.



27. ábra. 2 m-es relatív nedvesség mezeje világoskék színnel jelölve a 99 % feletti értékeket, 10 m-es szélmező (0-2 m/s) és domborzat (szaggatott fehér vonal) 2009. november 20-án rendre 13.00., 14.00., 15.00. és 16.00 UTC-re vonatkozóan.

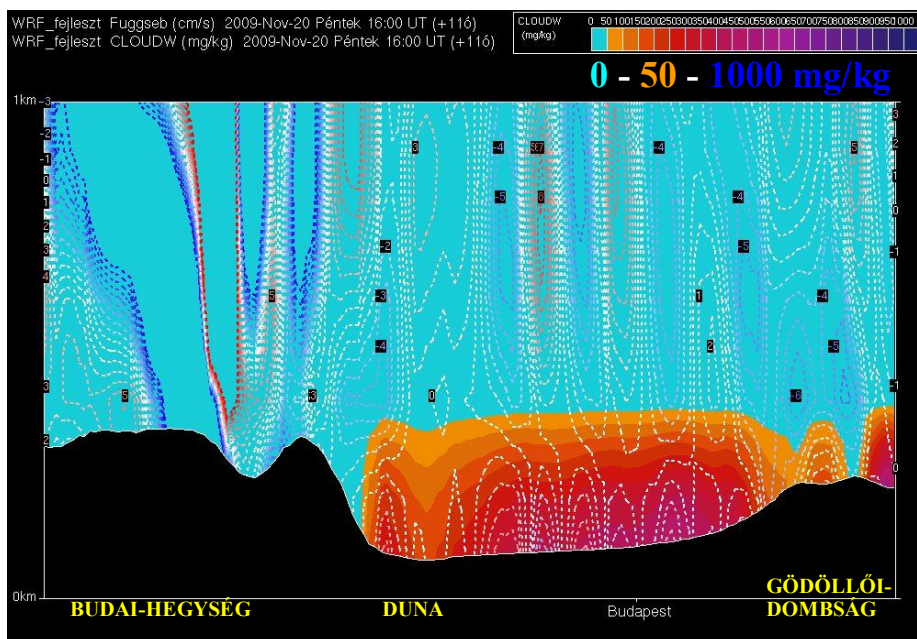
Ugyanezt az időjárási helyzetet modelleztük Budapest térségére is. Itt azonban fel kell hívni a figyelmet arra, hogy mivel a városi felszín intenzív lefolyást feltételez, a párolgás sokkal kisebb mértékű. Ennek megfelelően a levegő páratartalma a legalsó légrétegekben alacsonyabb lesz a környezeténél. Különösen a téli félévben ennek éppen az ellenkezőjét szoktuk tapasztalni, ami a megnövekedett aeroszol-koncentrációnak köszönhető. Ugyan létezik a WRF-nek kémiai alrendszere, amely intenzív fejlesztés alatt áll, de mi ezt eddig nem használtuk.



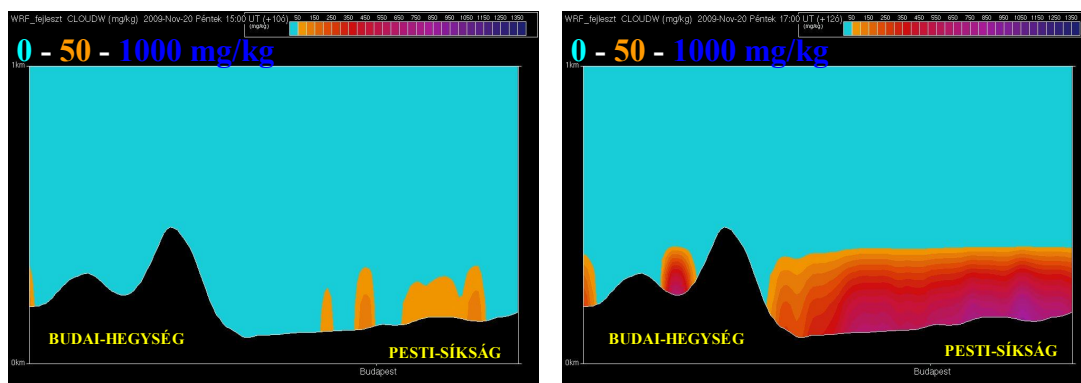
28. ábra. 10 m-es szélmező és domborzat (folytonos vonalak) 2009. november 20-án 12.00. UTC-re vonatkozóan.

A gyenge áramlási mezőben figyelemreméltó az orográfia kettős hatásának megjelenése (28. ábra). Egyrészt megfigyelhetők a völgyekben (pl. Duna) kialakuló szélcsatornák, illetve a kiemelkedések áramláseltérítő kényszere. Másrészt ott, ahol a hegyek kiemelkednek a közből, a hegytetőkön az alapáramlásnak megfelelő szélsébséget kaptunk.

A 29. ábrán érdemes megfigyelni a város fölött kialakult ködben uralkodó vertikális sebesség mezejét, amelyen látszik a ködpárna környezetétől való elszigeteltsége. Az inverziós rétegen belüli, valamint az afölötti gyenge fel- és leáramlások kialakítják a ködpárna hullámzó tetejét. Ez tipikusan néhány 100 m-es méretű jelenség, amit kisebb felbontásban nem sikerült modellezni. A 30. ábrán pedig azt látjuk, hogy az esti órákra miként hízik meg a ködtakaró a modell szerint.



29. ábra. Vertikális sebesség (szaggatott vonal) és felhőcseppek keverési arányának (színezés, feltüntetve a skálahatárokat) vertikális metszete nyugat-kelet irányban Budapestet érintve 2009. november 20-án 16.00. UTC-re vonatkozóan.



30. ábra. Felhőcseppek keverési arányának (színezés, feltüntetve a skálahatárokat) vertikális metszete nyugat-kelet irányban Budapestet érintve 2009. november 20-án rendre 15.00. és 17.00. UTC-re vonatkozóan.

Az inverziós helyzet modellezésekor célkitűzésünk elsősorban az volt, hogy a nagyfelbontású alsó határfeltételnek megfelelő nedvességi viszonyokat mezo-gamma skálán tartalmazza a megoldás, valamint a felszínközeli inverziós réteg szerkezete is tanulmányozható legyen. Mivel a köd kialakulása voltaképpen bonyolult felhőfizikai folyamat, a modell által leírható külső kényszerek csak triggerként vannak jelen a folyamatban, ezért egyáltalán nem biztos, hogy a modell által szolgáltatott állapotvektor egyértelműen meghatározza, hogy az adott állapothoz a valóságban köd tartozik, vagy sem. Másrészt már említettük a városhatás ködképződésre vonatkozó pozitív visszacsatolásának figyelmen kívül hagyását. Ezért az inverziós helyzetben egyelőre meg kell elégednünk a mezo-gamma skálájú modellezhetőség tényével is.

6. A FELSZÍNI HATÁRFELTÉTELEK ÉS A KONVEKTÍV FOLYAMATOK KAPCSOLATA MEZO-GAMMA SKÁLÁN – ÁTTEKINTŐ ÉRZÉKENYSÉGVIZSGÁLAT

Az előzőekben megmutattuk, hogy a mezoskálájú modellezés két fő feladatának mezo-gamma skálára vonatkozó megfogalmazása is teljesíthető. Azaz láttuk, hogy az alsó határfeltételek horizontális és vertikális irányú inhomogenitásaira is megfelelően reagál a modell, a nest technika sikeres működésének köszönhetően a megnövekedett alsó határfeltétel-sűrűséggel arányosan lépést tart az expliciten előrejelzett meteorológiai folyamatok dinamikája is. Emellett az adott skálán markáns és igen érzékeny időjárási jelenségek is modellezhetők, mint a konvekció vagy a talajközeli inverziós rétegződés. A szakdolgozat által kitűzött cél eléréséhez végezetül szükségesnek láttuk, hogy a két feladatot összefogva előzetes vizsgálatot végezzünk arra vonatkozóan, hogy markáns időjárási jelenség – most a konvekcióra szorítkozunk – mezo-gamma skálájú elemei milyen érzékenységet mutatnak a felszíni határfeltételek markáns változásaira. Az érzékenységvizsgálat, mint a vizsgálat tárgya kissé módosítja eddigi koncepciónkát, mivel most nem közvetlenül meteorológiai jelenségek modellezhetőségével foglalkozunk. Így az alábbiakban bemutatott eredmények egy része 2,5 km-es felbontás mellett készült, amelyekben azt keressük, hogy a mezo-gamma-skálájú folyamatok csirái hogyan jelennek meg, illetve a mezo-béta skálájú rendszerek (squall-line, prefrontális konvergenciavonal, stb.) finomszerkezete hogyan viselkedik. Ahol nestet használtunk – 500 m-es felbontással –, ott arra keresünk választ, hogy a felszín fizikai tulajdonságainak megváltozása hogyan hat vissza a mezo-gamma skálájú folyamatokra.

A szakdolgozatban markáns megváltozásra való érzékenység vizsgálatára vállalkoztunk, ennek egy megfelelő módja, ha a felszín-légkör kölcsönhatások egyik legfontosabb karakterisztikáját, a talajnedvességet változtatjuk meg.

A modellben a talajnedvesség értéke megadja az egy m^3 -ben lévő víz térfogatát szintén m^3 -ben kifejezve. Mivel a talaj termikus- és hidraulikus tulajdonságaival is sokrétű kölcsönhatásban áll, több oldalról számíthatunk visszacsatolásra, és éppen emiatt várhatóan a nedvesség kisebb megváltozása is markáns változásokat fog elindítani. Így ez a mennyiség jogos választásnak tűnik a jelen dolgozatban megfogalmazott célok eléréséhez.

6.1. Általános áttekintés

Általában igaz az, hogy a földfelszín akkor gyakorol jelentős befolyást a légköri folyamatokra, ha nagy különbségek vannak a felszín és a felette lévő levegő állapota között. Az állapot szó jelen összefüggésben a hő- és vízellátottságra utal. A földfelszín hő- és vízellátottságát pedig – változatlan besugárzási körülmények között – alapvetően a víz mozgása szabályozza. Konkrétabban a hőellátottságot a termikus és hidraulikus tényezők együttesen határozzák meg, amelyek közé a talaj porozitása, a felső, kb. 1 cm-es réteg hőkapacitása tartozik, valamint a besugárzás. A vízmérleg komponensei a bejövő oldalról a csapadék és a beszivárgás, a kimenő oldalról pedig a párolgás és a le-(el)folyás.

A szakirodalom szerint a talajnedvesség direkt hatásaként jelentkezik a már részletezett termikus- és hidraulikus tényezők megváltozása. Direkt visszacsatolások közé sorolható még az is, hogy a talaj nedvessége meghatározza a talaj albedóját is, ezáltal már a felszínre vonatkozó rövidhullámú sugárzásegyenleg is módosul (*Findell et al.*, 2002.). A talajnedvesség legfontosabb közvetett hatása a planetáris határréteg napi fejlődésére vonatkozik, elsősorban a nappali órákban. A PBL alakulását ugyanis döntően a Bowen-arány határozza meg (*Schär et al.*, 1998.), amely nem más, mint a szenzibilis és látens hőáram aránya a felszínre vonatkoztatva.

Ha konkrétan azt vizsgáljuk, hogy a talajnedvesség milyen módon hat vissza a konvekcióra, azt kell látnunk, mi határozza meg a mély konvekció kialakulását. *Hohenegger et al.* (2009) szerint a konvekció akkor kap triggeret, ha a jól kevert PBL eléri a szabad konvekciós szintet. Ennek magassága azonban elsődlegesen függ a hőmérsékleti rétegződéstől. Száraz talaj esetén nagy a szenzibilis hőáram, ami a kevert PBL gyors növekedését eredményezi, viszont ilyen alsó határfeltétel olyan hőmérsékleti rétegződést generál, amely magasra viszi az szabad konvekciós szintet (FCL). Nedves talaj esetén a látens hőáram túlsúlya miatt vékonyabb, ugyanakkor nedves PBL alakul ki, amely nem biztos, hogy eléri az egyébként alacsonyabban lévő FCL szintjét. *Haiden* (1997) és *Ek et al.* (1994) emellett azt találták, hogy a környezet rétegződésétől függően az első cumulusok kialakulását változó mértékben befolyásolja a kétféle hőáram aránya. Azaz például erősen instabil rétegződés esetén a szenzibilis hőáram szerepe sokkal fontosabb, mint a látens hőáramé, így az esetleges kisebb nedvesség sem fogja meggátolni a konvekció kialakulását, ha egyébként más feltételek teljesülnek.

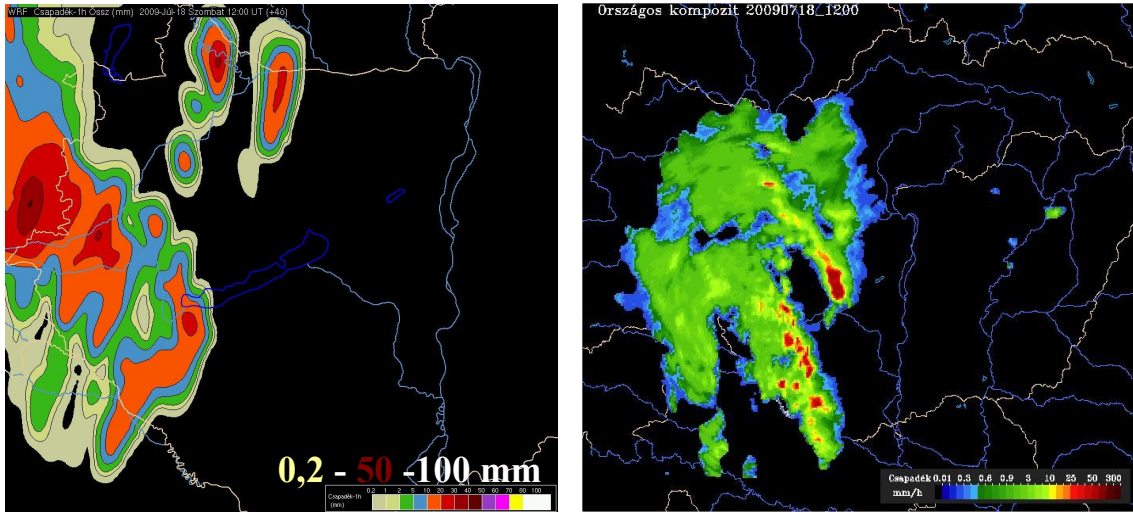
Modellezési szempontból emellett egyáltalán nem mindegy, hogy a modell analízise a nap mely részére vonatkozik, ugyanis csak a valóságnak megfelelő éjszakai PBL-ből kiindulva lehet helyes a nappali határréteg modellezése is (*Findell et al.*, 2002.).

Mindemellett ahhoz, hogy a konvekció egyáltalán beinduljon, elsődlegesen szükséges az is, hogy a felszínhőmérséklet és az alsó szintek hőmérséklete közti különbség kellően nagy legyen. A kettő közül nyilván az előző lesz változékonyabb, egyúttal az határozza meg a másodikat is. Így a feladat annak megítélése, hogy a talajfelszín hőmérsékletének időbeli változását hogyan szabályozza a talajnedvesség. A nedvesség szerepe abban is kiemelkedő, hogy jelenléte nélkül igen nagy horizontális gradiensek alakulnának ki a talaj hőmérsékleti mezejében. A nedvességadvekciónal történő hőszállítás/-elvonás ugyanis nagyságrendekkel hatékonyabb, mint a hővezetés. A vizsgálatok azt mutatták ki, hogy a talaj hidraulikus tényezőinek közvetett hatása jóval erősebb a felszínhőmérséklet alakulására, mint a termikus tulajdonságok közvetlen hatása (*Mölders*, 1999.). Így a talajnedvességre való érzékenység egyúttal a talajhőmérsékletre való érzékenység vizsgálatát is többé-kevésbé magába foglalja.

6.2. Numerikus kísérletek

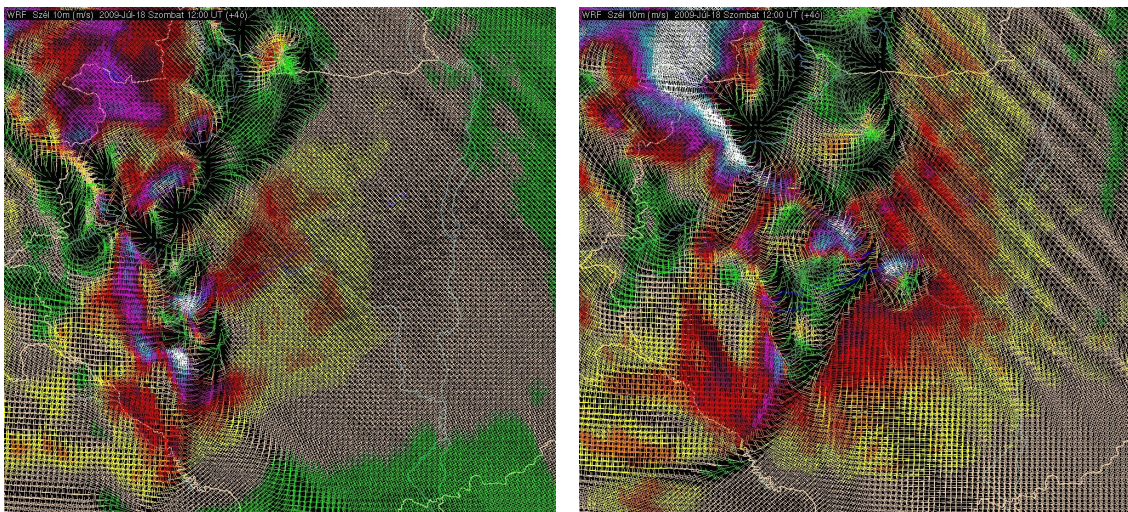
Numerikus kísérleteink során három esetet különítettünk el. A referencifuttatás mellett egy száraz és egy nedves talaj melletti kísérletet végeztünk, a többi határfeltétel (és modellbeállítás) változatlanul hagyásával. A száraz esetben a talajnedvesség értéke egységesen $0,01 \text{ m}^3\text{m}^{-3}$, a nedves esetben pedig $0,4 \text{ m}^3\text{m}^{-3}$ volt. A homogenizálással kívántuk kiszűrni az esetleges speciális területi hatásokat, amelyek a célkitűzésünk teljesítését feleslegesen elbonyolították volna. Az időjárási helyzet a már elemzett 2009. július 18-ai napra vonatkozik.

Fontos megjegyezni, hogy referencifutás során a modellt másik tartományon futtattuk ezen kísérletekhez, mint az előző fejezetben bemutatott esetben (*31. ábra*). Ennek nagy szerepe lehet ilyen markáns meteorológiai folyamatok modellezhetőségénél, mindenesetre ebben az esetben is hasonlóan sikeres előrejelzést kaptunk a már bemutatott eredményekhez képest. A sikerességhez minden bizonnyal jelentősen hozzájárult az, hogy a modelltartomány az integrálás indításától kezdve tartalmazta a konvektív eseményeket végső soron kiváltó hidegfrontot.



31. ábra. Órás összegzett csapadékmező (feltüntetve a skálahatárokat) és kompozit radarkép 2009. július 18-án 12.00. UTC-re vonatkozóan. Legfontosabb a prefrontális mély konvekció és a squall-line elkülönülése.

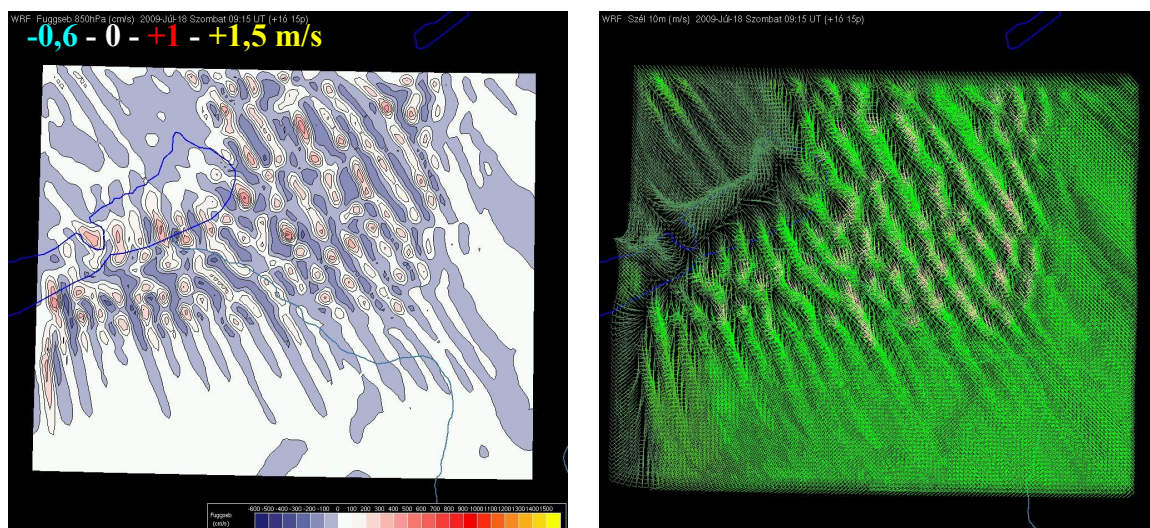
A referenciatúráshoz képest a száraz eset annak a lehetséges helyzetnek felel meg, amikor a hidegfront mentén kialakult zivatarrendszer egy hosszú idő óta csapadékmentes terület felett vonul át, valamint a melegszeletorbéli konvektív kényszerek ilyen talaj fölött kell, hogy realizálódjanak. A 2,5 km-es felbontású modelltartományon több lényegi eltérés is látszik a referenciához (változatlan talajnedvességi kondíciók) képest (32. ábra).



32. ábra. A referenciatúráshoz és a száraz futáshoz kapcsolódó 10 m-es szélmező 2009. július 18-án 12.00. UTC-re vonatkozóan, 2,5 km-es felbontás mellett.

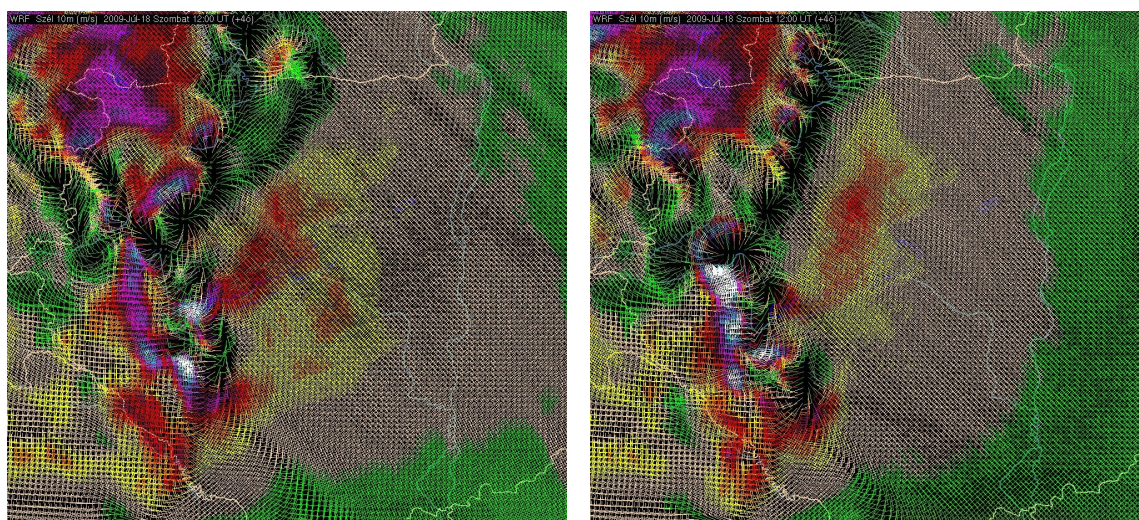
Hangsúlyozzuk, hogy a talajnedvesség változásán kívül minden egyéb modellezési körülmény változatlan volt. A 10 m-es szélmező által kirajzolt zivatarlanc – és egyben a frontvonal – a száraz esetben szemmel láthatóan gyorsabb. Mivel a makroszintoptikus körülményeket azonos módon fogta meg a két futtatás, csakis a modell skáláján lévő, mezo-béta és mezo-gamma skálájú folyamatokat kell keresni ennek hátterében. A 32. ábrán látható, hogy a front vonala mentén nem alakultak ki különálló, erős konvektív cellák, a frontvonal elhelyezkedését inkább csak orografikus hatások befolyásolták, ilyen például a Bakony visszatarató ereje. Mély konvekció hiányában a front felülete sokkal simább, így a magassági vezető áramlás erősebben érvényesül, mint akkor, ha a jelenlévő konvektív cellák a planetáris határréteg kisebb momentumát felszállítják a szabad légkörbe.

A konvekció szempontjából éppen ellentétes hatással van a talaj kiszáradása a melegszektorban, távolabb a fronttól. Itt a déli órákban kialakuló közép-dunántúli konvergenciovonal mentén erősebb cellák jöttek létre, amelyeknek a zivataros magassymása 12.00. UTC körül (32. ábra) a Kisalföld térségében kissé vissza is vetette a frontot. Erre vonatkozóan látunk egy 500 m-es felbontással készült modelleredményt az 33. ábrán, amelyből további következtetések is levonhatók.



33. ábra. Száraz talaj feletti termikképződés a 850 hPa-os szintű vertikális sebesség (feltüntetve a skálahatárokat) és a 10 m-es szél mezején 2009. július 18-án 09.15. UTC-re vonatkozóan, 500 m-es felbontás mellett.

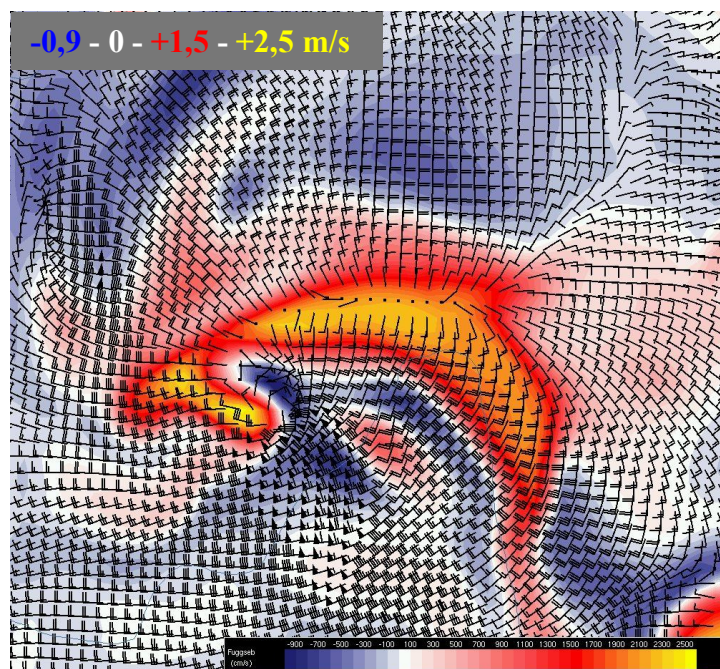
A célunk itt annak vizsgálata volt, hogy a labilis, ugyanakkor erős advekciónal kormányzott melegszeletben milyen mezo-gamma skálájú jelenségeket termel ki a modell. A mintegy négy órával a front érkezése előtti időpontban látszik, hogy az erős áramlásban kialakuló termikék fokozatosan vonalba rendeződve szívják el a környezetük levegőjét, amely jelen esetben igen meleg, viszont meglehetősen száraz volt. Ahhoz, hogy végül egyik termik sem tudott megerősödni, az is hozzájárult, hogy túl sokat termelt ki a modell ezen a kis helyen. A megfigyelések alapján az adott területen a többször megnövekvő gomolyfelhőzetből valóban nem fejlődött zivatar. A mezo-gamma skálájú modellezés egyik határához érteztünk tehát ebben az esetben, hiszen a termikék méretskálájával jutottuk el egy olyan folyamathoz, amelyeknek a modell már csak az előfordulási jellegét tudja előrejelezni, de a kölcsönhatásaikra vonatkozóan már nem tudunk semmit sem biztonságosan állítani, nem úgy, mint ahogy a szupercelláknál láttuk. Általános következtetések levonása előtt vizsgáljuk meg a nedves esetet is.



34. ábra. A referenciafutáshoz és a nedves futáshoz kapcsolódó 10 m-es szélmező 2009. július 18-án 12.00. UTC-re vonatkozóan, 2,5 km-es felbontás mellett.

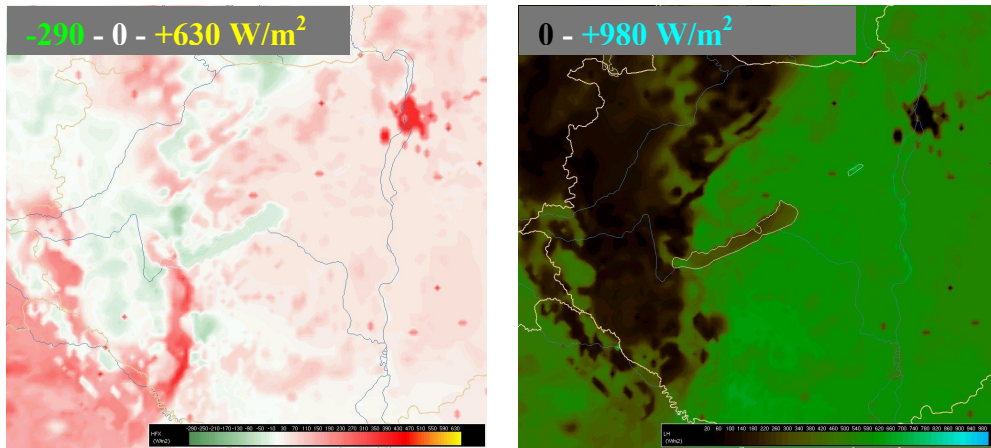
Ez fizikailag egy olyan helyzetnek tekinthető, amikor a zivatarrendszer áthaladását megelőző nap, vagy éjszaka többfelé voltak jelentősebb csapadékot adó zivatarok, így a talaj nagy területen nedves. A referenciához képest azt látjuk (34. ábra), hogy a frontvonalat tulajdonképpen egymást gerjesztő, határozott központi beáramlással rendelkező zivatarok uralják. Ilyen helyzet igen ritkán maradhat fenn tartósan, hiszen a meleg, nedves levegőért folytatott versengésben előbb utóbb kialakul a kevés győztes cella, ebben az esetben is ez történt. Az 35. ábrán a leghosszabb életű mezociklon

modellezett képe látható, finomsztruktúrájának modellezése kizárólag néhány 100 m-es felbontás alkalmazásával valósítható meg.

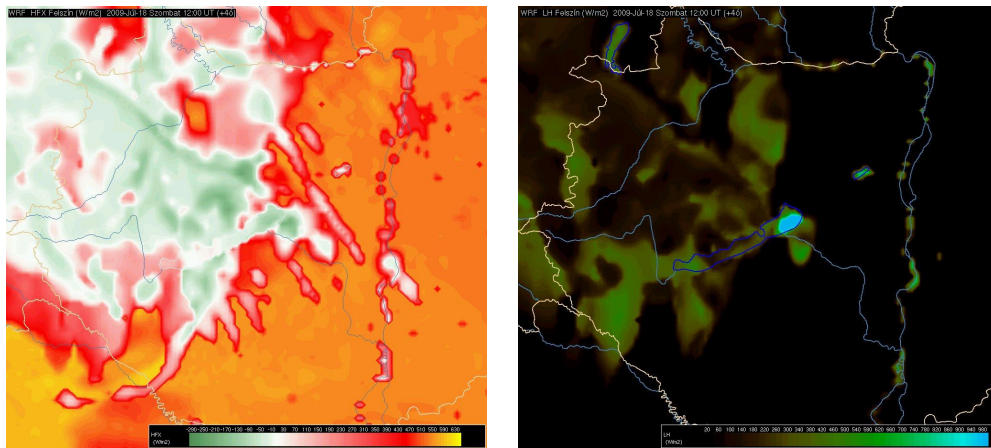


35. ábra. 850 hPa-os szélmező és vertikális sebesség (feltüntetve a skálahatárokat) 2009. július 18-án 12.00. UTC-re vonatkozóan, 500 m-es felbontás mellett.

Ami a front helyzetét illeti, a nedves esetben körülbelül a referenciatérképben látott helyen van. Nagyon fontos, hogy a melegszeletben nedves talaj esetén egyáltalán nem alakultak ki konvektív cellák. Ebből következően azt mondhatjuk, hogy a melegszeletbeli mély konvekció realizálódása szempontjából a talajnedvesség csökkenése okozta szenzibilis hőáram-növekedés sokkal fontosabb, mint a látens hőáram csökkenése (36.a.-36.b. ábra). Ez szemléletesen azt jelenti, hogy a konvekcióhoz szükséges első meghajtó elem – a szenzibilis hőáram – jelenléte nélkül a látens hőáram lokális skálán nem játszik döntő szerepet. Ez azért lehet meglepő, mert a nedvesség elkeveredése a talaj közeléből a magasabb légrétegekbe körülbelül fél órás nagyságrendű folyamat, az erős advekción pedig a hidegebb talaj ellenére is biztosította a meleg levegőt. A frontra viszont már olyan hatással van, mint amit eleve várunk, nevezetesen a rendszer által messziről beszívott levegő nagyobb nedvességtartalma segíti a konvekciót, annak ellenére, hogy ez a levegő kissé hidegebb is. Viszont itt a talaj közvetlen szerepe már eleve sokkal kisebb, a konvekciót alapvetően nem a felszínhőmérséklet és az alsó légrétegek hőmérséklete közti különbség hajtja meg.



36.a. ábra. Felszínről induló szenzibilis és látens hőáram (feltüntetve a 36.b. ábrára is érvényes skálahatárokat) a NEDVES esetben, 2009. július 18-án 12.00. UTC-re vonatkozóan.



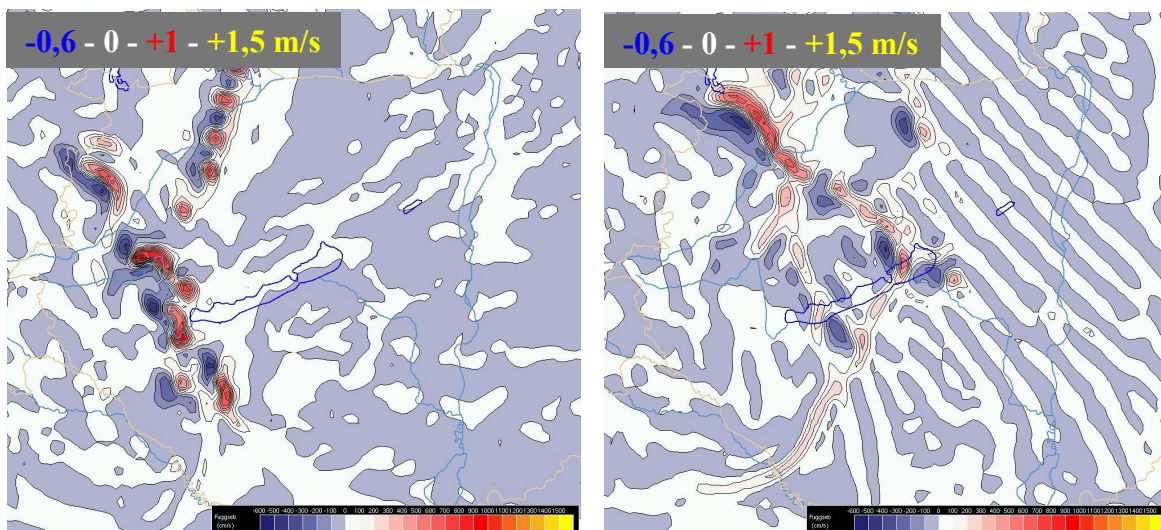
36.b. ábra. Felszínről induló szenzibilis és látens hőáram a SZÁRAZ esetben, 2009. július 18-án 12.00. UTC-re vonatkozóan.

A talajnedvesség hatásának közvetlen és közvetett formáira érdekes példa a csapadék érzékenysége. Nem tapasztalunk ugyanis az órás összegzett csapadékmezőben egyértelmű növekedést a nedves esetben, sokkal inkább az látszik, hogy a csapadékmező a szélmező által kirajzolt, az előbbieken ismertetett jellegéhez igazodik.

Fontos megjegyezni, hogy az alsó szintek relatív nedvességének alakulása nem feltétlenül igazodik a talajnedvesség változásához. Mivel a nedves esetben a megnövekedett talajnedvesség nincs összhangban a modell többi állapotváltozójával, érthető, hogy a futtatás spin-up idejében a relatív nedvesség hirtelen magas értékekre ugrik, ahhoz képest, mint amit a kezdeti feltételekből származtatott a modell az analízisre. Ezt

követően azonban hamar kiszáradás figyelhető meg, ami csak azzal magyarázható, hogy a relatív nedvesség mezeje a szélmezőhöz adaptálódik. Így a peremeken érkező száraz levegő hamar elfűjja az alsó szintekről nedvességet, amelynek zöme valószínűleg a zivatarláncban fog hasznosulni.

A talajnedvesség közvetlen hatással van még többek között a látens hőáramra, amely viszont a már kialakult konvekció erősségére van közvetlen befolyással. Azt várjuk, hogy az erősödő látens hőáram erősödő feláramlási sebességet fog eredményezni. A száraz esetben a front mentén kialakult zivatarláncban valóban kisebb vertikális sebességek mutatkoznak, hozzáteve, hogy a feláramlások gyengülése mellett a leáramlásoknak sem szabad erősödniük (37. ábra).



37. ábra. 850 hPa-os vertikális sebesség mezeje (feltüntetve a skálahatárokat), 2009. július 18-án 12.00. UTC-re vonatkozóan a nedves és a száraz futtatás során.

A fejezetben leírtak konklúziója az, hogy a modell képes megfelelően reagálni az alsó határfeltételek erős megváltozásaira, ami esetünkben a mezo-gamma skálájú folyamatok kimenetelében döntő jelentőségű. A mezo-gamma skálájú konvektív cellák létrejötte és a zivatarrendszerek finomszerkezete egyértelműen függ a talaj állapotától. A szenzibilis és látens hőáram helyzettől függő triggerhatása, a termikképződés és a prefrontális mély konvekció erős érzékenysége felhívja a figyelmet a talajadatok minél pontosabb bevitelére, hiszen láttuk, hogy merőben eltérő időjárási helyzet alakulhat ki például a melegszektorban a talaj állapotától függően. A nagy térbeli felbontású, nowcasting előrejelzések sikeressége szempontjából ez kulcskérdés lehet. Mivel a konvekció és a felszín-légkör kölcsönhatások kapcsolatrendszere igen sokrétű, érdemes lenne megvizsgálni a modell reakcióját

gyengébb megváltozásokra is. Itt többek között a talajtípus, a talaj hidraulikus és termikus paramétereinek és/vagy állapotatórózóinak megváltoztatása, illetve a felszín borítottsága lehet a vizsgálat tárgya. A horizontális felbontás növekedésével egyre fontosabb a növényzet direkt szerepe is. Másrészt a felszíni határfeltételek inhomogén megváltoztatása is érdekes lehet, hiszen a felszínen meglévő gradiensek a légkörben is éles inhomogenitást okozhatnak. A modell még alaposabb megismeréséhez ezek a vizsgálatok a jövőben fontosak lesznek.

7. ÖSSZEFOGLALÁS

A számszerű időjárás-előrejelző modellek fejlődése töretlenül megy előre azon az úton, amelyet Vilhelm Bjerknes jelölt ki, majd amelyet Charney, Fjörtoft és Neumann János elméletileg és a gyakorlatban is megvalósíthatóvá tett. A légköri folyamatok geometriai és dinamikai skálákba való sorolása tette lehetővé, hogy adott területre és időtartamra olyan előrejelzést készíthessünk, amelyek tartalmazznak minden, az adott skála időjárását meghatározó légköri folyamatot. Szem előtt tartva Edward Lorenz forradalmi meglátását, amely a fizikába bevezette a korlátozott előrejelezhetőség fogalmát, arra törekszünk, hogy a valóságot minél jobban közelítő modellek megalkotásával és azokat a gyakorlatban minden szempontból optimális módon használva ennek megfelelő előrejelzéseket készítsünk. Azzal, hogy lehetővé válik egyre nagyobb felbontás használata, a numerikus modellezés fokozatosan közelíti azoknak az időjárási jelenségeknek az igencsak elmosódott, alsó mérettartományát, amelyek a mindennapi életüket még jelentősen meghatározzák. Ez a határ az Orlanski-féle skálán a mezo-gamma tartomány környékén húzódik.

Dolgozatunk keretében a mezo-gamma skálájú, azaz a néhány km-es karakterisztikus mérettel rendelkező meteorológiai folyamatok modellezhetőségével foglalkoztunk, amellyel kapcsolatban napjainkban egyelőre kevés tapasztalat áll rendelkezésre mind hazai, mind a nemzetközi szakirodalomban.

Eredményeink alapján elmondhatjuk, hogy az Országos Meteorológiai Szolgálat informatikai és meteorológiai infrastruktúrájába beillesztett WRF-modell alkalmas arra, hogy a korábbiakban Magyarországon még nem vizsgált jelenségeket, a mezo-gamma skálájú folyamatokat is modellezze. A modellezés feltételeinek megteremtését nehezíti a nagyfelbontással együtt járó számítási igény-növekedés, amely az előrejelzésekre vonatkozó két fontos feltételből adódik. Egyrészt a szinoptikus skálájú meghajtó modell felbontásától való leskálázásnak korrektnek kell lennie, azaz az újonnan megjelenő mezo-gamma skálájú folyamatok mellett torzítatlanul kell megjeleníteni a nagyobb skálájú folyamatoknak is. Másrészt a megoldás stabilitása is alapkövetelmény, ami a numerikus sémára vonatkozó időlépcsőre szab ki erős feltételt. Ezek megkövetelik, hogy a célterületet kellően nagy környezetében fedjük le a modellel és a növekvő felbontással egyre sűrűbb időlépcsőt használjunk. A leskálázás helyes megoldásához alkalmat kínál a beágyazott modellezési

technika (nesting). Mivel tapasztalataink szerint a modellen belüli területek közötti tulajdonságvitel igen kis torzítású, lehetőség van arra, hogy az előrejelzés javulását pusztán az adott időjárási helyzetet meghatározó meteorológiai folyamatok szintjén lévő domain változtatásával érjük el. A számítási igényt azzal is csökkenthetjük, ha optimálisan választjuk meg az integrálás kezdeti idejét. A modell igazodási ideje (spin-up) konvektív folyamatokra nézve 3-4 óra körül van, ami segít áthidalni a légkör néhány órával későbbi állapotára vonatkozó ismerethiányt. A leskálázás korrektségének másik fontos feltétele a modell dinamikájának és fizikájának helyes megválasztása. Az általunk vizsgált mérettartományt tekintjük a mezoskála alsó határának, egyúttal a mezoskálájú modellezés határának, ahol a turbulencia még szinte teljes egészében subgrid skálán marad, de a légköri folyamatok mozgási energiájának spektrális eloszlásában kimutatható mezoskálájú csúcs már teljes egészében megoldott. Ezért a turbulencia és a planetáris határreteg parametrizációjára szükség van. Tekintettel a turbulenciával való szoros kapcsolatára, a felhőfizikai folyamatok parametrizációját konvektív folyamatok híján célszerű egyszerűnek választani. Ezen feltételek teljesülése mellett is bizonyos időjárási helyzetekben a modell belső tulajdonságaiból fakadó, erősen skálafüggő problémákkal talákoztunk. A mezo-gamma skálán a meteorológiai mezőket uraló irreális folyamatok az advekciónumerikus számításban gyökereznek, amelynek módosításával sikerült a problémát megszüntetni. Az alkalmazott 6-odrendű explicit diffúziós séma sikeressége abban áll, hogy közvetlenül módosítja az advekciónumerikus számítását, így nincs szükség a már hibával terhelt számításra fizikai parametrizációk hatását ráerőltetni.

Konkrét esettanulmányokon keresztül vizsgáltuk meg a mezoskálájú modellezés legfontosabb feladatainak megoldását a mezo-gamma skálán. Azt tapasztaltuk, hogy az eltérő hő- és vízháztartású felszínek közötti lokális kölcsönhatások éppúgy leírhatók, mint az orográfia áramlásmódosító hatásai. Eredményeink tartalmazták a városi hősziget jelenségét, az ahhoz kapcsolódó domborzattól független feláramlási mezőt, valamint Budapest esetén olyan karakterisztikus skálájú orográfia hatása is megjelent, mint a Gellért-hegy. A Budai-hegység példáján láttuk, hogy részleteiben modellezhető a gyenge, tipikusan mezo-gamma skálájú hegy-völgyi cirkuláció is. Az 500 m-es felbontású modelleredményeken megjelentek a Balatonnál tapasztalható tavi cirkulációba ágyazott lokális jelenségek, mint például a Tapolcai-medence tanúhegyei közti szélcsatornák, a Szigligeti-öbölbeli szélerősödés, vagy a Tihanyi-félsziget felett létrejövő konvergenciaáramlás.

A mezoskálájú modellezés legfontosabb feladata a konvekció előrejelzése, ehhez a WRF-modell mezo-gamma skálán való futtatásával jelentős többletinformációt nyerhetünk. Ezen a felbontáson az egyedi konvektív cellákat is leírja a modell, a köztük lévő kölcsönhatások a megfelelő, finomszerkezetű állapothatározó-mezőkön tanulmányozható. A nesten az előrejelezhető veszélyes jelenségek köre kibővül: modellezhetőek a frontvonal menti instabil örvények, a forgó zivatarok. Konkrét példát láttunk arra is, hogy a néhány 100 m-es horizontális felbontás segítségével az a légkör alsó rétegeiben előrejelezhető az inverziós rétegződés környezetével való horizontális és vertikális irányú kölcsönhatásai is, így megjelenik a ködpárna hullámzó felső határa is.

A nagyfelbontású felszíni határfeltételekre való megfelelő reakciók modellezése és a markáns, igen érzékeny légköri folyamatok modellezhetősége a mezoskálájú modellezés két alapvető feladata. Ezt a két feladatot párosítva vizsgálatokat végeztünk arra vonatkozóan, hogy a konvektív folyamatok mezo-gamma léptékben milyen érzékenységet mutatnak a felszín fizikai állapotának markáns megváltozásaira. Azt tapasztaltuk, hogy a talajnedvesség csökkenése okozta szenzibilis hőáram-növekedés sokkal fontosabb a konvekció realizálódása szempontjából, mint a látens hőáram csökkenése. A prefrontális mély konvekcióra és a front által keltett zivatarokra vonatkozó eltérő előjelű triggerhatások felhívják a figyelmet a talajnedvesség lehető legpontosabb megadásának szükségességére.

A forró, száraz felszín feletti instabil rétegződésben kialakuló termikek modellezhetőek a néhány 100 m-es felbontás mellett, de valójában csak a folyamat nagyskálájú jellegét adja vissza a modell, azaz a légköri folyamatok energiaspektrumának ezen tartományában húzódik minden bizonnyal a jelenlegi modellezési lehetőségek alsó határa.

Az eredmények tükrében lehetőség nyílik arra, hogy a modellt alkalmazzuk meteorológiai szempontból is megalapozott hatástanulmányok elkészítéséhez. Tesztelt és nagy pontosságú kiindulási feltételeket adhatunk még nagyobb felbontású modellek számára, mint például városmodellek, vagy lokális légszennyezés-terjedési modellek.

Az eljárás operatív alkalmazása ugyan mindenképpen nagy számítási kapacitást igényel, azonban ha ezt az akadályt legyőzzük, lehetőség lenne olyan kiemelt területek még fokozottabb meteorológiai biztosítására, mint például üdülőkörzeteink, vagy a főváros. Eredményeink a WRF-modell felelősségteljes alkalmazásához előzetes vizsgálatoknak felelnek meg, mind infrastrukturális, mind modellezési szempontból a modell további részletes tesztelésére van szükség, ami a további célok között szerepel.

IRODALOMJEGYZÉK

- Beljaars, A.*, 1992: The parametrization of the planetary boundary layer. *Meteorological Training Course Lecture Series ECMWF*.
- Blackadar, A. K.*, 1979: Modeling pollutant transfer during daytime convection. *Preprints, Fourth Symposium on Atmospheric Turbulence Diffusion and Air Quality, Reno, Am. Meteor. Soc.*, 443-447.
- Dudhia, J.*, 1989: Numerical study of convection observed during the winter monsoon experiment using a mesoscale two-dimensional model, *J. Atmos. Sci.* 46, 3077–3107.
- Dudhia, J.*, 2006: The Weather Research and Forecast Model Version 2.0: Physics update. *5th WRF / 14th MM5 Users' Workshop Paper*.
- Ek, M., Mahrt, L.*, 1994: Daytime evolution of relative humidity at the boundary layer top. *Mon. Wea. Rev.* 122, 2710-2721.
- Findell, K. L., Eltahir, E. A.*, 2002: Atmospheric Controls on Soil Moisture-Boundary Layer Interactions. *J. of Hydrometeorology* 4, 552-583.
- Geresdi, I., Ács, F., Radriamampianina, R., Tarczay, K., Tóth, H.*, 2003: Fizikai parametrizációk a mezoskálájú modellezésben. 29. *Meteorológiai Tudományos Napok (Szerk.: Weidinger, T.)*, Országos Meteorológiai Szolgálat, Budapest, 76-85.
- Geresdi, I.*, 2004: Felhőfizika. *Dialóg Campus Kiadó*.
- Haiden, T.*, 1997: An analytical study of cumulus onset. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* 123, 1945-1960.
- Hohenegger, C., Brockhaus, P., Bretherton, C. S., Schär, C.*, 2009: The soil moisture-precipitation feedback in simulations with explicit and parametrized convection. *J. Climate* 22, 5003-5020.

- Hong, S.-Y., Dudhia, J., Chen, S.-H., 2004: A Revised Approach to Ice Microphysical Processes for the Bulk Parameterization of Clouds and Precipitation. *Mon. Wea. Rev.* 132, 103–120.
- Hong, S.-Y., Pan, H.-Y., 1996: Nonlocal Boundary Layer Vertical Diffusion in a Medium Range Forecast Model. *Mon. Wea. Rev.* 124, 2322-2339.
- Horváth, Á., 2003: Az MM5 modell, és alkalmazása az ultrarövidtávú előrejelzésben. 29. *Meteorológiai Tudományos Napok (Szerk.: Weidinger, T.). Országos Meteorológiai Szolgálat, Budapest, 97-103.*
- Jacobson, M. Z., 2005: Fundamentals of Atmospheric Modeling. Second Edition, *Cambridge University Press.*
- Janjić, Z. I., 2001: Nonsingular Implementation of the Mellor-Yamada Level 2.5 Scheme in the NCEP Meso model. *NCEP Office Note 437.*
- Kertész, S., 2003: Fizikai parametrizációk a mezoskálájú modellezésben. 29. *Meteorológiai Tudományos Napok (Szerk.: Weidinger, T.). Országos Meteorológiai Szolgálat, Budapest, 169-179.*
- Knievel, J. C., Bryan, G. H., Hacker, J. P., 2007: Explicit Numerical Diffusion in the WRF Model. *Mon. Wea. Rev.* 135, 3808-3824.
- Lin, Y.-L., 2007: Mesoscale Dynamics. *Cambridge University Press.*
- Lin, Y.-L., Farley, R. D., Orville, H. D., 1983: Bulk parameterization of the snow field in a cloud model. *J. Climate Appl. Meteor.* 22, 1065–1092.
- Mellor, G. L., Yamada, T., 1982: Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems. *Rev. Geophys. Spa. Phys.* 20, 851-875.

- Mesinger, F., Arakawa, A., 1976: Numerical methods used in atmospheric models. *GARP Publ. Series*, No. 14., WMO/ICSU Joint Organizing Committee, 64 pp.
- Mlawer, E. J., Taubman, S. J., Brown, P. D., Iacono, M. J., Clough, S. A., 1997: Radiative transfer for inhomogeneous atmosphere: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave. *J. Geophys. Res.* 102,16663–16682.
- Mölders, N., 1999: Einfache und akkumulierte Landnutzungsänderungen und ihre Auswirkungen auf Evapotranspiration Wolken- und Niederschlagsbildung. *Habilitationsschrift, Institut für Meteorologie der Universität Leipzig*.
- Olinger, J., Sundström, A., 1978: Theoretical and practical aspects of some initial boundary value problems in fluid dynamics. *J. Appl. Math.* 35, 419-446.
- Orlanski, I., 1975: A Rational Subdivision of Scales of Atmospheric Processes. *B. Am. Meteor. Soc.* 56, 527-530.
- Pleim, J. E., Chang, J. S., 1992: A non-local closure model for vertical mixing in the convective boundary layer. *Atm. Env.* 26A, 965-981.
- Práger, T., 1992: Numerikus prognosztika I. *Tankönyvkiadó*.
- Radnóti, G., 2003: A numerikus előrejelzés alapjai, numerikus módszerek. 29. *Meteorológiai Tudományos Napok (Szerk.: Weidinger, T.). Országos Meteorológiai Szolgálat, Budapest*, 169-179.
- Roode, S. R., Jonker, H. J. J., Duynkerke, P. G., Stevens, B., 2003: Countergradient fluxes of conserved variables in the clear convective and stratocumulus-topped boundary layer: the role of the entrainment flux. *Bou. Lay. Met.* 112, 179–196.
- Schär, C., Lüthi, D., Beyerle, U., 1998: The Soil-Precipitation Feedback: A Process Study with a Regional Climate Model. *J. of Climate* 12, 722-741.

Skamarock, W. C., Klemp, J. B., Dudhia, J., Gill, D. O., Barker, D. M., Wang, W., Powers, J. G., 2008: A Description of the Advanced Research WRF Version 3. *NCAR technical note*, NCAR/TN-468+STR.

Weidinger, T., Bordás, Á., 2006: A felszinközeli légréteg és a határréteg kutatásának főbb kérdései. 32. *Meteorológiai Tudományos Napok* (Szerk.: Weidinger, T., Geresdi, I.). *Országos Meteorológiai Szolgálat, Budapest*, 105-122.

Wyngaard, J. C., 2004: Toward Numerical Modeling in the „Terra Incognita”. *J. Atmos. Sci.* 61, 1816-1826.

KÖSZÖNETNYILVÁNÍTÁS

Köszönöm témavezetőmnek, dr. Horváth Ákosnak töretlen támogatását, időt és energiát nem kímélő szakmai segítségét, amelyek nélkül ez a dolgozat nem készülhetett volna el.

Köszönöm tanszéki konzulensemnek, dr. Ács Ferencnek értékes tanácsait, megjegyzéseit, segítségét a témának megfelelő irodalom megszerzésében.

Köszönettel tartozom az Országos Meteorológiai Szolgálatnak a technikai háttér biztosításáért.

Köszönöm Családomnak szerető támogatásukat és türelmüket.